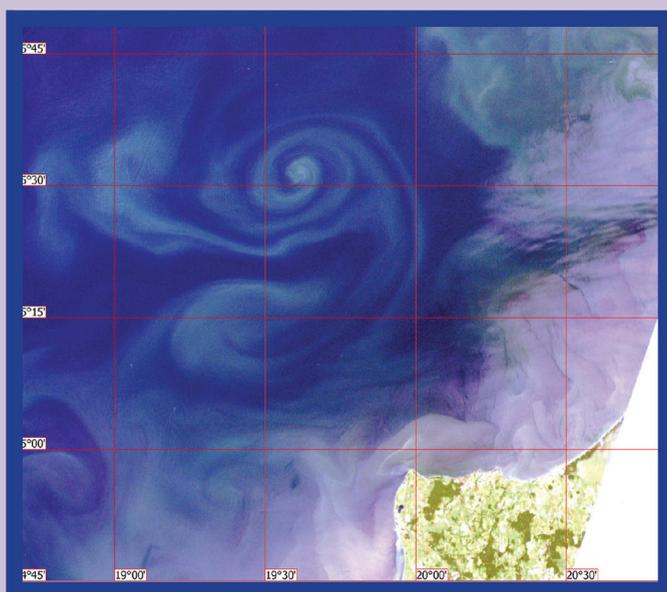


ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П. Ширшова  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ  
МОСКОВСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ им. С.Ю. Витте

# Сборник трудов Международного симпозиума «Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере» МСП-2018

Посвящается 90-летию со дня рождения  
члена-корреспондента АН СССР,  
профессора К.Н. Федорова



Москва 2018

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П. Ширшова  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ  
МОСКОВСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ им. С.Ю. Витте

**Сборник трудов  
Международного симпозиума  
«Мезомасштабные и субмезомасштабные  
процессы в гидросфере и атмосфере»**



**Посвящается 90-летию со дня рождения  
члена-корреспондента АН СССР,  
профессора К.Н. Федорова**



**30 октября – 02 ноября 2018 года, Москва,  
Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН  
2018**

ISBN 978-5-9901449-4-1



9 785990 144941

УДК 551.46

ББК 26.221

С56

Сборник трудов Международного симпозиума «Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере» (МСП-2018), посвященный 90-летию проф. К.Н. Федорова в 1 т.: сб. трудов / [сост.: Зацепин А.Г., Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Свиридов С.А.]; Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. М.: ИО РАН, 2018. 439 с. DOI 10.29006/978-5-9901449-4-1-2018-1

Настоящее издание содержит материалы Международного симпозиума МСП-2018 «Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере», посвященного 90-летию члена-корреспондента АН СССР, проф. К.Н. Федорова, который состоялся 30 октября – 02 ноября 2018 г. в Москве в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН. В сборнике представлены тезисы докладов участников симпозиума по исследованиям в области мезомасштабных и субмезомасштабных процессов в гидросфере и атмосфере, разработке технических средств и методов исследования Мирового океана.

Все доклады публикуются в авторской редакции.

Составители сборника: Зацепин А.Г., Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Свиридов С.А. Симпозиум организован и проведен при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант №18-05-20108), Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН и Московского университета им. С.Ю. Витте.

Proceedings of the International Symposium “Mesoscale and Submesoscale Processes in the Hydrosphere and Atmosphere” (MSP-2018), 30 October – 02 November 2018, Moscow / [Ed. by: Zatsepin A.G., Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Sviridov S.A.]; Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences. M.: SIO RAS, 2018. 439 p. DOI 10.29006/978-5-9901449-4-1-2018-1

Proceedings of the International Symposium “Mesoscale and Submesoscale Processes in the Hydrosphere and Atmosphere” (MSP-2018) are dedicated to the 90th anniversary of Prof. Konstantin Fedorov, which was held on 30 October – 02 November 2018 in Moscow at the Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences. The book presents abstracts of the reports of participants in the symposium on research in the field of mesoscale and submesoscale processes in the hydrosphere and atmosphere, the development of technical means and methods for studying the World Ocean.

All abstracts are published in the author's edition.

Compiled by: Zatsepin A.G., Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Sviridov S.A.

The Symposium was organized and conducted with the financial support of the Russian Foundation for Basic Research (Grant No. 18-05-20108), Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, and S.Yu. Witte Moscow University.

Издательство: Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук

ISBN 978-5-9901449-4-1

©ИО РАН, 2018

## НАУЧНЫЙ КОМИТЕТ МСП-2018

**Зацепин А.Г.** – председатель, д.ф.-м.н., зав. лаб. ИО РАН  
**Костяной А.Г.** – зам. председателя, д.ф.-м.н., г.н.с. ИО РАН  
**Гинзбург А.И.** – ученый секретарь, к.ф.-м.н., в.н.с. ИО РАН

**Алымкулов С.А.** – д.т.н., профессор, Институт физико-технических проблем,  
НАН Кыргызстана

**Баренблатт Г.И.** – д.ф.-м.н., профессор, г.н.с. ИО РАН

**Гриценко В.А.** – д.ф.-м.н., профессор, зав. кафедрой БФУ им. И. Канта

**Гулев С.К.** – д.ф.-м.н., профессор, чл.-корр. РАН, зав. лаб. ИО РАН

**Добролюбов С.А.** – д.г.н., чл.-корр. РАН, декан факультета МГУ  
им. М.В. Ломоносова

**Жмур В.В.** – д.ф.-м.н., профессор, зав. кафедрой МФТИ

**Журбас В.М.** – д.ф.-м.н., профессор, зав. лаб. ИО РАН

**Завьялов П.О.** – д.г.н., чл.-корр. РАН, зам. директора ИО РАН

**Зимин А.В.** – д.г.н., зав. лаб. СПб филиала ИО РАН

**Зодиатис Джордж** (George Zodiatis) – PhD, с.н.с. Института прикладной и  
вычислительной математики, о. Крит, Греция (Institute of Applied and  
Computational Mathematics, Crete, Greece)

**Иванов В.В.** – д.ф.-м.н., в.н.с. кафедры океанологии МГУ им. М.В. Ломоносова

**Коротаев Г.К.** – д.ф.-м.н., профессор, чл.-корр. РАН, научный руководитель  
МГИ РАН

**Кошляков М.Н.** – д.ф.-м.н., профессор, г.н.с. ИО РАН

**Курбаниязов А.К.** – к.г.н., директор Института продолжающегося образования  
Казахско-Турецкого университета, г. Туркестан, Казахстан

**Лобанов В.Б.** – к.г.н., директор ТОИ ДВО РАН

**Максименко Н.А.** (Maximenko N.A.) – PhD, Университет Гавайи, США  
(Hawaii University, USA)

**Мамедов Р.** – академик НАН Азербайджана, директор Института географии,  
г. Баку, Азербайджан

**Морозов Е.Г.** – д.ф.-м.н., зав. лаб. ИО РАН

**Нейман В.Г.** – д.г.н., чл.-корр. РАН, г.н.с. ИО РАН

**Осмар Моллер** (Osmar O. Möller Jr.) – Prof., директор Института океанографии  
Университета Рио Гранде, Бразилия (University Rio Grande, Brazil)

**Репина И.А.** – д.ф.-м.н., профессор РАН, зав. лаб. ИФА РАН

**Семенов А.В.** – д.э.н., ректор Московского университета им. С.Ю. Витте

**Соков А.В.** – д.г.н., ВРИО директора ИО РАН

**Станичный С.В.** – к.ф.-м.н., зав. отделом МГИ РАН

**Чашечкин Ю.Д.** – д.ф.-м.н., профессор, зав. лаб. ИПМ РАН

**Чубаренко И.П.** – д.ф.-м.н., зав. лаб. АО ИО РАН

**Филюшкин Б.Н.** – д.г.н., г.н.с. ИО РАН

**Флинт М.В.** – д.б.н., чл.-корр. РАН, зам. директора ИО РАН

**Шапиро Г.И.** (Georgy Shapiro) – Dr.Sc., Prof. Университет Плимута,  
Великобритания (University of Plymouth, GB).

**Международный симпозиум  
«Мезомасштабные и субмезомасштабные  
процессы в гидросфере и атмосфере»  
МСП-2018**

**Оргкомитет**

**Свиридов С.А.** – председатель, зав. отделом ИТ ИО РАН  
**Шаповалов С.М.** – зам. председателя, к.ф.-м.н., в.н.с.,  
руководитель НКОЦ РАН  
**Степанова Н.Б.** – секретарь оргкомитета, к.ф.-м.н., с.н.с. ИО РАН  
**Метальников А.А.** – к.ф.-м.н., с.н.с. ИО РАН  
**Мошаров С.А.** – к.б.н., с.н.с., НКОЦ РАН  
**Сильвестрова К.П.** – м.н.с. ИО РАН  
**Щепеткин А.Ф.** – к.ф.-м.н., в.н.с. ИО РАН, зав. кафедрой МФТИ

**Координационная рабочая группа**

**Воробьева Ю.В.** – гл. специалист Отдела ИТ ИО РАН  
**Де ла Круз-и-Каро Н.Ф.** – гл. специалист НКОЦ РАН  
**Муравья В.О.** – аспирантка ИО РАН  
**Муратов А.В.** – ст. инженер Отдела ИТ ИО РАН  
**Мищенко И.Е.** – ст. инженер Отдела ИТ ИО РАН  
**Новиков Ю.В.** – гл. специалист Отдела ИТ ИО РАН  
**Покрышкин А.А.** – гл. специалист Отдела ИТ ИО РАН  
**Сердцева Е.В.** – гл. специалист по наукометрии Отдела  
ИТ ИО РАН  
**Уманская И.А.** – гл. специалист по наукометрии Отдела  
ИТ ИО РАН  
**Шишкина Н.А.** – н.с. Лаб. геофизических полей ИО РАН

Адрес: 117997, Москва, Нахимовский пр. 36. e-mail: [mcp-2018@ocean.ru](mailto:mcp-2018@ocean.ru)

## СОДЕРЖАНИЕ

Trawling-induced nepheloid layer formation over and within the Foix submarine canyon (NW Mediterranean) <i>Arjona-Camas M., Puig P., Emelianov M., Palanques A.</i> .....	15
Topographic Rossby waves in the Lofoten basin in the Norwegian Sea <i>Belonenko T.V.</i> .....	18
Submesoscale sampling of western boundary retroreflections in the Atlantic Ocean <i>Emelianov M., Castellanos P., Peña-Izquierdo J., Sans J., Pelegri J.L.</i> .....	21
Fine-scale water mass variability inside the Besòs submarine canyon (NW Mediterranean) <i>Emelianov M., Jordi Solé J., Ostrovskii A., Puig P., García-Ladona E.</i> .....	25
Physical and dynamical behavior of mesoscale eddies in the Bay of Bengal <i>Krishna K. Muni</i> .....	29
Mesoscale to sub-mesoscale eddies in the Gulf of Oman and the Gulf of Aden: impact on RSW and PGW outflows <i>Morvan M., Carton X., L'Hégaret P., Corréard S., Baraille R.</i> .....	30
The role of submesoscale eddies in the transport of densest water in Peter the Great Bay, the Japan/East Sea <i>Ostrovskii A., Fayman P., Lobanov V., Park J.-H., Park Y.-G., Sergeev A.</i> .....	34
Study of the hydrographic variability within Northwestern Mediterranean submarine canyons using the «Aqualog» moored profiling carrier <i>Pozo J., Lloret M., Emelianov M., Puig P.</i> .....	37
Cascading ocean basins: numerical simulation of the circulation and inter-basin exchange in the Azov-Black-Marmara-Mediterranean seas system <i>Stanev E.V.</i> .....	39
A North Sea-Baltic sea regional coupled models: atmosphere, wind waves and ocean <i>Staneva J., Schrum C., GCOAST Team</i> .....	42
Super long-lived ocean eddies <i>Sutyrin G.G.</i> .....	46
Долговременная изменчивость поверхностных и придонных течений в субарктическом круговороте Атлантики <i>Амбросимов А.К., Клювиткин А.А., Мельников В.А.</i> .....	48

Натурные испытания подводного сканирующего стационарного комплекса <i>Баранов В.И., Очередник В.В., Зацепин А.Г., Куклев С.Б., Маишур В.В.</i> .....	52
Оценки трендов уровня океана в Северной Атлантике по данным спутниковой альтиметрии и измерений GRACE <i>Белоненко Т.В., Колдунов А.В.</i> .....	55
Исследование Гольфстрима по информации об океане, полученной из космоса <i>Бондаренко А.Л.</i> .....	57
О пространственной структуре рассеяния звука в Японском и Охотском морях <i>Буланов В.А., Стороженко А.В.</i> .....	62
Применение нелинейных акустических методов для изучения верхнего слоя океана <i>Буланов В.А., Корсков И.В., Стороженко А.В.</i> .....	66
Оценка роли субмезомасштабной динамики в сезонной изменчивости циркуляции Финского залива <i>Ванкевич Р.Е., Antti Westerlund</i> .....	70
Вертикальная зональность донной фауны в Сибирской Арктике <i>Веденин А.А., Галкин С.В., Миронов А.Н., Гебрук А.В.</i> .....	73
Особенности приповерхностной циркуляции конвективной природы в зависимости от условий на поверхности воды <i>Волкова А.А., Гриценко В.А.</i> .....	75
Вихревая структура озера Шира по результатам натуральных наблюдений и численных расчетов <i>Володько О.С., Компаниец Л.А.</i> .....	79
«Линейные» аппроксимации турбулентных моментов конвективного поверхностного слоя атмосферы в области вынужденной конвекции <i>Вульфсон А.Н., Николаев П.В.</i> .....	81
Анализ мезомасштабной атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой по результатам регионального высокоразрешающего климатического моделирования <i>Гавриков А.В., Маркина М.Ю., Гулев С.К.</i> .....	85
О роли мезомасштабных вихрей в перемещении пятен нефтепродуктов в Юго-Восточной Балтике (спутниковая информация) <i>Гинзбург А.И., Крек Е.В., Костяной А.Г., Соловьев Д.М.</i> .....	86
Прецизионный мониторинг уровня подземных вод <i>Горбунова Э.М., Беседина А.Н., Виноградов Е.А.</i> .....	90

Качественные и количественные оценки адекватности моделирования мезомасштабной динамики вод северо-восточной части Черного моря по данным наблюдений <i>Григорьев А.В., Зацепин А.Г., Кубряков А.И., Воронцов А.А., Шаповал К.О.</i> .....	94
Цунамигенные процессы в субдукционных зонах Мирового океана <i>Гусяков В.К.</i> .....	98
Мелкомасштабные вертикальные структуры и конвективно-неустойчивая стратификация в области противотечения Ломоносова <i>Демидова Т.А.</i> .....	102
Численное моделирование процессов обмена между каплями и воздухом в приводном атмосферном погранслое <i>Дружинин О.А., Троицкая Ю.И., Зилитинкевич С.С.</i> .....	106
Акустическое зондирование мезомасштабных неоднородностей в области фронтальной зоны океана движущимся источником. Численный эксперимент <i>Дюльдина Н.И.</i> .....	108
Влияние подводного хребта на опускание воды в экмановском погранслое на наклонном дне во вращающейся жидкости <i>Елкин Д.Н., Зацепин А.Г.</i> .....	112
Фрагменты геосинтетических материалов на побережье Калининградской области (Балтийское море): особенности и характеристики <i>Есюкова Е.Е., Исаченко И.А.</i> .....	115
Загрязнение антропогенным мусором побережий внутренних прибрежных вод на примере Вислинского залива Балтийского моря <i>Есюкова Е.Е., Хатмуллина Л.И., Лысенко С.В.</i> .....	119
Изменчивость придонного трения на трассе затоков в Балтийском море <i>Журбас В.М., Вяли Г., Голенко М.Н., Пака В.Т.</i> .....	123
Ретроспективный прогноз поля мезомасштабных вихрей в Юго-Восточной Балтике <i>Журбас В.М., Вяли Г., Лаврова О.Ю.</i> .....	126
Оценка изменения расхода атлантических вод, поступающих в Евразийский бассейн Арктики <i>Журбас Н.В.</i> .....	130

Гидрофизические особенности озера Иссык-Куль (по данным экспедиций 2015–2018 гг.) <i>Завьялов П.О.</i> .....	134
К.Н. Федоров и его научные достижения <i>Зацепин А.Г., Гинзбург А.И., Костяной А.Г.</i> .....	135
Черноморский полигон ИО РАН и перспектива его использования для решения задач прибрежной оперативной океанографии <i>Зацепин А.Г., Баранов В.И., Горбацкий В.В., Дудко Д.И., Ивонин Д.В., Коваленко В.В., Кочетов О.Ю. Куклев С.Б., Мысленков С.А., Островский А.Г., Очеродник В.В., Подымов О.И., Сильвестрова К.П., Соловьев Д.М., Телегин В.А., Шпилев Н.Н.</i> .....	139
Комплексная система прогнозирования параметров ветрового волнения в Мировом океане и морях России <i>Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С.</i> .....	143
Субмезомасштабные процессы и явления в приливных Арктических морях (Белом, Баренцевом и Карском) <i>Зимин А.В., Романенков Д.А., Атаджанова О.А., Свергун Е.И., Коник А.А.</i> .....	147
Ледовые кольца Байкала: наблюдения, гипотезы, теория <i>Зырянов В.Н., Кураев А.В., Костяной А.Г.</i> .....	151
Зональная несимметричность вязких волн на бета-плоскости <i>Зырянов В.Н., Чебанова М.К.</i> .....	156
Исследования особенностей энергомассообмена вблизи торосов Арктического бассейна <i>Иванов Б.В., Харитонов В.С., Смоляницкий В.М., Безгрешин А.М.</i> .....	160
Аральское море как природный «солнечный пруд»: экстремальные условия температуры и перемешивания <i>Ижицкий А.С., Кириллин Г.Б., Завьялов П.О.</i> .....	162
Мезомасштабные процессы в районе фронтальных зон Южного океана <i>Ионов В.В., Лукин В.В.</i> .....	165
Численное моделирование импульсных интрузионных течений <i>Исаченко И.А.</i> .....	169
Долгопериодная изменчивость климатических фронтальных зон Мирового океана <i>Казьмин А.С.</i> .....	172
Мезомасштабная динамика вод как фактор визуализации видовых различий фитопланктона на спутниковых изображениях поверхности океана <i>Карабашев Г.С.</i> .....	176

Особенности структуры и динамики прибрежных вдольсклоновых взвесенесущих потоков штормовой природы <i>Килесо А.В., Гриценко В.А.</i> .....	180
Инерционные колебания в оперативном прогнозе циркуляции Черного моря <i>Кортаев Г.К., Холод А.Л.</i> .....	183
Дистанционное зондирование субмезомасштабных вихрей в морях России <i>Костяной А.Г., Гинзбург А.И., Лаврова О.Ю., Митягина М.И.</i> .....	184
Энергия струй и синоптических вихрей Антарктического циркумполярного течения в приповерхностном слое Южного океана <i>Кошляков М.Н., Тараканов Р.Ю., Савченко Д.С.</i> .....	188
Физико-географические аспекты выделения прибрежных вод юго-восточной части Балтийского моря <i>Кречик В.А., Капустина М.В., Гриценко В.А.</i> .....	193
Сверточные нейронные сети в задаче детектирования мезомасштабных циклонов в Южном океане по данным спутниковых наблюдений <i>Криницкий М.А., Вереземская П.С., Гращенков К.В.</i> .....	197
Об особенностях сезонной генерации синоптических антициклонов в Черном море <i>Кубряков А.А., Зацепин А.Г., Станичный С.В.</i> .....	201
О неустойчивости геострофического течения с постоянным вертикальным сдвигом скорости с учетом диффузии массы и импульса <i>Кузьмина Н.П., Скороходов С.Л., Журбас Н.В., Лыжков Д.А.</i> .....	205
Моделирование мезомасштабной изменчивости морских течений шельфовой зоны северокавказского побережья Черного моря <i>Куклев С.Б., Дивинский Б.В., Зацепин А.Г.</i> .....	209
Результаты натурных исследований субмезомасштабных вихрей шельфовой зоны северо-восточной части Черного моря <i>Куклев С.Б., Зацепин А.Г., Баранов В.И., Куклева О.Н.</i> .....	213
Экспериментальное и численное исследование нелинейных внутренних волн <i>Куркин А.А., Талалушкина Л.В., Родин А.А., Куркина О.Е., Лобовиков П.В., Лиходеев Н.М., Земляникин А.Ю.</i> .....	216

Исследование субмезомасштабных процессов в прибрежной зоне: спутниковые наблюдения и синхронные натурные измерения <i>Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Краюшкин Е.В., Назирова К.Р., Строчков А.Я.</i> .....	220
Модельное исследование вклада ветра в формирование межгодовой изменчивости расхода Антарктического циркумполярного течения <i>Лебедев К.В.</i> .....	223
Метеорологические условия разрушительного шквала в Москве 29 мая 2017 г. <i>Локощенко М.А., Мельничук А.Ю.</i> .....	227
Мезомасштабные проявления гидрохимических неоднородностей в Мировом океане <i>Маккавеев П.Н.</i> .....	230
Численное моделирование дрейфа морского мусора, образовавшегося в результате цунами 2011 г. в восточной Японии <i>Максименко Н.А., Хафнер Я.</i> .....	234
Мезомасштабные колебания уровня внутренних морей России: Балтийского, Черного и Каспийского <i>Медведев И.П., Куликов Е.А.</i> .....	238
Мезомасштабная изменчивость кавитационной прочности морской воды <i>Мельников Н.П.</i> .....	242
Влияние ледяного покрова на волны Кельвина и Пуанкаре <i>Музылев С.В., Цыбанева Т.Б.</i> .....	246
Расчет коэффициента вертикального турбулентного перемешивания в прибрежной зоне Балтийского моря по данным термоксы на платформе Д-6 <i>Мысленков С.А.</i> .....	249
Анализ апвеллингов в юго-восточной части Балтийского моря по спутниковым данным и данным термоксы и их связь с ветровым воздействием <i>Мысленков С.А., Сильвестрова К.П., Кречик В.А., Капустина М.В.</i> .....	252
О гидродинамическом механизме образования мезомасштабных циклонических вихрей <i>Нечаев А.М., Соловьев А.А., Соловьев Д.А.</i> .....	256
Аномальные инерционные колебания скорости течений в заливе Петра Великого (Японского моря), вызванные тайфуном Лайнрок <i>Новотрясов В.В., Лобанов В.Б., Сергеев А.Ф.</i> .....	258

Мезомасштабные процессы переноса атмосферных загрязнений в районе южного Байкала <i>Оболкин В.А., Шаманский Ю.В., Ходжер Т.В.</i> .....	261
Результаты постановки кластера заякоренных цепочек температурных датчиков (термокос) <i>Очередник В.В., Запелов А.С., Баранов В.И., Куклев С.Б., Машура В.В.</i> .....	265
Развитие экспериментальных методов исследования мезо- и микромасштабных процессов в течение 30 лет после ухода К.Н. Федорова (1988–2018 гг.) <i>Пака В.Т., Корж А.О., Кондрашов А.А., Подуфалов А.П., Ландер М.Р., Журбас В.М., Голенко М.Н.</i> .....	268
Энергия внутренних волн Арктического бассейна при современном сокращении площади плавучих льдов <i>Писарев С.В.</i> .....	272
Сравнительный анализ автономных дрейфующих зондирующих измерителей характеристик Северного Ледовитого океана <i>Писарев С.В.</i> .....	276
Сезонная и межгодовая изменчивость коэффициента вертикального турбулентного обмена в черноморском пикноклине в 2013–2016 гг. <i>Подымов О.И., Зацепин А.Г., Кубряков А.А., Островский А.Г.</i> .....	280
Синоптическая изменчивость гидрохимических параметров в Карском море <i>Полухин А.А., Степанова С.В., Кубряков А.А.</i> .....	283
Столкновение капли со свободной поверхностью: структура акустического излучения <i>Прохоров В.Е.</i> .....	286
Волновые пограничные слои в стратифицированной жидкости <i>Резник Г.М.</i> .....	289
Формирование мезомасштабных циркуляций в прибрежной зоне Черного моря в условиях устойчивой стратификации атмосферы <i>Репина И.А., Чухарев А.М.</i> .....	292
Система усвоения океанографических данных в Мировом океане <i>Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Зеленко А.А.</i> .....	296
Воспроизведение термохалинной структуры в зоне смешения атлантической и беломорской вод в Баренцевом море на сетке высокого разрешения <i>Рябченко В.А., Дворников А.Ю., Ванкевич Р.Е., Софьина Е.В., Гавриков А.В.</i> .....	300

Электронный архив данных морских экспедиционных исследований <i>Свиридов С.А., Данилин Е.В., Муратов А.В., Де ла Круз-и-Каро Н.Ф., Новиков Ю.В., Попов А.П., Шаповалов С.М.</i> .....	304
Лабораторное моделирование обмена импульсом и теплом при ветроволновом взаимодействии в широком диапазоне условий, включая экстремальные (ураганы и шторма) <i>Сергеев Д.А., Вдовин М.И., Троицкая Ю.И.</i> .....	308
Интенсивные внутренние волны на северо-восточном шельфе Черного моря <i>Серебряный А.Н., Химченко Е.Е.</i> .....	312
О влиянии волн тропической неустойчивости на события Эль-Ниньо и Ла-Нинья <i>Серых И.В.</i> .....	316
Механика волновых процессов во льдах Северного Ледовитого океана <i>Смирнов В.Н., Ньюбом А.А.</i> .....	320
Поведение внутритермоклинных линз вблизи синоптических вихрей <i>Соколовский М.А., Филюшкин Б.Н.</i> .....	325
Выявление характеристик мезомасштабных и субмезомасштабных процессов в прибрежной зоне моря на основе спутниковых данных высокого пространственного разрешения <i>Станичный С.В., Кубряков А.А., Алескерова А.А., Медведева А.В., Соловьёв Д.М., Станичная Р.Р., Федоров С.В.</i> .....	329
Первая прибрежная практика в рамках программы «Плавающий Университет ИО РАН» <i>Степанова Н.Б., Чубаренко Б.В., Бабаков А.Н., Есюкова Е.Е., Лысенко С.В., Турко Н.А., Юшманова А.В., Танурков А.Г., Собаева Д.А., Цуканова Е.С., Железова Е.В., Килесо А.В., Граве А.Н.</i> .....	331
О тонкоструктурных искажениях $T,S$ -диаграмм вод Черного моря <i>Стунжас П.А.</i> .....	334
Изучение мезомасштабных явлений в озере Байкал с применением данных радиометра AVHRR <i>Сутырина Е.Н.</i> .....	338
Высокочастотная изменчивость течения Агульяс в серии модельных экспериментов и данных дистанционного зондирования <i>Тилинина Н., Ванг К., Биастох А., Сеин Д., Гулев С.</i> .....	342

Оценка вклада озерного эффекта и влияния рельефа на экстремальные осадки на южном побережье Каспийского моря в условиях современного и будущего климата <i>Торопов П.А., Шестакова А.А., Кислов А.В.</i> .....	344
Морские брызги и пена: роль в процессах обмена между океаном и атмосферой при сильных ветрах <i>Троицкая Ю.И., Сергеев Д.А., Кандауров А.А., Вдовин М.И., Зилитинкевич С.С.</i> .....	346
Короткоживущие неоднородности гидрофизических характеристик у побережья Приморского края, Японское море (по данным профилографа «Аквалог») <i>Трусенкова О.О., Лазарюк А.Ю., Островский А.Г., Лобанов В.Б.</i> .....	350
Долгопериодная изменчивость системы крупномасштабной циркуляции и мезомасштабных вихрей как явление самоорганизации <i>Федотов А.Б.</i> .....	354
Мезомасштабные океанические фронты и биологическая продуктивность <i>Флинт М.В., Поярко С.Г., Суханова И.Н.</i> .....	356
Некоторые аспекты переноса частиц микропластика в морской среде <i>Хатмуллина Л.И.</i> .....	359
Исследование стока реки Шахе в Черное море дистанционными и контактными средствами <i>Хлебников Д.В., Иванов А.Ю., Коновалов Б.В., Терлеева Н.В.</i> .....	362
Некоторые особенности распространения придонной соленой воды в Борнхольмском бассейне по результатам моделирования <i>Царев В.А., Динь Н.Х.</i> .....	366
Изменчивость содержания биогенных элементов в прибрежной зоне Черного моря (район Геленджика) <i>Часовников В.К., Чжу В.П., Очередник О.А., Петров И.Н.</i> .....	370
Тонкая структура – неотъемлемое свойство Мирового океана, гидросферы, атмосферы и других природных систем <i>Чашечкин Ю.Д.</i> .....	374
Бароклинные и орографические струи в атмосферном пограничном слое над проливом Фрама и их влияние на энергообмен атмосферы и океана <i>Чечин Д.Г., Люпкес К., Шестакова А.А.</i> .....	379
Морской микропластик: краткий обзор с позиций физической океанографии <i>Чубаренко И.П.</i> .....	382

Моделирование динамики океана при помощи нового метода вертикальной дискретизации численных схем <i>Шapiro Г.И., Бручиаферри Д.</i> .....	386
Особенности течений на северо-восточном шельфе о. Сахалин в холодный период года по данным инструментальных измерений <i>Шевченко Г.В., Беседин Д.Е.</i> .....	390
Сезонная изменчивость океанологических условий на северо-восточном шельфе о. Сахалин по данным съемок на стандартных разрезах <i>Шевченко Г.В., Частиков В.Н.</i> .....	394
О структуре вод по гидрофизическим показателям подо льдом южного Байкала в районе Маритуга <i>Шерстянkin П.П., Буднев Н.М., Иванов В.Г., Потемкин В.Л., Куимова Л.Н., Троицкая Е.С., Кучер К.М., Шимараев М.Н.</i> .....	398
Механизмы новороссийской боры и других подветренных бурь при различных параметрах крупномасштабного потока <i>Шестакова А.А., Моисеенко К.Б., Торопов П.А.</i> .....	405
Оценка линейных и нелинейных параметров внутренних волн в шельфовой зоне Каспийского моря по данным контактных и дистанционных измерений <i>Шишкина О.Д., Литвин А.Д., Стецюк И.В.</i> .....	406
Модельный эксперимент по изучению роли вирусного лизиса в изменении прозрачности морской воды <i>Шоларь С.А., Гайский П.В., Степанова О.А.</i> .....	410
Океаническое явление Эль-Ниньо–Ла-Нинья и его влияние на процессы в атмосфере <i>Бондаренко А.Л.</i> .....	413
К оценке роли термического и ветрового факторов в формировании системы общей циркуляции вод Мирового океана <i>Нейман В.Г.</i> .....	417
Мезомасштабные вихри в озерах <i>Кириллин Г.Б.</i> .....	421
Изменения вертикальной структуры вод в бассейне Нансена Северного Ледовитого океана как следствие сокращения ледяного покрова <i>Иванов В.В.</i> .....	425
Рассеяние звука двумерными стратифицированными течениями <i>Прохоров В.Е.</i> .....	427
Циркуляционные эффекты при движении объектов в морской среде и атмосфере <i>Владимиров И.Ю., Корчагин Н.Н.</i> .....	430
Авторский указатель .....	435

## **TRAWLING-INDUCED NEPHELOID LAYER FORMATION OVER AND WITHIN THE FOIX SUBMARINE CANYON (NW MEDITERRANEAN)**

**Arjona-Camas M., Puig P., Emelianov M., Palanques A.**

*Institute of Marine Sciences (ICM-CSIC). Passeig Marítim de la Barceloneta, 37-49.  
08003, Barcelona, Spain, Tel. +34-93-230-95-00,  
e-mail: [marjona@icm.csic.es](mailto:marjona@icm.csic.es)*

Evolution of water column turbidity induced by fishing activities was studied on a trawled submarine canyon on the Barcelona continental margin. The measurements were performed by means of the hydrographic profiler «Aqualog», equipped with a CTD and a turbidimeter. The obtained results suggest a relationship between trawling activity and generation of the observed nepheloid layers.

In this study we investigate the role of trawling fisheries in resuspending bottom sediments within and around the Foix Canyon situated in the continental margin close to Barcelona. The general pattern of water column suspended particles distribution in this area was described by [1] and consisted in surface, intermediate and near-bottom nepheloid layers that were related to topographic and hydrographic structures.

From April to June 2014, an instrumented mooring array equipped with a hydrographic profiler «Aqualog» with a CTD and a turbidimeter was deployed in the canyon axis at 870 m depth, at a deeper location than the maximum working depth of the local trawling fleet. The instruments were programmed to collect hydrographic profiles once per day to provide a dataset of the evolution of water column characteristics from 200 to 800 m water depth. Data on the fishing vessels activity at the time of the deployment was obtained from Vessel Monitoring System (VMS).

The local fleets on the study area operate on a daily basis during weekdays, from 6 a.m. to 6 p.m., remaining at the harbors on weekends and holidays. During the experiment, the fishing grounds around the Foix Canyon were exploited by 22 trawlers from Barcelona and the nearest harbors. VMS data was filtered by speed (<5 kts) to identify the trawlers positioning while fishing and by working depth (>200 m) to match the profiling range

Compiled data of all CTD casts revealed the presence of the three water masses commonly found in the NW Mediterranean basin: The shallowest of

sampled water depths (200–350 m) were occupied by relatively warm and low saline modified Atlantic Waters (AW). Below (350–600 m), the more saline Levantine Intermediate Waters (LIW) was observed, and the deepest waters were occupied by Western Mediterranean Deep Waters (WMDW).

Nepheloid layers were absent during the first part of the sampling period, when there was no fishing activity at the adjacent slope and within the canyon axis. During the second part, when the Intermediate Nepheloid Layers (INLs) were found ~400 m, trawlers were mostly concentrated on the mid-slope fishing grounds, up-current from the mooring location. Deeper INLs (~700 m) and the high-concentrated Bottom Nepheloid Layer (BNL) were observed when trawlers were operating along the canyon axis fishing ground. The large thickness and high concentration of such BNL could have been the result of the retention of particles by the up-canyon intrusion of WMDW.

The location and timing in which trawling takes place in the study area indicates a causative relationship between fishing activities and the generation of nepheloid layers, as suggested in previous studies [2,3]. The presence and water column levels of the observed nepheloid layers strongly depend on the operating depths of trawlers and on the specific fishing grounds being exploited, as revealed by VMS data (Fig.1).

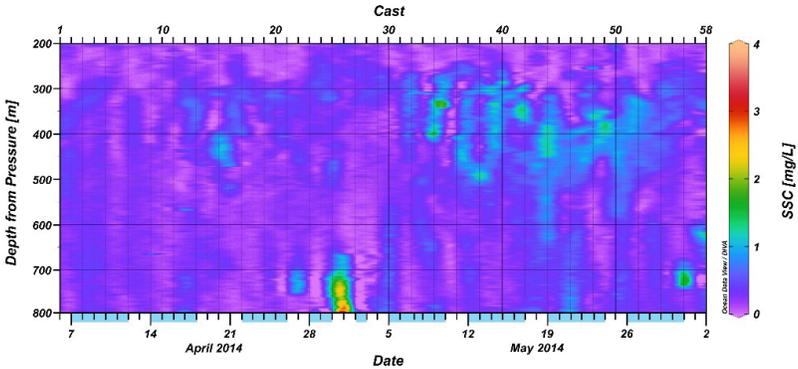


Fig. 1. Temporal variability of the vertical distribution suspended sediment concentration (SSC), mg/L (C). Fishing days are indicated as blue bars on the x-axis of the lower panel.

Bottom trawling appears to act as the main resuspension mechanism in the continental slope regions off Barcelona, increasing water turbidity at specific water depths where fishing grounds are located, and propagating it to deeper areas via nepheloid layers.

## REFERENCES

1. Puig P. and Palanques A. Nepheloid structure and hydrographic control on the Barcelona continental margin, northwestern Mediterranean // *Mar. Geol.* 1998. Vol. 149. P. 39–54.
2. Martin J. et al. Trawling-induced daily sediment resuspension in the flank of a Mediterranean submarine canyon // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography.* 2014. Vol. 104. P. 174–183.
3. Wilson A. M., et al. Anthropogenic influence on sediment transport in the Whittard Canyon, NE Atlantic // *Mar. Pollut. Bull.* 2015. Vol. 101. P. 320–329.

## TOPOGRAPHIC ROSSBY WAVES IN THE LOFOTEN BASIN IN THE NORWEGIAN SEA

**Belonenko T.V.**

*Saint Petersburg State University,  
10th line 33/35, St. Petersburg, 199178, Russia, e-mail: [bvlibas@yandex.ru](mailto:bvlibas@yandex.ru)*

A sub-Arctic «hot spot» of intense synoptic-scale variability is observed in the Lofoten Basin (LB) of the Norwegian Sea. Using ERS-1/2 and Envisat satellite altimetry measurements, we discover a cyclonic propagation of the synoptic-scale sea surface height anomalies around the center of the LB. Surface drifter trajectories do not reveal an associated coherent near-surface cyclonic flow suggesting that the propagating signals have a wavelike nature. We identify a dipole and a quadrupole wave modes rotating around the center of the LB, obtain analytic dispersion relations for these modes, and demonstrate that the observed propagation is a manifestation of topographic Rossby waves. Most of the observed waves have a wavelength of about 500 km and phase speeds ranging from 2 to 10 km/day. We show that these waves are largely responsible for the localization and amplification of sea surface height variability in the center of the LB.

The LB is a topographic depression of about 3.250 m deep, bounded by the Vøring Plateau in the south, Mohn's Ridge in the northwest, and the Eurasian continental shelf in the east. It is characterized by large eddy activity, but only average residence time (3–9 days in 1° latitude and 2° longitude boxes) for surface drifters. The LB is the major heat reservoir for the Nordic Seas, where large ocean atmosphere interactions occur. Being a transit area for the warm and saline Atlantic Water (AW) on its way to the Arctic Ocean, it plays an important role in sustaining the Meridional Overturning Circulation for it is a region where the AW loses its heat to the atmosphere, mixes with surrounding water, and thus, undergoes transformation necessary for deep water formation that takes place in the adjacent Greenland Sea.

We use the AVISO maps of SSH, generated by merging multi-satellite altimetry data. The high-latitude (above 66°) data are based on either ERS-1/2 or Envisat measurements. The data are corrected for instrumental errors, geophysical effects, tidal influence, and atmospheric wind and pressure effects, and objectively interpolated to a 1/3° Mercator projection grid. We use only 17 years of data with no gaps spanning the 1995–2011 time interval. Although the separation between the satellite's ground tracks and

the ERS-1/2 and Envisat 35-day repeat period limits the resolution of eddy variability, the convergence of the ground tracks at high latitudes provides sufficient spatial and temporal coverage to adequately resolve the synoptic-scale variability in the Norwegian Sea. In satellite altimetry maps, the LB appears as a «hot spot» of the Nordic seas. We observe the largest standard deviation of SSH reaching about 15 cm in the center of the basin.

We use the trajectories of 100 surface drifters that were present in the area from September 1996 to August 2010. The drifter data are distributed by the Global Drifter Program Data Assembly Center of the Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory (AOML, <http://www.aoml.noaa.gov/phod/dac/>). The raw data are optimally interpolated to uniform 6-hour intervals. The zonal and meridional components of velocity are calculated via centered finite differencing over 1/2-day displacements. The high-frequency ageostrophic phenomena are reduced by applying a 3-day low-pass filter and Ekman currents are estimated and subtracted to obtain the near-surface geostrophic currents.

A space-time lagged correlation analysis of SSH fields [Fu, 2006, 2009] is used to detect the propagation of eddies in the LB. At a given location, we obtain SSH anomalies as the residuals after the 1995–2011 mean value is removed. Then, the correlations of the SSH anomalies at this location with the SSH anomalies at all the neighboring locations and at various time lags are computed. At each time lag, the location of the maximum correlation is identified and a velocity is estimated from the time lag and the distance of the location from the origin. An average velocity vector weighted by the correlation coefficients is ultimately computed from the estimates at various time lags. The 17-year long record provides a large number of the degrees of freedom in the velocity estimates. To focus on the synoptic scales, the time lags are limited to less than 12 weeks and the zonal and meridional dimensions of the box, within which the correlations between the neighboring locations are computed, are set to about 180 km.

The modal structure of SSH variability over the LB (3°W–12°E, 68°N–72°N) is determined using the Complex Singular Value Decomposition (CSVD) analysis. To focus on synoptic-scale signals and to remove basin-scale standing waves, the SSH anomalies at each grid point are high-pass filtered with a 6-month moving average and a spatial mean at each time step is subtracted prior to the analysis. The CSVD analysis of SSH anomalies is used to investigate the modal structure of the observed propagation. The spatial patterns of the first (CSVD-1) and the second (CSVD-2) modes, demonstrate a dipole and a quadrupole wavelike patterns, respectively. The spatial phases show that both modes propagate cyclonically around the center

of the LB. The CSVD-1 explains 13.5% of the variance and the CSVD-2 explains 8.2% of the variance. The small percentage of the explained variance is the result of a very complex variability over the domain. The CSVD-1 and CSVD-2 are the only cyclonically propagating modes detected with the CSVD analysis. Using the CSVD-1 and CSVD-2 modes we reconstruct the associated SSH anomalies. The spatial distribution of the variance explained by SSH, reconstructed with CSVD-1 and CSVD-2, manifests that these

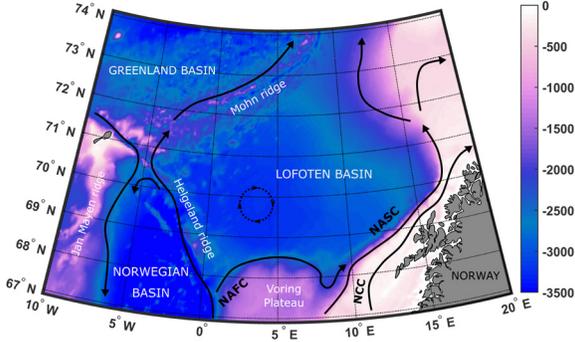


Fig. 1. The Nordic Seas with schematic pathways indicating the overturning circulation from warm inflowing Atlantic Water in the surface to cold and dense overflows to the deep North Atlantic. The Norwegian Atlantic slope current (NwASC), and the Norwegian Atlantic front current (NwAFC), and the fresh Norwegian Coastal Current (NCC) are represented by arrows.

rotating modes together are responsible for over 70% of the high-frequency SSH variability in the center of the LB. The wavelength of the rotating CSVD-1 and CSVD-2 modes is approximately 500 km. The temporal phases of both modes show:

$$s = \begin{Bmatrix} 1 \\ 2 \end{Bmatrix} \Rightarrow \sigma = \frac{1}{T} = \frac{\omega}{2\pi} = \left\{ \begin{array}{l} \frac{\beta_e}{(3.1\pi)^2 l} \\ \frac{4\beta_e}{(5.3\pi)^2 l} \end{array} \right\}$$

that the frequency of the rotating waves is not constant meaning that the phase speed can vary.

We derive the analytic dispersion relations for the dipole and quadrupole modes of the topographic Rossby waves:

This work was made in a collaboration with Denis Volkov (Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology) and Victor R. Foux (St. Petersburg State Univ.)

The authors acknowledge support of Russian Science Foundation (RSF, project No. 18-17-00027).

## SUBMESOSCALE SAMPLING OF WESTERN BOUNDARY RETROFLECTIONS IN THE ATLANTIC OCEAN

**Emelianov M., Castellanos P., Peña-Izquierdo J.,  
Sans J., Pelegri J.L.**

*Institute of Marine Sciences (ICM-CSIC). Passeig Marítim de la Barceloneta, 37-49.  
08003, Barcelona, Spain, +34-93-230-95-00, e-mail: [mikhail@icm.csic.es](mailto:mikhail@icm.csic.es)*

The results obtained during submesoscale sampling of Brazil-Malvinas Confluence and Equatorial Retroflexion Zone are presented.

The returning latitudinal flow in the Atlantic Ocean closes the global overturning circulation (GOC), setting the rate of transfer of key properties (heat, carbon, nutrients) to the surface ocean and supplying for deep water formation at high latitudes in the North Atlantic. Simple mass conservation arguments indicate that the intensity of the returning limb of the GOC is connected to the rate of formation of deep waters, implying fundamental large-scale teleconnections in the state of the Earth system. The intensity of this returning limb is critically set by the existence of four regions in the Atlantic Ocean where major retroflexions take place: the retroflexion of the Aghulas Current, the Brasil-Malvinas Confluence (BMC), the equatorial zonal retroflexions (EZR), and the splitting of the Gulf Stream into the Azores and North Atlantic Currents (Fig. 1)

During two oceanographic campaign on board of Spanish R/V «Hesperides», the submesoscale sampling of BMC and EZR areas were performed using towed *undulating vehicle* SeaSoar (Fig. 2–3) The first 400 meters of water column were scanned with the high spatial resolution.

The BMC is an intense frontal region between relatively cold-fresh subantarctic and warm-salty subtropical waters. Its spatial structure reflects the collision of the southward Brazil Current with the northward Malvinas Current, which results in the southward retroflexion of the Malvinas Current accompanied by the overshoot of the Brazil Current as an elongated anticyclonic meander. At the locus of the along-slope initial collision, the

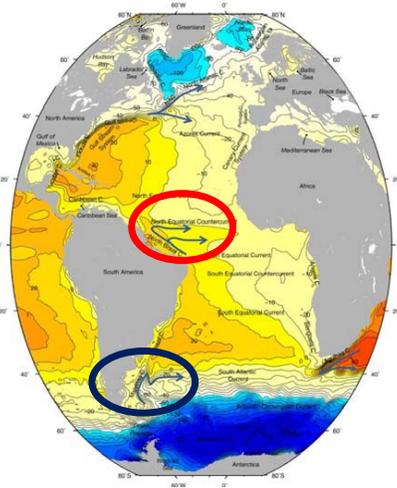


Fig. 1. Mean surface absolute dynamic topography with the major retroflexions in the returning limb of the GOC (adapted from Talley, 2011).

BMC  EZR 

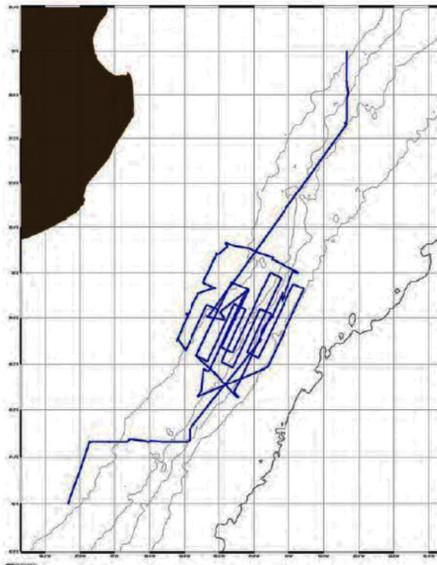


Fig. 2. R/V Hesperides oceanographic campaigns on March 2017.

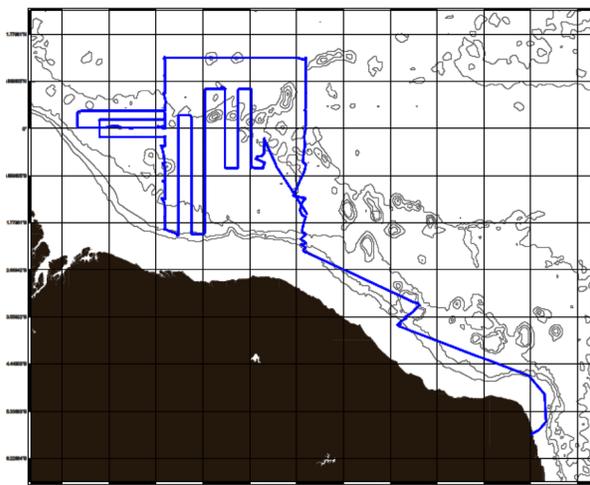


Fig. 3. R/V Hesperides oceanographic campaigns on April-May 2018.

Subantarctic and Brazil Current fronts usually merge together and produce a very intense frontal region. Sometimes, however, the anticyclonic meander occasionally breaks as an eddy and the Subantarctic Front retreats south, so that the Malvinas Current diverts east much further south and the water transport reaching the Brazil Current front weakens substantially. In this study we will present novel data illustrating the surface and subsurface variability of the mesoscale structures in the BMC.

In the Equatorial Zonal Retroflection (EZR) area the waters of southern origin (South Atlantic Central Waters) are transferred northward by an intense western boundary current, the North Brazil Current (NBC), and redistributed zonally through a sequence of retroflecting jets within tropical waters. The objective of this study consisted in determine and sample the retroflection jet of the NBC and investigate their role in the formation of Equatorial UnderCurrent (EUC) .

## REFERENCES

1. Talley LD, Pickard GL, Emery WJ, Swift JH, 2011. Descriptive Physical Oceanography: An Introduction. Sixth edition. Elsevier. Boston. 560 pp.

## FINE-SCALE WATER MASS VARIABILITY INSIDE THE BESÒS SUBMARINE CANYON (NW MEDITERRANEAN)

**Emelianov M.<sup>1</sup>, Jordi Solé J.<sup>1</sup>, Ostrovskii A.<sup>2</sup>,  
Puig P.<sup>1</sup>, García-Ladona E.<sup>1</sup>**

*<sup>1</sup>Institut de Ciències del Mar, CSIC, Passeig Marítim de la Barceloneta 37-49, 08003,  
Barcelona, Spain, e-mail: [mikhail@icm.csic.es](mailto:mikhail@icm.csic.es)*

*<sup>2</sup>P.P. Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Nakhimovsky prosp., 36, Moscow 117997,  
Russia, e-mail: [osasha@ocean.ru](mailto:osasha@ocean.ru)*

In this work we report short-term measurements of the thermohaline structure and velocity field inside a narrow submarine canyon by means of a yo-yo-like profiler.

Detailed measurements inside the submarine canyons have shown a complex structure of currents and thermohaline structure variability, as the flow adjusts to the canyon shape [1, 2, 3]. These measurements were obtained mainly through an extensive deployment of moorings, accompanied by hydrographic sampling during deployment, maintenance and recovery periods. However, the tracking of water mass time evolution was not possible in previous measurements, except when additional sensors were installed with the mooring deployment. With this purpose in mind, in 2012 a continuous monitoring of the full water column was designed with the help of an Aqualog profiler [4].

The profiler was deployed inside the Besòs Canyon in the northwestern Mediterranean continental margin (Fig.1), providing a unique data set on the vertical evolution of water column characteristics with unprecedented fine-scale spatial and temporal resolution.

The observations of water masses and currents inside the Besòs Canyon have revealed an unexpected rich internal structure that could not be seen with traditional surveys with moorings or ship cruises, as has been done in nearby canyons in the same region. The interaction of the shelf frontal current and a narrow canyon is quite complex in terms of the structure and variability of water masses and currents. Major vertical excursions at short time scales were observed, associated with enhanced along- and across-canyon events near the semi-diurnal tidal, inertial and longer temporal scales.

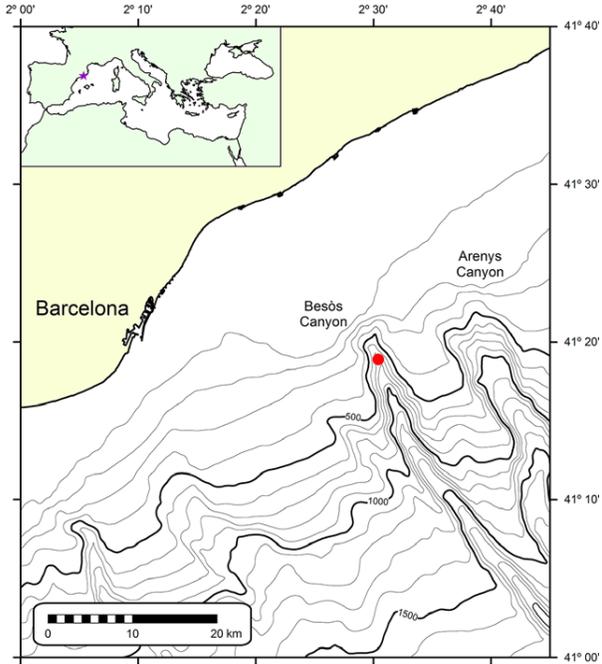


Fig. 1. Bathymetric chart of the northwestern Mediterranean continental margin showing the location of the Besòs Canyon. The red dot indicates the site where the Aqualog profiler was deployed (2.52°E, 41.31°N).

These events sometimes appeared in the velocity field, having a spotty character, which may also be the signature of quasi-inertial oscillations generated by the adjustment process of the frontal current over the canyon or by the meandering of the frontal current, combined with signal amplifications towards the canyon head region. The intermittent nature of these events, with different vertical responses, and the lack of a dominant mode of variability may be due to the mooring location close to the head of the canyon.

The constrained shape of the Besòs Canyon head (narrow and steep) probably favours a response, which is the contribution of many short-term events of different natures that spread the variance among many modes. The similar absence of a clear spectral signature in near-bottom currents was also noticed at the head of the Foix Canyon [3], where current reversals were more frequent than at deeper canyon sites that have shorter along-canyon axis displacements.

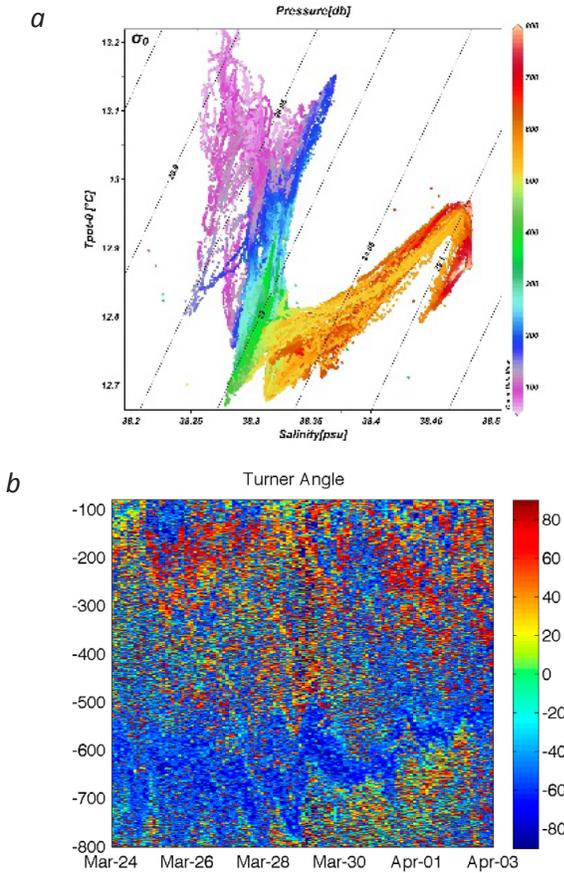


Fig. 2. *a* –Potential temperature-salinity diagram of the whole set of profiles acquired by the Aqualog. Black lines indicate density levels in sigma-t units. The colour scale indicates the pressure level in db. *b* – Turner angle for data sampled, values in the range  $[-90, 90]$ .

The three characteristic Mediterranean Sea water masses were observed (Fig.2). The upper 100- to 150-metre layer is occupied by a relatively warm and less saline surface water mass corresponding to modified Atlantic Water (AW). In the depth range between 150 and 500–600 m, a clear signal of Winter Intermediate Water (WIW) was found. Below the WIW between 500–600 m and down to at least 800 m water depth, the warmer and salty

Levantine Intermediate Water was situated. This three-layer composition of water column created favorable conditions for small-scale mixing, which homogenizes the thermohaline contrasts in the contacting layers, offsetting excesses/deficiencies of heat and salt. The Turner angle was calculated to characterize the favourable conditions for double-diffusion process (Fig. 2).

At smaller scales, the analysis of the obtained results indicates that the variability of the AW-WIW and WIW-LIW interface is characterized by Turner angles compatible with salt-fingering in the AW-WIW interface and thermal diffusion in the WIW-LIW interface. After the split of the first three anomaly EOF modes, we also found that isopycnal mixing processes can occur. Although the relative contribution of the selected EOF second mode to the total variance is not so high, it shows a clear signature of three layers and then allows us to use a  $(\beta S^*, \alpha T^*)$ -plane representation [5] to find that isopycnal processes are dominant in it. Further investigations should be conducted to understand properly the scales implied in isopycnal processes at the studied scales, which are the ones that our analysis reveals as the most influential. However, the coupling along modes analysed (shown by the variance spread along the EOFs) indicates a joint contribution of these processes to the measured phenomena, without a clear dominance of a single, driven process.

Unfortunately, the short duration of the deployment and the experimental configuration with only one mooring did not allow us to provide robust and statistically significant analysis, and further intensive observations should be carried out in the near future.

The measurements with «Aqualog» were performed in the framework of the joint Spanish-Russian project «Variabilidad Intraestacional y Dinámica»(VID) (2010RU0063) «Intraseasonal variability of water dynamics, thermohaline structure and vertical exchange in the northeastern Black Sea and the northwestern Mediterranean: a comparative study». This work was supported by the projects VA-DE-RETRO (CTM2014-56987-P), funded by the Spanish government. EU funded J.S. through the project Marine-Vectors (FP7-KBBE 266445). J.S. also acknowledges a CSIC JAE-Doc contract co-funded by the ESF. We thank the the crew of the R/V *García del Cid* and Maribel Lloret, José Pozo and Jacobo Martín for their help in the mooring deployment and recovery operations.

## REFERENCES

1. Flexas M.M., Boyer D.L., Espino M., et al. Circulation over a submarine canyon in the NW Mediterranean // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. P. C12002.
2. Palanques A., Garcia-Ladona E., Gomis D., et al. General patterns of circulation, sediment fluxes and ecology of the Palamós (La Fonera) submarine canyon, northwestern Mediterranean // *Progr. Oceanogr.* 2005. Vol. 66. P. 89–119.
3. Puig P., Palanques A., Guillén J., et al. Deep slope currents and suspended particle fluxes in and around the Foix submarine canyon (NW Mediterranean) // *Deep-Sea Res. Part I.* 2000. Vol. 47. P. 343–366.
4. <http://aqualog.ocean.ru/index.php.0>
5. Zhurbas V.M., Laanemets Y.Y., Lips U.K., et al. On the possibility of classification of thermohaline fine structure ocean, based on calculation of statistical characteristics // In: *Structure of hydro-physical fields of the Norwegian and Greenland Seas.* Moscow: IOAN, 1987. P. 43–48.

## PHYSICAL AND DYNAMICAL BEHAVIOR OF MESOSCALE EDDIES IN THE BAY OF BENGAL

**K. Muni Krishna**

*Dept of Meteorology and Oceanography, Andhra University, Visakhapatnam, INDIA.  
e-mail: [munikrishna@yahoo.co.in](mailto:munikrishna@yahoo.co.in)*

Bay of Bengal (BoB) is unique basin in the world because of seasonal reversal of winds, circulation, Eddies and large amount of fresh water input. Oceanic eddies are one the sources of kinetic energy and also characterized by gradients in sea surface height and temperature in both at the surface and the subsurface. The main objective of the study is to investigate the physical and dynamical behavior of anticyclonic eddy (ACE) is off Visakhapatnam and the cyclonic eddy (CE) at the northern part of western BoB. Seasonal variations of eddy kinetic energy also analyzed by using the remote sensing observations (1992–2018). In-situ observation shows variations in the thermohaline structure. The cyclonic eddy depressed the temperature, which varied from 2.5°C to 8°C at 123 m depth. The depression of temperature was associated low subsurface stability was low, which leads to greater eddy pumping thus cooling the water to a larger area.

## MESOSCALE TO SUB-MESOSCALE EDDIES IN THE GULF OF OMAN AND THE GULF OF ADEN: IMPACT ON RSW AND PGW OUTFLOWS

**Morvan M.<sup>1</sup>, Carton X.<sup>1</sup>, L'Hégaret P.<sup>2</sup>, Corréard S.<sup>3</sup> & Baraille R.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> LOPS, UMR 6523 Univ. Brest-CNRS-IFREMER-IRD, IUEM, Rue Dumont d'Urville, 29280 Plouzané, FR, e-mail: [mmorvan3@univ-brest.fr](mailto:mmorvan3@univ-brest.fr), [xcarton@univ-brest.fr](mailto:xcarton@univ-brest.fr)

<sup>2</sup> MPOD/RSMAS, Univ. Miami, Florida, USA, e-mail: [plhégaret@rsmas.miami.edu](mailto:plhégaret@rsmas.miami.edu)

<sup>3</sup> SHOM/DOPS/HOM/DTO, Météopole, BP 63576, 31035 Toulouse cedex 1, FR, e-mail: [stephanie.correard@shom.fr](mailto:stephanie.correard@shom.fr), [remy.baraille@shom.fr](mailto:remy.baraille@shom.fr)

The paper aims to better understand the spread and diffusion of warm and salty outflow waters such as the Persian Gulf Water and the Red Sea Water in the Gulf of Oman and the Gulf of Aden respectively. First, the origin of mesoscale eddies that dominate the surface dynamics in the Gulf of Oman and the Gulf of Aden is discussed. Then, since mesoscale eddies are deeply reaching, we show that eddy/topography interaction especially near capes and the subsequent formation of submesoscale lenses is a good candidate for explaining the presence of Peddies and Reddies in the western Arabian Sea. We eventually compare the impact of mesoscale and sub-mesoscale activities on the spread and diffusion of outflow waters in the Gulf of Oman and the Gulf of Aden.

The Persian Gulf and the Red Sea are marginal seas located in the Western Arabian Sea (North-Western part of the Indian Ocean). Due to the intense solar radiation over both marginal seas, warm and salty waters are formed by evaporation, viz. the Persian Gulf Water (PGW) and the Red Sea Water (RSW) [2, 7, 4, 8, 6]. Then, the Gulf of Oman and the Gulf of Aden receive these dense waters flowing through the Strait of Ormuz and the Strait of Bab El Mandeb respectively. Both the PGW and the RSW outflows, cascading down as density currents along the continental slopes, are influenced by mesoscale surface eddies; these eddies propagate westwards in the Gulf of Aden [2] and in the Gulf of Oman [5]. However, the origin and structure of such surface mesoscale eddies in the Gulf of Oman and the Gulf of Aden are still not clear. Then, these deeply reaching mesoscale eddies can strongly perturb the subsurface outflows [3, 1]. As mesoscale eddies propagate westwards into the Gulf of Oman, they can also interact with the sloping topography; they form a bottom boundary layer leading to the generation of submesoscale eddies [9] potentially participating to the spread of the PGW (Fig. 1).

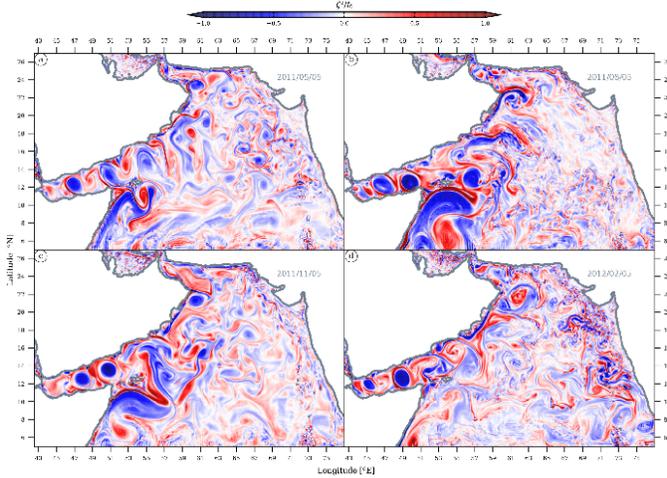


Fig. 1. Snapshots of vertical relative vorticity normalized by the mean Coriolis frequency during (a) the spring inter-monsoon, (b) the summer monsoon, (c) the fall inter-monsoon and (d) the winter monsoon.

Thanks to a high resolution ( $\sim 5$  km) regional numerical simulation performed with HYCOM over the Arabian Sea, we investigate the origin of mesoscale eddies observed by satellite measurements in the Gulf of Oman and the Gulf of Aden. Also, the lifecycle and structure of the surface mesoscale eddies are studied. Then, by performing two AGRIF zooms with a higher spatial grid resolution ( $\sim 1.5$  km) over the Gulf of Oman and the Gulf of Aden, we identify preferred places for the formation of Peddies and Reddies, located around capes. Lastly, the spread and diffusion of the PGW and the RSW are compared in the submesoscale eddy permitting and non-permitting simulations.

At the surface, the large-scale circulation of the Arabian Sea is strongly influenced by the intense monsoon winds in summer and winter. However, in terms of mesoscale dynamics, the Arabian Sea can be divided in two parts: a western and an eastern part. The western part of the basin exhibits a strong mesoscale eddy activity, the beta-effect condensing the energy on the western boundaries whatever the season (Fig. 2). Coastal current instabilities are the main mechanism accounting for such mesoscale eddies, some of which, e.g. the Great Whirl, the Ra's al Hadd dipole and the Summer Eddy, were already described. Once formed, the mesoscale eddies can propagate into the Gulf of Oman and the Gulf of Aden at the phase speed of the first baroclinic mode of long Rossby waves.

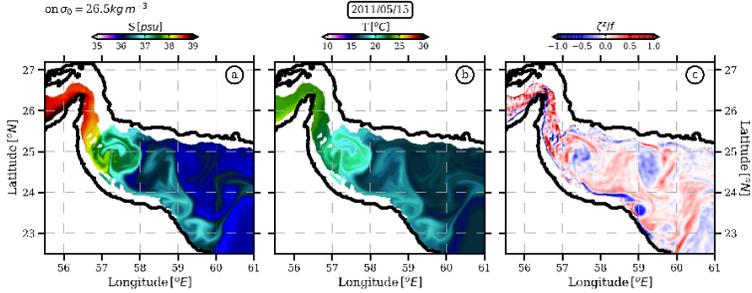


Fig. 2. Snapshots of (a) salinity, (b) temperature and (c) vertical relative vorticity computed on the isopycnal surface  $26.5 \text{ kg/m}^3$  in the Gulf of Oman.

As the mesoscale eddies propagate westwards into the Gulf of Oman and the Gulf of Aden, they perturb the subsurface PGW and RSW outflows respectively. Downstream of the Strait of Ormuz, the PGW is diffused by isopycnal mixing induced by surface intensify eddies (Fig. 2a). While downstream of the Strait of Bab El Mandeb, the RSW is diffused by diapycnal mixing (Fig. 3a). Then, both subsurface outflows of dense waters follow the continental slope until they reach a cape; for instance, the Cape of Ra's Al Hamra for the PGW. There, sub-mesoscale eddies are formed (Fig. 2c and Fig. 3c). Indeed, sub-mesoscale eddies are generated throughout barotropic

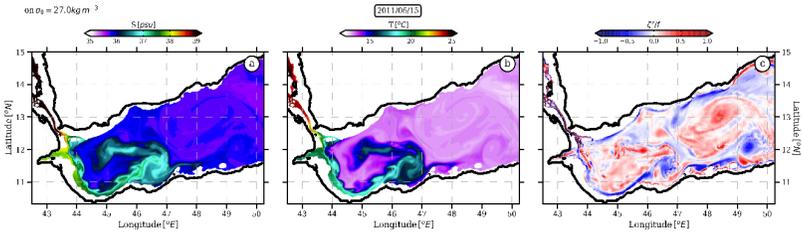


Fig. 3. Snapshots of (a) salinity, (b) temperature and (c) vertical relative vorticity computed on the isopycnal surface  $27.0 \text{ kg/m}^3$  in the Gulf of Aden.

instabilities of the sub-surface coastal current induced by the surface intensified mesoscale eddies. The sub-mesoscale eddies are co-localised with local maxima of salinity and temperature. So, the PGW and the RSW can be trapped into sub-mesoscale eddies as the Peddies and Reddies.

The impact of the presence of such sub-mesoscale eddies on the spread and diffusion of the PGW and RSW will be shown.

## REFERENCES

1. Al Saafani M.A., Shenoi S.S.C., Shankar D., Aparna M., Kurian J., Durand F., & Vinayachandran P.N. Westward movement of eddies into the Gulf of Aden from the Arabian Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2007. 112(C11).
2. Bower A.S., Hunt H.D., & Price J.F. Character and dynamics of the Red Sea and Persian Gulf outflows. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2000. 105(C3). P. 6387–6414.
3. Bower A.S., Fratantoni D.M., Johns W.E., & Peters H. Gulf of Aden eddies and their impact on Red Sea Water. *Geophysical Research Letters*. 2002. 29(21).
4. Johns W.E., Yao F., Olson D.B., Josey S.A., Grist J.P., & Smeed D.A. Observations of seasonal exchange through the Straits of Hormuz and the inferred heat and freshwater budgets of the Persian Gulf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2003. 108(C12).
5. L'Hégaret P., Lacour L., Carton X., Roulet G., Baraille R., & Corréard S. A seasonal dipolar eddy near Ras Al Hamra (Sea of Oman). *Ocean Dynamics*. 2013. 63(6). P. 633–659.
6. Pous S., Lazure P., & Carton X. 2015. A model of the general circulation in the Persian Gulf and in the Strait of Hormuz: Intraseasonal to interannual variability. *Continental Shelf Research*. 94. P. 55–70.
7. Prasad T.G., Ikeda M., & Kumar S. P. Seasonal spreading of the Persian Gulf Water mass in the Arabian Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2001. 106(C8). P. 17059–17071.
8. Thoppil P.G., & Hogan P.J. On the mechanisms of episodic salinity outflow events in the Strait of Hormuz. *Journal of Physical Oceanography*. 2009. 39(6). P. 1340–1360.
9. Vic C., Roulet G., Capet X., Carton X., Molemaker M.J., & Gula J. Eddy-topography interactions and the fate of the Persian Gulf Outflow. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015. 120(10). P. 6700–6717.

**THE ROLE OF SUBMESOSCALE EDDIES IN THE TRANSPORT  
OF DENSEST WATER IN PETER THE GREAT BAY,  
THE JAPAN/EAST SEA**

**Ostrovskii A.<sup>1</sup>, Fayman P.<sup>2</sup>, Lobanov V.<sup>2</sup>,  
Park J.-H.<sup>3</sup>, Park Y.-G.<sup>4</sup>, Sergeev A.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36,  
Nahimovskiy prospekt, Moscow, Russia, 117997,  
e-mail: [osasha@ocean.ru](mailto:osasha@ocean.ru)*

<sup>2</sup> *V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of  
Sciences, E-mail: [pavel-fayman@gmail.com](mailto:pavel-fayman@gmail.com)*

<sup>3</sup> *Department of Ocean Sciences, Inha University 100 Inha-ro, Nam-gu, Incheon 22212,  
Korea, e-mail: [jaehunpark@inha.ac.kr](mailto:jaehunpark@inha.ac.kr)*

<sup>4</sup> *Korea Institute of Ocean Science and Technology  
385 Haeyang-ro, Yeongdo-gu, Busan Metropolitan City, KOREA 49111,  
e-mail: [ypark@kiost.ac](mailto:ypark@kiost.ac)*

This presentation focuses on the transport of the densest water by the submesoscale eddies in Peter the Great Bay (PGB) in the winter. Analysis of the data collected from a moored profiler between February and March 2010 revealed near-bottom domes of the densest water ( $\sigma_\theta > 27.24 \text{ kg/m}^3$ ) near the PGB shelf break. These data, along with the ship-borne observations, suggested that the densest water originated from Ussuri Bay. Furthermore, the satellite imagery indicated enhanced submesoscale eddy activity in PGB in the winter. Hence, we simulated the ocean circulation in the northwestern Japan/East Sea by using the Regional Ocean Modeling System (ROMS), [www.myroms.org](http://www.myroms.org), to better understand the pathways of the densest water formed in the bay head. The model experiment aimed to simulate the submesoscale eddies and their role in transporting the densest water to the PGB shelf break zone.

The cold-core ( $T < 0^\circ\text{C}$ ) domes of dense water  $\sigma_\theta > 27.24 \text{ kg/m}^3$  were observed in the near-bottom layer at the shelf break in of PGB in March 2010. The anomalously cold water was 0.4 ml/l richer in oxygen than was the surrounding water, and it contained more suspended particles. The observations were carried out by using a moored automatic mobile Aqualog profiler. Profiling was as frequent as every hour, allowing us to obtain data with high temporal resolution. The Aqualog profiler delivered vertical profiles of the ocean current velocity, acoustic backscatter at 2 MHz, temperature, and salinity between the depths of 20 m and 105 m. Other oceanographic

instruments were mounted at fixed depths on the mooring line to measure current velocity, temperature, conductivity, dissolved oxygen, chlorophyll-a fluorescence, and turbidity. Complementary data included ship-borne CTD casts and satellite-borne imagery and scatterometry as well as coastal weather station records. Assuming that the cold-core dome structure was associated with the submesoscale eddy, for the eddy velocity in PGB we can use the estimate of 0.03–0.06 m/s, which was obtained from the satellite remote sensing data [1]. Then, the cold-core dome structure had to be 3–5 km in diameter to pass over the Aqualog mooring site at the PGB shelf break on March 7, 2010 in 24 h.

The Regional Ocean Modeling System (ROMS) was employed to study the origin and evolution of the cold water. The model simulated the ocean dynamics at a 600-m horizontal resolution in PGB from 2009–2010. The model was forced by the surface momentum, heat and fresh water fluxes of the NCEP-DOE Reanalysis 2. The lateral boundary condition of the model was obtained from nesting into a Japan Coastal Ocean Predictability Experiment model data set. According to the ROMS simulation, the circulation in Ussuri Bay in the northeastern bay of PGB was anticyclonic in February-March 2010. The submesoscale cyclonic vortices generated around the anticyclonic gyre. The submesoscale cyclones tended to move southward out of the bay, and they transported the anomalously cold water towards the outer shelf. As a result, the cold water anomalies were often observed to persist for as long as 2 days near 42.5°N, 132°E. Lagrangian analysis confirmed that this cold water observed by the Aqualog profiler originated in Ussuri Bay. The model simulation showed that the submesoscale cyclonic eddies played a specific role in supplying the densest water from the northern part of PGB to the outer shelf, where the dense water was then entrained by the mesoscale eddies in the Primorye Current zone and could cascade down the continental slope into the deep northern basin of the sea.

If we assumed that the cold-core submesoscale cyclonic eddies had diameters of 5–10 km, then the amount of the densest water,  $\sigma_\theta > 27.24 \text{ kg/m}^3$ , in the lower part of the eddy core, which was 60-m thick, was approximately 2.5–5 km<sup>3</sup>. Because there are several such eddies each month during the winter, the volume of water available to cascade down the continental slope near PGB may actually be rather limited. As an estimate of the minimum mean transport of the densest water to the PGB shelf break in February-March of 2010, it is reasonable to use the value  $5\text{--}10 \cdot 10^{-3} \text{ Sv}$ .

This study is the first of its kind to offer quantitative evidence for the production rate of the densest water, and this information is important in terms of circulation in the Japan Basin. The study also helped us identify a gap in

our knowledge regarding the ratio of deep water renewal due to the cascade down the northwestern continental slope and the open-sea convection in the Japan Basin. It should be noted that the circulation and dynamic processes in the northwestern Japan/East Sea are often compared with those in the northwestern Mediterranean Sea. For the northwestern Mediterranean Sea, extensive studies have resulted [2] in the conclusion that the mean flux to the Gulf of Lions basin is due to downward cascades, though these cascades are one order of magnitude lower than the production of dense water by open-sea convection. By contract, regional researchers working on Japan/East Sea oceanography still do not have decisive estimates of the production rate of the deep water caused by open-sea convection. However, open-sea convection does not occur every winter in the Japan/East Sea [3]. A new basin-scale field program is urgently needed to estimate the deep-water production rate caused by open-ocean convection in the northwestern Japan/East Sea; additionally, this information would have implications for the regional climate.

The Japan/East Sea has long been considered as a miniature ocean, and we hope that the new findings on the roles of the ocean submesoscale and mesoscale eddies in terms of water stirring and mixing in the northwestern boundary current region are useful and generate a better understanding of the hydrodynamics in other basins of subpolar oceans.

The data analysis and the model experiment was supported by RFBR grants 16-05-00899a and 16-55-50071jf-a, the Russian state basic research task № 0149-2018-0010 and FEB RAS Priority Program «Far East» grant 18-1-010. The ROMS was run at the supercomputer of Far Eastern Shared Computing Resource Center, Russian Academy of Sciences.

## REFERENCES

1. Ladychenko S. Yu., Lobanov V.B. Mesoscale eddies in the area of Peter the Great Bay according to satellite data // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Phys.* 2013. Vol. 49. P. 939–951. DOI: 10.1134/S0001433813090193.
2. Durrieu de Madron X et al Interaction of dense shelf water cascading and open-sea convection in the northwestern Mediterranean during winter 2012 // *Geophys. Res. Lett.*, 2013. Vol. 40. P. 1379–1385. DOI: 10.1002/grl.50331.
3. Seung Y.-H., Yoon J.-H. Some features of winter convection in the Japan Sea // *Journal of Oceanography.* 1995. Vol. 51. P. 61–73. DOI: 10.1007/BF02235936.

## STUDY OF THE HYDROGRAPHIC VARIABILITY WITHIN NORTHWESTERN MEDITERRANEAN SUBMARINE CANYONS USING THE «AQUALOG» MOORED PROFILING CARRIER

Pozo J., Lloret M., Emelianov M., Puig P.

*Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, Barcelona, España, e-mail: [japozo@icm.csic.es](mailto:japozo@icm.csic.es);*

The Aqualog moored profiling carrier was used to obtain in situ hydrographic data and nephelometric (i.e. suspended particle distributions) and dynamical structures within three submarine canyons of the northwestern Mediterranean continental margin (Fig. 1).

These results were collected in the frame of research projects «VID», «FORMED» and «ABIDES». In all these deployments, the Aqualog carried a Nortek acoustic Doppler current meter, a SBE19plus CTD probe and a SeaPoint turbidimeter. The profiling speed was 0.17–0.18 m/s and pressure, conductivity, temperature and turbidity were measured every second, while the current meter measured every 5 seconds providing velocity and the acoustic backscatter at a vertical resolution of ~1 m.

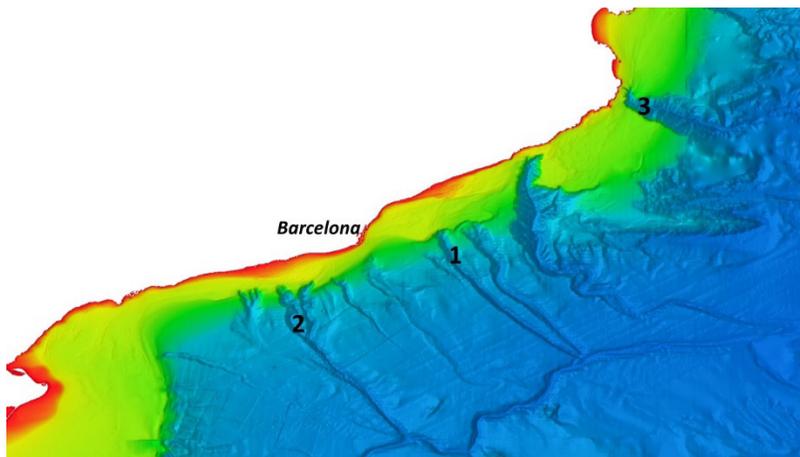


Fig.1 The submarine canyons with AQUALOG sampling: Besòs (project «VID»). Foix (project «FORMED»). Palamós (project «ABIDES»).

The joint Spanish-Russian project «VID»/ «ВИД» (Variabilidad Intraestacional y Dinamica/Внутрисезонная Изменчивость и Динамика) was dedicated to study of the fine thermohaline structure of the water masses commonly found in the northwestern Mediterranean Sea and its temporal variability within a submarine canyon of the. The Aqualog profiling carrier was deployed at the axis of Besòs Canyon at the depth of 808 m (Fig. 1). The profiler moved down and up along the mooring line from 60 to 792 m water depth every 4 hours, with frequency of 6 casts per day, and the sampling was performed from March 23 to April 3 of 2012 and the. The in situ observations revealed a complex thermohaline structure of water masses and high short-term variability of the interfaces between them, associated with flow intensification events along the canyon axis.

A second deployment with the Aqualog carrier was conducted at the Foix submarine canyon (Fig.1) in the frame of the «FORMED» project. This deployment had as a main goal the study of the processes of formation of a nepheloid layers within submarine canyons. The mooring was deployed in the canyon axis at 870 m depth from April to June 2014. The frequency of the casts was programmed as once per day and the profiler moved down and up along the mooringline from 200 to 800 m water depth. The obtained data indicates a causative relationship between fishing activities and the generation of intermediate and bottom nepheloid layers.

A third deployment with Aqualog profiling was conducted during the ABIDES project at the axis of Palamós Canyon, at the depth of 950 m (Fig.1). The main goal of this deployment was to improve the knowledge of the link between the resuspension caused by trawling fisheries and the formation mechanisms of nepheloid layers. The obtained data revealed an absence of nepheloid layers within the canyon during the closed season (i.e., with no trawling) and a widespread presence of nepheloid layers once the trawling fleet resume their activities.

These three deployments demonstrate the capabilities of the use of the Aqualog profiling carrier to address specific scientific goals related to the temporal variability of hydrographic and nepheloid structures throughout the water column. The scientific results of the studies conducted in the frame of the VID and FORMED projects are presented at the posters in the section «Hydrophysical and dynamic processes in the atmosphere and the ocean».

## **CASCADING OCEAN BASINS: NUMERICAL SIMULATION OF THE CIRCULATION AND INTER-BASIN EXCHANGE IN THE AZOV-BLACK-MARMARA-MEDITERRANEAN SEAS SYSTEM**

**Stanev E.V.**

*Institute of Coastal Research, Helmholtz Zentrum Geesthacht, Max-Planck Strasse 1, D-21502, Geesthacht, Germany, +0049-4152871597, e-mail: [stanev@hzg.de](mailto:stanev@hzg.de)*

Paper presents a solution to simulating inter-basin coupling with the help of unstructured-grid model. Validation of simulations and analysis of physical processes are also presented.

### **The model**

In this paper, we use the unstructured grid model SCHISM to simulate the thermo-hydrodynamics in a chain of baroclinic, interconnected basins [2] starting from the Azov Sea and ending at the Aegean Sea (Fig. 1). SCHISM is a derivative product of the original semi-implicit Eulerian-Lagrangian finite-element (SELFE) model [3], with many improvements described in [4] and freely distributed under an open source Apache v2 license (<http://www.schism.wiki>); last accessed January 2017). The model solves Reynolds averaged Navier-Stokes equations along with transport of heat and salt. The model uses a hybrid finite-element and finite volume approach. Its efficiency and robustness is mostly attributed to the implicit treatment of all terms that place stringent stability constraints (e.g., CFL) and the use of Eulerian-Lagrangian method for the momentum advection.

### **Model performance**

The model shows a good skill in simulating the horizontal circulation and vertical profiles of temperature, salinity, and currents. The magnitude and phases of the seasonal changes of circulation are consistent with earlier observations. Among the mesoscale and sub-basinscale circulation features that are realistically simulated are the anticyclonic coastal eddies, the Sebastopol and Batumi eddies, the Marmara Sea outflow around the southern coast of the Limnos Island, and the pathway of the cold water originating from the shelf.

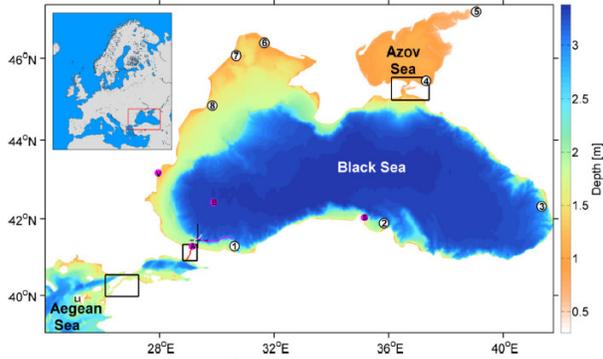


Fig. 1. Model area and bathymetry in log scale (2 means 102 m). The position of the Black Sea is shown as an inset in the upper left.

### Novel results

The superiority of the simulations compared to earlier numerical studies is demonstrated with the example of model capabilities to resolve the strait dynamics, gravity currents originating from the straits, high-salinity bottom layer on the shallow shelf, as well as the multiple intrusions from the Bosphorus Strait down to 700 m depth. The warm temperature intrusions from the strait produce the warm water mass in the intermediate layers of the Black Sea. One novel result is that the seasonal intensification of circulation affects the inter-basin exchange, thus allowing us to formulate the concept of circulation-controlled inter-basin exchange. To the best of our knowledge, the present numerical simulations, for the first time, suggest that the sea level in the interior part of the Black Sea can be lower than the sea level in the Marmara Sea and even in some parts of the Aegean Sea. The comparison with observations shows that the timings and magnitude of exchange flows are also realistically simulated, along with the blocking events. The short-term variability of the strait transports is largely controlled by the anomalies of wind (Fig. 2).

The simulations demonstrate the crucial role of the narrow and shallow strait of Bosphorus in separating the two pairs of basins: Aegean-Marmara Seas from one side and Azov-Black Seas from the other side. The straits of Kerch and Dardanelles provide sufficient interbasin connectivity that prevents large phase lags of the sea levels in the neighboring basins.

The two-layer flows in the three straits considered here show different dependencies upon the net transport, and the spatial variability of this dependence is also quite pronounced. We show that the blocking of the surface flow can occur at different net transports, thus casting doubt on a

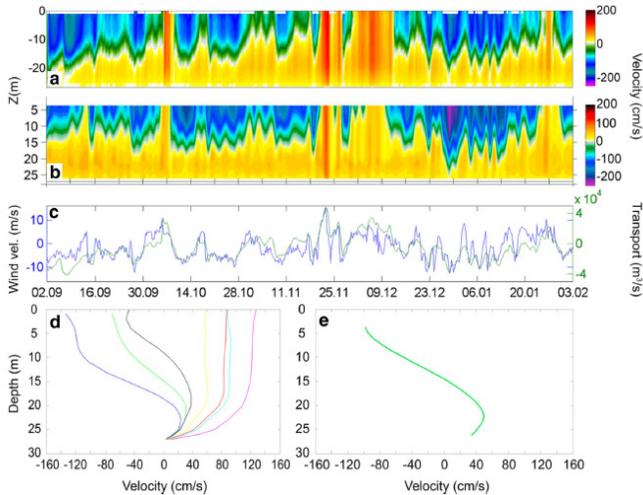


Fig. 2. Along-strait components of currents (positive toward the Black Sea) in the southern Bosphorus during September 2008–March 2009: a – numerical simulations. b – re-plotted from [1]. c – the along-channel wind velocity (positive is along the channel directed to the Black Sea, that is roughly to the north) and the net transport (positive to the Black Sea). Velocity profiles are shown from the simulations – d and observations – e, re-plotted from [1]. The green lines in d and e show time-averaged profiles for the period in a–b.

previous approach of using simple relationships to prescribe (steady) outflow and inflow. Specific attention is paid to the role of synoptic atmospheric forcing for the basin-wide circulation and redistribution of mass in the Black Sea. An important controlling process is the propagation of coastal waves.

## REFERENCES

1. Jarosz E., Teague W.J., Book J.W., & Beşiktepe Ş.T. Observed volume fluxes and mixing in the Dardanelles Strait. *J. Geophys Res.* 2013. Vol. 118. DOI:10.1002/jgrc.20396.
2. Stanev E.V., Grashorn S. & Zhang, Y.J. Cascading ocean basins: numerical simulations of the circulation and interbasin exchange in the Azov-Black-Marmara-Mediterranean Seas system. *Ocean Dynamics.* 2017. Vol. 67. P. 1003–1025, DOI 10.1007/s10236-017-1071-2.
3. Zhang Y., & Baptista A.M. SELFE: a semi-implicit Eulerian-Lagrangian finite element model for cross-scale ocean circulation. *Ocean Model.* 2008. Vol. 21(3–4). P. 71–96.
4. Zhang Y.J., Fei Y., Stanev E.V., & Grashorn S. (2016b). Seamless cross-scale modelling with SCHISM. *Ocean Model.* Vol. 102. P. 64–81.

## **A NORTH SEA-BALTIC SEA REGIONAL COUPLED MODELS: ATMOSPHERE, WIND WAVES AND OCEAN**

**Staneva J., Schrum C., GCOAST Team**

*Institute for Coastal Research, HZG, Geesthacht, Germany  
e-mail: [Joanna.Staneva@hzg.de](mailto:Joanna.Staneva@hzg.de)*

The coupling of models is a commonly used approach when addressing the complex interactions between different components of earth system. This study presents the development of a new, high -resolution, coupled atmosphere, ocean and wave model system for the North Sea and the Baltic Sea, which is part of the Geestacht COAstal model SysTem GCOAST. We focus on the nonlinear feedback between strong tidal currents and wind-waves, which can no longer be ignored, in particular in the coastal zone where its role seems to be dominant. The proposed coupling parameterizations account for the feedback between of the upper ocean on the atmospheric circulation by accounting for the effects of sea surface temperature and the sea surface roughness. Several sensitivity experiments are performed to estimate the individual and collective effects of different coupling components. The performance of the coupled modelling system is illustrated for the cases of several extreme events. For example, the inclusion of wave coupling leads to decreases strong winds through wave dependent surface roughness or changes sea surface temperature, the mixing and ocean circulation; leading to better agreement with in -situ and satellite measurements. We demonstrate how the satellite altimeter observations can be used to support further the regional and coastal oceanography. The model comparisons with data from satellite altimeter and in-situ observations showed that the use of the fully coupled system reduces the errors, especially under severe storm conditions. This justifies the further developments and implementation of the coupled model systems and its synergy with the newly available satellite observations, for both, operational and climate research and development activities.

Accurate coastal ocean forecasting remains a challenging topic in coastal flooding research, not least along the European shelf which is characterized by vast shallow tidal flats and a large coastal population. The increased demand for improved water level predictions requires further development and refinement of the physical processes represented by the hydrodynamical models to properly account for wave generated currents and the corresponding changes to the water level. The effect of coupling on model predictions

becomes more important with increasing the grid resolution, which therefore emphasizes the need for coupling on the regional scales. Spatial and temporal changes in the wave and wave energy propagation are not yet sufficiently addressed in high-resolution regional atmospheric models. The shallow water terms in the wave equations (depth and current refraction, bottom friction and wave breaking) play a dominant role near coastal areas, especially during storm events, where the wave breaking term prevents unrealistically high waves near the coast. The spray caused by breaking waves modulates the atmosphere boundary layer. Air-sea interaction is also of great importance in regional climate modelling. Understanding the wave-current interaction processes is important for the coupling between the ocean, atmosphere and waves in numerical models. Storm surges are meteorologically driven, typically by wind and atmospheric pressure. Waves combined with higher water levels may break dykes, cause flooding, destroy construction and erode coasts. Coastal flooding can be caused by the combined effects of wind waves, high tides and storm surges in response to fluctuations in local and remote winds and atmospheric pressure. The role of these processes can be assessed using high-resolution coupled models. However, in the frame of forecasting and climate modelling studies, the processes of wave and current interactions are not sufficiently exploited. We examine the effect of wave-current interaction in the North Sea and the Baltic Sea during the extremes with an example of storm Xaver (5–7 December 2013). We quantify the individual and collective role of the coupled processes and compare the model results with observational data.

The circulation model NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean), the ice model LIM3, the wave model WAM [2, 3], and the atmospheric model COSMO-CLM (CCLM) (Wahe et al., 2017) are used. Ocean waves influence the circulation through number of processes: turbulence due to breaking and non-breaking waves, momentum transfer from breaking waves to currents in deep and shallow water, wave interaction with planetary and local vorticity, Langmuir turbulence. The NEMO ocean model has been modified to take into account the following wave effects as described by [4–5, 1]: (1) The Stokes-Coriolis forcing; (2) Sea state dependent momentum flux; and (3) Sea state dependent energy flux. A schematic overview of these processes is shown on Fig. 1.

We compare the sea surface temperature between the four scenarios in which the wave effects, described above, have been taken into consideration and the control simulation (CTRL). The aim is to distinguish which of the three mechanisms are dominant in changes of temperature for the different Baltic Sea areas [1]. We calculate the summer averaged (JJA) temperature

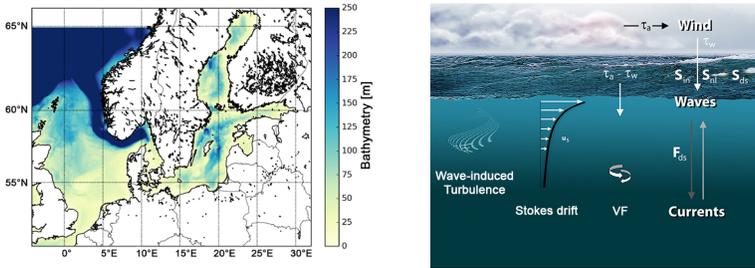


Fig. 1. Left: Model area; right: wave induced processes into.

difference between the four coupled– wave-circulation model runs and the control experiment (only NEMO run). When all the three wave processes are taken into account (Fig. 2a), in every Baltic Sea sub-basin, wave impact on the SST is noticeable Stokes-Coriolis forcing mainly contributes during

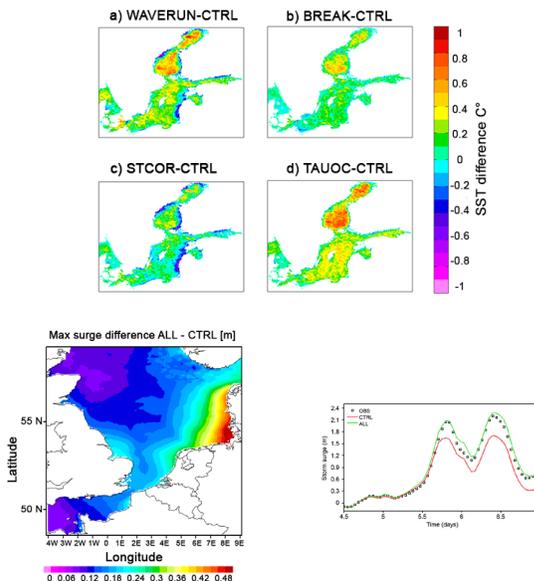


Fig. 2. (Left): Sea surface temperature differences between ALLWAVE and CTRL averaged over a 3-month period, from 01 June 2013 to 31 August 2013. Middle: Maximum surge difference in (m) during the storm Xaver between (a) coupled and NEMO model only. Right: Observed (black squares) against computed storm surges for the circulation model only (red line) and the coupled wave-circulation model (green line) during storm Xaver at station Helgoland. The X-axis corresponds to the time in days from 01. December 2013.

cases when the conditions are favourable for upwelling. Directly the wave dependent momentum flux affects the currents and therefore the advection of water, which can result in redistribution of cooler/warmer water.

We found improved skill in the predicted sea level and circulation during storm conditions when using a wave-forced circulation model system [3]. In the periods of storm events, the ocean stress was significantly enhanced by the wind-wave interaction leading to an increase in the estimated storm surge (compared to the ocean-only integration) to values closer to the observed water level. The numerical experiment with the coupled wave-circulation model yielded an increase of 48 cm in and surge level in the south-eastern shallow North Sea and along the North-Frisian Wadden Sea coast for the Xaver event (Fig. 2 middle and right patterns). We show that the coupling between atmosphere and wave models led to improvement of model predictions. The model comparisons with data from satellite altimeter and in-situ observations showed that the use of the fully coupled system reduces the errors, especially under severe storm conditions. This justifies the further developments and implementation of the coupled model systems and its synergy with the newly available satellite observations, for both, operational and climate research and development activities.

## REFERENCES

1. Alari V., Staneva J., Breivik O., Bidlot J.R., Mogensen K., and Janssen P. Response of water temperature to surface wave effects in the Baltic Sea: simulations with the coupled NEMO-WAM model. *Ocean Dynamics*. 2016. DOI: 10.1007/s10236-016-0963-x.
2. Staneva J., Behrens A., and Wahle K. Wave modelling for the German Bight coastal-ocean predicting system. *Journal of Physics: Conference Series*. 2015. 633, P. 233–254, doi: 1211, 0.1088/1742-6596/633/1/012117.
3. Staneva J., Alari V., Breivik O., Bidlot J.-R., and Mogensen K. Effects of wave-induced forcing on a circulation model of the North Sea. *Ocean Dynamics*. 2017. doi: 10.1007/s10236-016-1009-0
4. Staneva J., Wahle K., Günther H., and Stanev E., Coupling of wave and circulation models in coastal-ocean predicting systems: A case study for the German Bight, MS No.: OS-2015-86, Special Issue: Operational oceanography in Europe 2014 in support of blue and green growth. 2016a. Vol. 12. P. 3169–3197.
5. Staneva J., Wahle K., Koch W., Behrens A., Fenoglio-Marc L., and Stanev E., Coastal flooding: impact of waves on storm surge during extremes – a case study for the German Bight. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*. 2016b. Vol. 16. P. 2373–2389. doi:10.5194/nhess-16-2373-2016.

## SUPER LONG-LIVED OCEAN EDDIES

Sutyryn G.G.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>*Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island,  
215 South Ferry Rd, Narragansett, RI, USA,  
1(401)871-62-13, gsutyryn@uri.edu*

<sup>2</sup>*Department of Oceanography, Naval Postgraduate School  
Monterey, CA 93943 USA*

Based on the analysis of satellite and hydrological data, super long-lived eddies (SLE) are shown to be not satisfactory reproduced in existing global eddy-resolving numerical models. Several physical mechanisms of baroclinic vortex intensification during their evolution are considered. It is argued that the spatially inhomogeneous mixing, symmetrization of vortices as well as nonlinear instability are capable to provide self-amplification of eddies to be consistent with their observed longevity.

Persistent coherent structures, exemplified by ocean rings, are abundant in highly variable ocean flows. They are able to transport water-masses with distinct properties by trapping fluid in their interior and to contribute to climate variability. Recorded lifetimes of coherent vortices often exceed two years. During this period, they travel over distances exceeding 3000 km, moving in predominantly westward direction [1]. Such durable vortices will be referred to as Super Long-Lived Eddies (SLE) hereafter. The relatively well-studied examples of SLE include the Agulhas Rings, capable of crossing the South Atlantic, and Meddies, salt lenses containing water masses of Mediterranean origin, which are known to traverse the entire North Atlantic. Besides them, hundreds of SLE originating mostly from ocean eastern boundaries were detected in satellite data [1]. The abundance of such durable vortices is *not* reflected in the census derived from a large-scale numerical eddy-resolving model [2]. Despite the considerable effort already invested in investigations of coherent ocean vortices [3], the identification and analysis of SLE features that are responsible for their longevity still represents a challenging and largely unresolved problem. This deficiency suggests that the longevity of SLE could be related to their interaction with relatively small-scale structures that are not fully resolved by the current generation of general circulation models (GCM).

Here we consider such physical mechanisms as the spatially inhomogeneous mixing [4], the symmetrization of vortices [5] and nonlinear instability [5–9] in order to identify self-amplification of evolving eddies.

Support of the National Science Foundation (grant OCE 1828843) is gratefully acknowledged.

## REFERENCES

1. Chelton D.B., Schlax M.G., and Samelson R.M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies. *Prog. Oceanogr.* 2011. Vol. 91. P. 167–216.
2. Petersen M.R., Williams S.J., Maltrud M.E. et al. A three-dimensional eddy census of a high-resolution global ocean simulation. *J. Geophys. Res. Oceans.* 2013. Vol. 118. P. 1759–1774.
3. Sokolovskiy M.A., and Verron J. *Dynamics of Vortex Structures in a Stratified Rotating Fluid*, Book Ser.: Atmos. Oceanogr. Sci. Lib. 2014. Vol. 47. 382 pp., Springer, New York.
4. Sutyrin, G. G. Maintenance of quick fluid rotation in the cores of long-lived Arctic eddies. 1992. *J. Marine System.* Vol. 3. P. 489–496.
5. Sutyrin, G. G. Azimuthal waves and symmetrization of an intense vortex. *Sov. Phys. Dokl.* 1989. Vol. 34. P. 104–106.
6. Sutyrin, G. G. Why compensated cold core rings look stable. *Geophysical Research Letters.* 2015. Vol. 42 (13). P. 5395–5402.
7. Sutyrin, G. G. On sharp vorticity gradients in elongating baroclinic eddies and their stabilization with a solid body rotation. *Geophysical Research Letters.* 2016. Vol. 43 (11). P. 5802–5811.
8. Sutyrin, G. G., and T. Radko. Stabilization of Isolated Vortices in a Rotating Stratified Fluid. *Fluids.* 2016. Vol. 1(3), P. 26.
9. Sutyrin, G. G., and T. Radko. The fate of pancake vortices, *Physics of Fluids.* 2017. Vol. 29. P. 031701.

## ДОЛГОВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПРИДОННЫХ ТЕЧЕНИЙ В СУБАРКТИЧЕСКОМ КРУГОВОРОТЕ АТЛАНТИКИ

**Амбросимов А.К., Клювиткин А.А., Мельников В.А.**

*Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, тел. +7 499 124-6383,  
e-mail: [vmelnikov@ocean.ru](mailto:vmelnikov@ocean.ru)*

On the basis of *in-situ* hydro-physical one year long time series, acquired in June, 2016 – July, 2017, in the North Atlantic Subpolar Gyre, along with the use of up to date satellite data, details of long term variability of surface and near-bottom flows over Reykjanes Ridge flanks and near the Hatton Bank (Rockall Plateau) are presented.

С целью изучения придонной циркуляции вод в приполярной Атлантике, в рамках многолетней гидрофизической программы Института океанологии РАН [1], на трех буйковых станциях в течение года, с июня 2016 г. по июль 2017 г., с дискретностью 1 час, были выполнены измерения скорости течений и температуры воды в придонном слое, на флангах хребта Рейкьянес и вблизи поднятия Хэттон (рис. 1б, 1в). Использовались также данные гидрологических станций (WOD), спутниковые массивы ТПО (Pathfinder), уровня моря, геострофических скоростей (AVISO) и рельефа дна (модель ETOPO-1).

Измерения проведены на акватории Исландского бассейна, где в южной части происходит разветвление Северо-Атлантического течения и в западной части образуется Субарктический круговорот, входящий в систему крупномасштабных круговоротов Северной Атлантики (рис. 1а). В этом регионе теплые Северо-Атлантические воды нагревают воздушные массы, которые переносятся западными ветрами (в диполе NAO) и смягчают климат Западной Европы [2]. С другой стороны, в результате охлаждения и конвекции вод по обе стороны от Гренландии, а также перетока холодных арктических вод через Гренландско-Шотландское поднятие [3], образуются глубинные воды Северной Атлантики и создается поток их к экватору в нижней ветви системы МОС [4]. Как следует из общей концепции глобального «Конвейера Броекер» в Мировом океане [5].

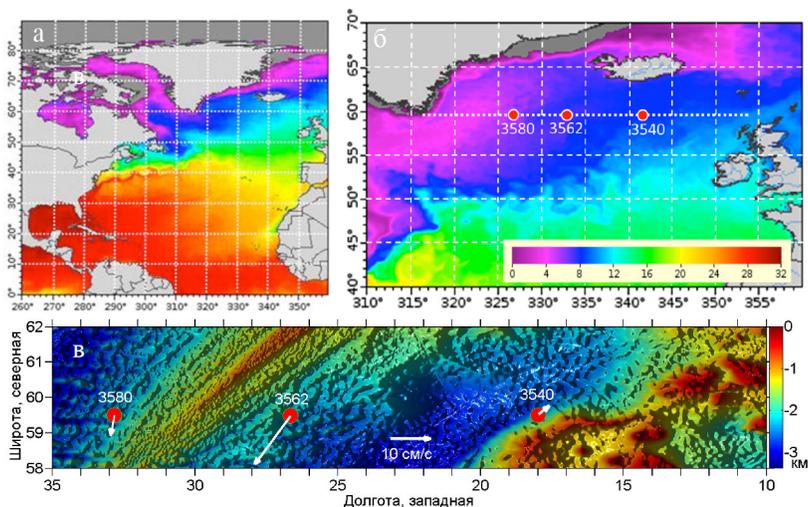


Рис.1.(а, б, г). Структура и положение крупномасштабных фронтальных зон в районе измерений по спутниковым данным:

а) в Северной Атлантике, в летний сезон (2016-07-01) б) в субполярной области, в зимний сезон (2015-12-01); точечная линия – положение многолетнего гидрологического разреза Института океанологии РАН, в) рельеф дна по модели ЕТОРО-1. Красные кружки отмечают положение, а цифры – номера буйковых станций. Стрелками показаны векторы средних за год придонных течений.

Буйковые станции были расставлены поперек границы водных масс Субарктического фронта, рис. 1б. Станция № 3580 находилась в зоне Субарктической водной массы, ст. 3540 – в Северо-Атлантической воде, а ст. 3562 – в области промежуточных вод, образующихся при трансфронтальном обмене. Соответственно термохалинной структуре, геострофические течения (AVISO) на поверхности океана направлены генерально на северо-восток (рис. 2) с плотностью кинетической энергии (в среднем за 25 лет) 106, 45, 86 ( $\pm 3$ ) эрг/см<sup>3</sup> для станций 3580, 3562, 3540, соответственно. Поток на ст. 3580 соответствует направленной к Исландии ветви Северо-Атлантического течения, которая образует восточную часть Субарктического циклонического круговорота. Течение на ст. 3540 является продолжением главной ветви Северо-Атлантического течения и направлено в сторону Исландско-Фарерского поднятия. В промежуточных водах, на станции 3562, наблюдаются течения с меньшими скоростями и большой завихренностью.

Придонные течения на склонах хребта Рейкьянес (ст. 3580, 3562), противоположны направлению Северо-Атлантического течения на поверхности океана. Напротив, вне Субарктического круговорота (ст. 3540 около банки Хэттон), направление течений сохраняется до дна. Кинетическая энергия течений около дна – 27, 143, 31 ( $\pm 1$ ) эрг/см<sup>3</sup>, для станций 3580, 3562, 3540. В зоне промежуточных вод, на восточном склоне хребта Рейкьянес, имеет место мощный реверсивный (относительно Северо-Атлантического течения) поток вод на юго-запад, с большой средней скоростью  $\sim 15$  см/с (рис. 2).

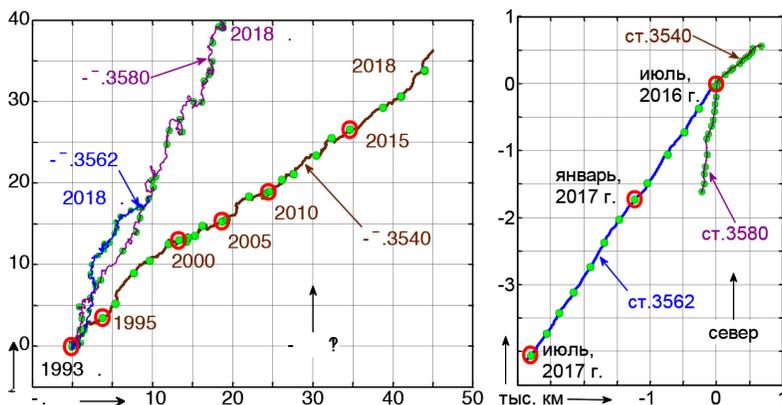


Рис.2. Прогрессивные векторные диаграммы геострофических течений на поверхности моря по данным AVISO-слева; придонных течений по измерениям *in situ*—справа. Ст. 3580, горизонт 2134 м; ст.3562 – 2183 м; ст. 3540 – 2175 м; глубины моря 2229, 2237, 2229 м, соответственно.

Плотность кинетической энергии течений изменяется в широких пределах: от нуля до  $\sim 800$  эрг/см<sup>3</sup>. Общая изменчивость обусловлена циклическими вариациями и перемежаемостью («вспышками») колебаний. Выделяются многолетние (3–5-летние) циклы, сезонные колебания, синоптические вариации с периодами в интервале 30–300 суток, а также полусуточные приливные колебания, рис. 3. На синоптических масштабах баротропная компонента течений прослеживается до дна.

Перемежаемость колебаний частично связана с изменениями средних (низкочастотных) течений, которые могут приводить к сдвигу частоты циклических составляющих спектра, так как по измерениям в точке наблюдается доплеровская частота  $\omega = \omega_0 + \mathbf{U} \cdot \mathbf{k}$ , где  $\mathbf{U}$  – скорость течения,  $\mathbf{k}$  – волновое число пространственной неоднородности поля (рис. 3).

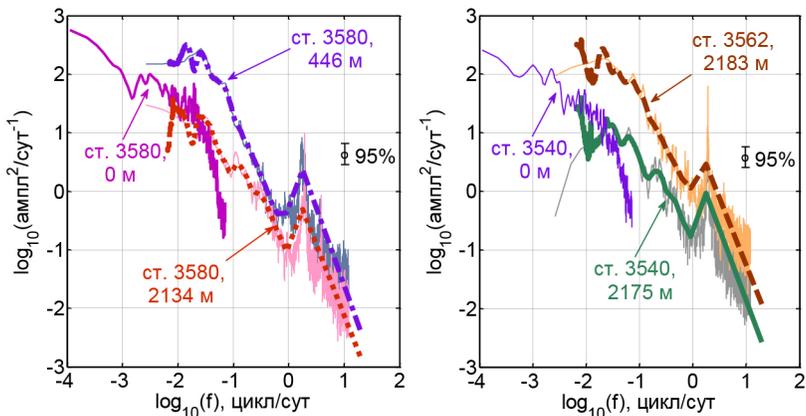


Рис. 3. Спектры плотности кинетической энергии течений около дна и на поверхности моря, на станциях 3580, 3562 и 3540. Тонкие линии – Фурье спектры. Утолщенные линии – вэйвлет – плотность.

Отмечается, что средняя (за год) придонная температура на ст. 3540 ( $T_{cp} = 3.369^{\circ}\text{C}$ ) была выше на  $0.469 \pm 0.001^{\circ}\text{C}$  (колебания в пределах  $0.1\text{--}0.8^{\circ}\text{C}$ ), чем на ст. 3560 ( $T_{cp} = 2.901^{\circ}\text{C}$ ). Амплитуда флуктуаций температуры за год составила по средне-квадратическому отклонению  $0.07\text{--}0.10^{\circ}\text{C}$ , на станциях 3540 и 3562. Сезонный ход придонной температуры не просматривается. Однако, на этих станциях заметно с потеплением на  $\sim(0.10\text{--}0.15) \pm 0.01^{\circ}\text{C}$  за год.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Sarafanov A., Falina A., Sokov A., Zapotylko V., Gladyshev S. Ship- Based Monitoring of the Northern North Atlantic Ocean by the Shirshov Institute of Oceanology. The Main Results. The Ocean in Motion. / Springer Oceanography // M.G. Velarde et al. (eds.). 2018. P. 415–427.
2. Seager R., Battisti D.S., Yin J., Gordon N., Naiki N., Clement A. C., Cane M.A. Is the Gulf Stream responsible for Europe's mild winters? // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2002. Vol. 128. P. 2563–2586.
3. Dickson R., Meincke J., Rhines P.(eds.). Arctic Sub-Arctic Ocean fluxes: Defining the role of the Northern Seas in Climate // Springer. 2008. 734 p.
4. Buckley, M. W., Marshall J. Observations, inferences, and mechanisms of Atlantic Meridional Overturning Circulation variability: A review // Rev. Geophys. 2016. Vol. 54. P. 1–59.
5. Broecker W.S. The great ocean conveyor // Oceanography. 1991. Vol. 4. No. 2. P. 79–89.

## НАТУРНЫЕ ИСПЫТАНИЯ ПОДВОДНОГО СКАНИРУЮЩЕГО СТАЦИОНАРНОГО КОМПЛЕКСА

**Баранов В.И., Очередник В.В., Зацепин А.Г.,  
Куклев С.Б., Машура В.В.**

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, e-mail:  
[baranovvlad@mail.ru](mailto:baranovvlad@mail.ru), [v.ocherednik@ocean.ru](mailto:v.ocherednik@ocean.ru)*

The underwater scanning stationary complex provides periodic scanning of the water column from the bottom to the surface of the reservoir with measurements of hydrophysical parameters. The received data are recorded in the memory of the complex and also transmitted through the communication line.

В настоящее время существует необходимость постоянного мониторинга водных акваторий. Такой мониторинг может быть осуществлен периодическими выходами научно-исследовательского судна, которое в стационарных точках проводит измерения, или установкой в этих точках постоянно действующих измерительных комплексов. В ИО РАН разработана и проходит испытания такая сканирующая система – подводный сканирующий стационарный комплекс (ПССК) (рис. 1).

ПССК – это роботизированный комплекс, который предполагается размещать на дне водоемов в защитной противовандальной конструкции. Комплекс обеспечивает периодическое сканирование толщи воды от дна до поверхности водоема с измерениями гидрофизических параметров. Полученные данные записываются в память комплекса, а также передаются по линии связи. В данный момент комплекс подключен к многофункциональной станции [1], поэтому имеется возможность получать информацию в он-лайн режиме.

Посыльный зонд имеет положительную плавучесть в два килограмма, за счет этого он, при разматывании тонкого прочного кабеля с барабана, поднимается к поверхности, передавая измеряемые данные в командный блок системы сканирования и управления. В командном блоке проводится анализ глубины посыльного зонда и при достижении им поверхности подается команда остановки на заданное время. Затем система начинает забирать обратно на барабан вытравленный кабель.

Посыльный зонд достигает барабана системы сканирования и управления, которая расположена на дне. Данное действие повторяется через заранее установленное время. Особенно хотелось отметить, что в системе нет токосъемника. Оригинальная конструкция оставляет намоточный барабан неподвижным.



Рис 1. Подводный сканирующий стационарный комплекс. Система сканирования и управления (слева), посыльный зонд (справа).

Скорость движения посыльного зонда 18 см/с. Опрос датчиков зонда 5 Гц. Для предварительных испытаний были выбраны датчики глубины и температуры. Предварительные испытания проходят на подспутниковом полигоне для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря [2] в районе г. Геленджика на базе ЮО ИО РАН.

Разработка приборного комплекса выполнялась при частичном финансовой поддержке по гранту РФФИ № 16-45-230781 и гранту РНФ № 14-50-00095. Натурные испытания проводились при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00381.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов В.И., Куклев С.Б., Зацепин А. Г., Подымов О. И., Очередник В.В. Кабельная система берегового мониторинга состояния водной среды в режиме реального времени // Современные методы и средства океанологических исследований. Материалы XIV Международной научно-технической конференции «МСОИ-2015»: В 2 т. – Москва, АПР, 2015. Т. 1. С. 14–16.
2. Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В., Низов С.С., Пиотух В.Б., Соловьев В.А., Швоев Д.А., Цибульский А.Л., Куклев С.Б., Куклева О.Н, Москаленко Л.В., Подымов О.И., Баранов В.И., Кондрашов А.А., Корж А.О., Кубряков А.А., Соловьев Д.М., Станичный С.В. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря // ФАО. 2014. № 1. С. 16–29.

## ОЦЕНКИ ТРЕНДОВ УРОВНЯ ОКЕАНА В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ И ИЗМЕРЕНИЙ GRACE

**Белоненко Т.В., Колдунов А.В.**

*Санкт-Петербургский государственный университет,  
199034, Санкт-Петербург, Университетская наб. д.7-9,  
Тел. (812)3289709; e-mail: [btvlisab@yandex.ru](mailto:btvlisab@yandex.ru)*

We consider trends of steric fluctuations in the North Atlantic for the period 2003–2015, which are estimated by two independent methods. The first method relies on the integrated use of altimetric and gravimetric measurements. AVISO data and GRACE missions are used. The second method uses an integral estimation of steric oscillations for changes in the liquid volume due to a change in its density. Calculations were carried out according to reanalysis data of SODA, EN4, and ARMOR.

Рассматриваются тренды стерических колебаний в Северной Атлантике за период 2003–2015 гг., которые оцениваются двумя независимыми методами. Первый метод базируется на комплексном использовании данных альтиметрических и гравиметрических измерений: используются данные AVISO и миссии GRACE (рис. 1). Второй метод опирается на интегральную оценку стерических колебаний по изменениям объема жидкости за счет изменения ее плотности: расчеты проводились по данным реанализов SODA, EN4 и ARMOR. Показано, что использование комбинации данных альтиметрии и GRACE дают завышенные значения стерических колебаний и их трендов. Это связано с тем, что наблюдения GRACE показывают изменения массы океана и, следовательно, изменения уровня моря в некой относительной, а не геоцентрической системе отсчета, так как не учитываются эффект упругой деформации дна океана и соответствующее перераспределение объемов воды. Показано, что в Северной Атлантике наибольшее смещение этих оценок и ошибки в определении стерических колебаний и их трендов по первому методу характерны для областей, расположенных около Гренландии, и это обусловлено вкладом отрицательной трендовой составляющей в данных GRACE. При относительном удалении от берегов Гренландии трендовая составляющая в измерениях GRACE выражена незначительно,

и тренды стерических колебаний, рассчитанные по методу, совместно использующему данные AVISO и GRACE, похожи на тренды изменчивости уровня по альтиметрическим данным. Тренды стерических колебаний уровня океана, рассчитанные по данным реанализов, показывают значительное сходство пространственного распределения их оценок друг с другом, а также с трендами изменения уровня океана по альтиметрическим данным [1,2].

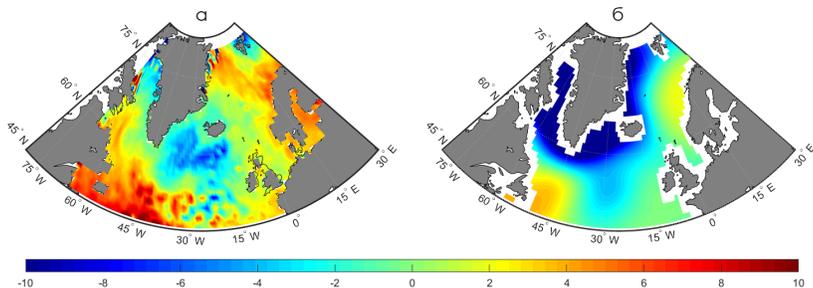


Рис. 1. Тренды уровня океана (мм в год), рассчитанные по альтиметрическим (а) и гравиметрическим со спутников GRACE (б) данным за период 2003–2015 гг.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, грант № 18-17-00027.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Белоненко Т.В., Федоров А.М., Башмачников И.Л., Фукс В.Р. Тренды интенсивности течений в Лабрадорском море и море Ирмингера по спутниковым альтиметрическим данным // Исследование Земли из космоса. 2018. № 2. С. 3–12. DOI: 10.7868/S020596141802001X.
2. Белоненко Т.В., Федоров А.М. Стерические колебания уровня и глубокая конвекция в Лабрадорском море и море Ирмингера // Исследование Земли из космоса. 2018. № 3. С. 56–69.

## ИССЛЕДОВАНИЕ ГОЛЬФСТРИМА ПО ИНФОРМАЦИИ ОБ ОКЕАНЕ, ПОЛУЧЕННОЙ ИЗ КОСМОСА

**Бондаренко А.Л.**

*Институт водных проблем РАН,  
ул. Губкина, д. 3, 119333, г. Москва, 8(499)135-54-56,  
e-mail: [albert-bond@mail.ru](mailto:albert-bond@mail.ru)*

The new concept of nature of the Gulf Stream. It substantiates the analysis of the full-scale current information.

*В январе 2003 года группа исследователей, работающая с установкой LEPS на японском накопителе SPring-8, опубликовала результаты поиска экзотической частицы Z+. Частица была найдена! И более того, она была найдена именно там, где ее предсказывали солитонные модели устройства барионов. Если выяснится, что это не случайное совпадение, то нам придется сделать вывод, что вся материя вокруг нас – и мы сами! – состоим из сплошных солитонов!*

[www.astronet.ru/db/msg/1188217](http://www.astronet.ru/db/msg/1188217)

Смысл эпитафия станет ясен по мере прочтения доклада (Автор).

Автор давно изучает Гольфстрим и другие океанические течения и уверенно заявляет: человечество имеет совершенно неверные представления об океанических течениях, в частности, Гольфстриме. Современная наука объясняет неверно или вообще не может объяснить многое, а практически почти все, в поведении Гольфстрима. Причина: учёные в своих объяснениях океанических течений руководствуются неверными, хотя и общепринятыми представлениями, концепциями природы течений. С позиции своей новой концепции течений, автор смог объяснить практически все ранее необъяснимое или неверно объясняемое в поведении Гольфстрима. Обо всём этом доказательно, с привлечением натуральных наблюдений изложено в [1]. В данном докладе об этом будет изложено лишь частично.

### **Концепции океанических течений**

По кинематическим свойствам принято выделять следующие два вида океанических течений: градиентные и ветровые течения. Концепции этих течений популярны и общеприняты. Раньше считалось, что градиентные течения направлены по наклону уровня океана. Первым их так объяснил Аристотель (V в. до н. э.). В настоящее время градиентные течения объясняются с позиции концепции Хелланд-Хансена и Сандстрема, сформулированной в 1902–1903 гг, ими получены зависимости скорости течений от наклона уровня воды океана [2]. Считается, что течения геострофические и направлены вдоль наклона уровня океана. Математическое описание ветровых течений было дано Экманом в 1905 г, получены зависимости скорости течений от скорости ветра [3]. Эти концепции были созданы и развивались практически без всякой ориентации на натуру и без обоснования натурой.

### **Концепция автора океанических течений**

По исследованиям автора океанические долгопериодные волны, называемые волнами Россби, на самом деле не являются таковыми, а являются волнами солитонами. Океанические течения есть не что иное, как орбитальные движения частиц волн. В настоящее время установлено присутствие этих волн во многих средах. И вот теперь автор показывает, что они существуют в океанах. Эти волны рассматриваются, как устойчивые слабо нелинейные образования, параметры которых неизменны во времени. Например, автором установлено, что фазы волн экваториальной и субтропической зоны Тихого океана на протяжении двадцати пяти лет не менялись [1, 4].

Океанические волны солитоны в открытом океане распространяются в западном направлении. Достигая берега они распространяются вдоль берега в южном направлении. Параметры волн такие. Длина волн открытом океане соизмерима с тысячами км., период порядка месяца. Но у берега они существенно меньше. Так в районе Гольфстрима они составляют: период порядка 10 суток, а длина, порядка 300 км.

На рис. 1 изображены силовые линии, линии тока волн солитонов, в частности, в Гольфстриме и его окружении, т. е. направление силы, действующей на частицы воды. Волны движутся в противоположную сторону течения Гольфстрим. Величина силы пропорциональна плотности силовых линий. В Гольфстриме плотность линий тока наибольшая в волне, соответственно, и скорости наибольшие, они достигают 3–4 м/с, в то время как за пределами Гольфстрима они невелики, ~ 10 см/с. Орбитальные движения частиц воды волн формируют также противотечения:

поверхностные с боков Гольфстрима и глубинные под Гольфстримом. Скорости поверхностных противотечений небольшие, 5–10 см/с, а глубинных – большие и достигают, 70 см/с, особенно у дна и в близости Флоридского пролива. Ранее наука не могла объяснить наличие противотечений.

Считается, что Гольфстрим переносит теплые воды Мексиканского залива или Карибского моря к берегам Европы и в Северный Ледовитый океан. Покажем, что это не так. Гольфстрим не переносит воды в пространстве, а поэтому не обогревает Европу и Северный Ледовитый океан. Рассмотрим эту проблему.

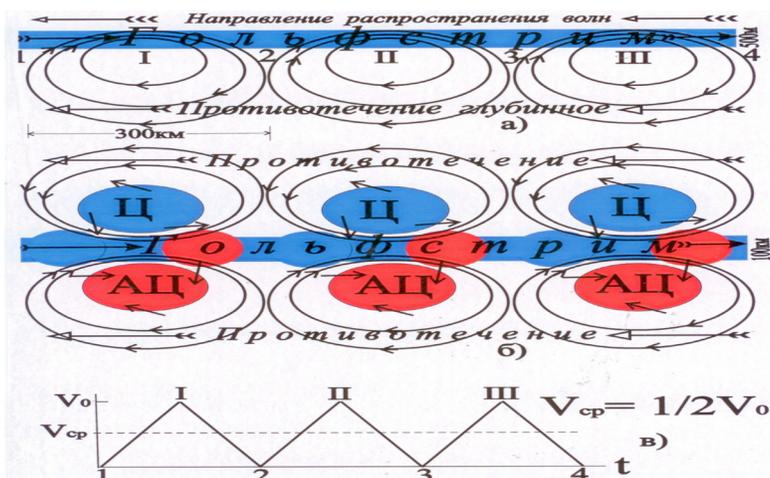


Рис. 1а, б, в. Линии тока в виде эллипсов долгопериодных волн, похожих на волны солитоны в вертикальной плоскости, проходящей через Гольфстрима, что одно и то же, через центр волн (а) и в горизонтальной плоскости у поверхности воды (б). Стрелки на линиях тока – направление силы, воздействующей на частицы воды, что одно и то же – направление течений. АЦ – антициклон, антициклональное движение воды, область конвергенции и опускания на глубину тёплой воды. Ц – циклон, циклональное движение воды, область дивергенции и подъёма холодной воды с глубины океана на его поверхность. Красными и синими кружками выделены области опускания тёплой воды с поверхности океана на глубину и подъёма холодной воды с глубины на поверхность океана, создаваемые вертикальными движениями частиц воды волн. Модуль скорости течения, измеренного стационарно установленным прибором у поверхности воды или дрейфтером в моменты времени прохождения через них частей волн I, II, III, и т.д., 1, 2, 3, 4 и т.д.,  $V_0$  – амплитуда модуля скорости течения волны,  $V_{ср}$  – модуль средней скорости течения волны,  $t$  – время (а).

Рассмотрим, как измеряются течения во времени. В фиксированный момент времени в точках 1, 2, 3, 4, расположенных между волнами, скорости течений равны нулю, а в точках I, II, III – максимальны. Мы задавали вопрос, что заставляет Гольфстрим останавливаться, затем набирать скорость и снова останавливаться? И вот ответ: долгопериодные волны, похожие на волны солитоны. Такое распределение скоростей течений в волнах фиксируется дрейфтером или стационарно установленным в потоке прибором, как пульсирующее течение, аналогичное, рис. 1в. При фильтрации этого пульсирующего течения путём осреднения измерений по времени равному периоду волны выделяем высокочастотную волновую часть течений и низкочастотную квазипостоянную часть течений. Эта низкочастотная часть есть ни что иное, как средняя величина волнового течения. Эту среднюю часть, полученную в результате фильтрации волновых течений, исследователи ошибочно относят к крупномасштабным течениям. Таким образом, присутствие в океане волновых течений вносит существенную погрешность в измерения крупномасштабных течений. Может оказаться и так, что крупномасштабных течений нет, а мы ложно их фиксируем, принимая за них среднюю скорость волновых течений, равную

$$V_{cp} = KV_0, K=1/2.$$

Таким образом, если мы регистрируем течения, в которых присутствуют волновые течения и величина выделенных низкочастотных течений будет равна  $1/2V_0$ , то это значит, что квазипостоянных, крупномасштабных течений нет, а есть только волновые. В реальности так и есть. Так, например, если подвергнуть описанному здесь анализу запись модуля скорости движения дрейфтера в Гольфстриме (рис. 2), то получим, что скорости крупномасштабных течений в Гольфстриме равны нулю или очень малые. Наши выводы подтверждаются следующими данными измерений. Так Гольфстрим выходит только из Мексиканского залива (рис. 3), но вод Мексиканского залива в Гольфстриме нет, он состоит из вод Саргассова моря и склоновых вод со стороны материка [5].

Таким образом, пульсирующий характер течений Гольфстрима указывает на то, что течение состоит только из течений волн, т. е. орбитальных движений частиц воды волн и в нем отсутствует постоянное крупномасштабное течение. Как и во всяких волнах, в долгопериодных волнах масса воды в пространстве не переносится, она перемещается по замкнутому контуру внутри волны. Создается иллюзия переноса масс, поскольку прибор не фиксирует движения частиц воды движущихся по орбитам, которые на самом деле переносят массу воды, а только некую горизонтальную составляющую действия на прибор частиц воды волн. Такое происходит при измерениях течений не только дрейфтером, но и стационарно установленным в воде прибором. Это подтвержда-

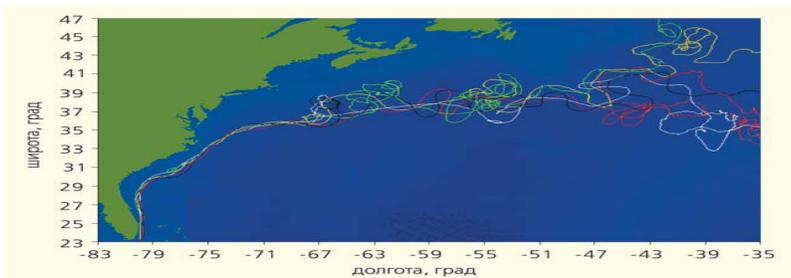


Рис. 2. Средние по ансамблю дрейферных наблюдений векторы течений в Гольфстриме. Красным цветом выделена трасса дрейфера скоростями течений порядка 0,5–1 м/с.

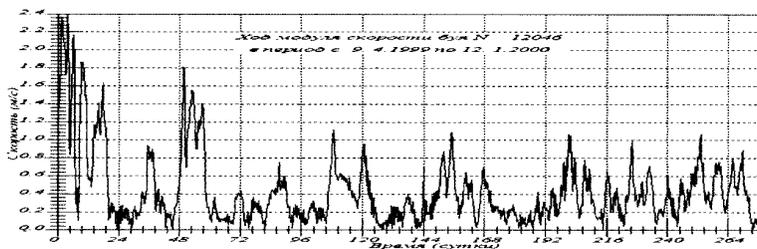


Рис. 3. Модуль скорости движения одного из дрейферов, трассы которых изображены на предыдущем рисунке.

ется тем, что Гольфстрим «выходит» из Мексиканского залива, а вод залива в Гольфстриме нет. Таким образом, можно говорить о том, что Гольфстрим не переносит массы воды и не обогревает Европу и Арктику, как это считается.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бондаренко А.Л. Крупномасштабная динамика и долгопериодные волны Мирового океана и атмосферы. Москва, 2016 г. <http://www.randewy.ru/gml/bond0916.html> <http://meteoweb.ru/aa0.php>.
2. Sandström I.W., Helland-Hansen B. Über die Berechnung von Meeresströmungen // Norw. Fish., Mar. Invest. 1903. V. 2. No. 4.
3. Ekman V.W. Beiträge zur Theorie der Meeresströmungen // Annalen der Hydr. u. Marit. Met. 34. 2006.
4. Бондаренко А.Л. Лето 2010 года: жара в России и наводнения в Пакистане // Наука в России. Март-апрель, № 2. 2013. С. 28–31. [http://www.oceanographers.ru/images/stories/pdf/bondarenko\\_rossby.doc](http://www.oceanographers.ru/images/stories/pdf/bondarenko_rossby.doc) [http://meteoweb.ru/articles/bondarenko\\_05\\_2013.pdf](http://meteoweb.ru/articles/bondarenko_05_2013.pdf)
5. Каменкович В.М., Кошляков М.М., Монин А.С. Синоптические вихри в океане // Л.: Гидрометеиздат. 1982. 264 с.

## О ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЕ РАССЕЯНИЯ ЗВУКА В ЯПОНСКОМ И ОХОТСКОМ МОРЯХ

**Буланов В.А., Стороженко А.В.**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
Дальневосточного отделения РАН  
Владивосток, 690041, ул. Балтийская, д.43, тел. +7 423 2374913;  
Факс: +7 423 2312573, E-mail: [bulanov@poi.dvo.ru](mailto:bulanov@poi.dvo.ru)*

Results of acoustic researches in Far Eastern seas are compared with the results obtained in the seas of the Eastern Arctic. Analysis of sound scattering in the Sea of Japan and in Eastern Arctic has revealed a significantly larger scattering of sound in the Eastern Arctic, perhaps due to the higher concentration of plankton in the upper layers of the Arctic seas. It is found out, that the daily migration of plankton in the Chukchi sea differs from the migration in the Sea of Japan. It is showed that acoustic estimation of biomass coincides with the results of biological measurements in situ.

Акустическое зондирование на основе обратного рассеяния звука позволяет изучать мелкомасштабную структуру морской среды и ее изменчивость, связанную с турбулентными образованиями, проявлением внутренних волн, наличием пузырьков, твердых взвесей, а также планктона и других биологических объектов. Наиболее изменчивым слоем водной толщи океана является верхний слой, и для этого слоя характерно сосредоточение биоресурсов и наличие интенсивных динамических процессов, существенно влияющих на распределение практически всех биологических объектов [1]. Данные о рассеянии звука имеются для сравнительно низких и средних частот звука, которые в основном использовались в рыбопоисковой технологии [1, 2]. Информация о величине и природе высокочастотного рассеяния более скудна [2, 3]. Большую роль, в рассеянии высокочастотного звука играют планктонные сообщества и в первую очередь, с позиции иерархии сечения рассеяния звука, одиночным объектом выступает особь зоопланктона. Фитопланктон рассеивает звук существенно слабее, однако наличие его в больших количествах порой создает конкуренцию зоопланктону в рассеянии звука на высоких частотах. Наличие флуктуаций гидрофизических параметров среды за счет турбулентности и других механизмов также приводит к усилению рассеяния звука на высоких частотах [1, 3]. Частоты звука, на которых мы исследовали рассеяние в верхнем слое

океана, составляли, как правило, диапазон от 100 кГц до 250 кГц, хотя в шельфовых районах иногда использовали частоты до 650 кГц.

Коэффициент объемного нерезонансного рассеяния звука  $m_V$  скоплением рыбы или планктона определяется выражением, учитывающим функцию распределения по размерам и сечение рассеяния  $\sigma$  одиночным организмом (его обычно задают в  $m^2$ , и тогда размерность коэффициента  $m_V$  определяется как  $m^{-1}$ ). С конца 1980-х годов появился ряд моделей [1, 2], которые позволяют учесть дифракционные эффекты при рассеянии на достаточно больших и сложных по форме объектах, например, на слабо изогнутых цилиндрах конечной длины. В этом случае удается оценить коэффициент рассеяния не только рыбами и планктоном малого размера (меньше длины волны звука), но и большими рыбами и зоопланктоном, наиболее сильно рассеивающим звук. Выяснилось, что на высоких частотах звука основное рассеяние звука имеет биологическое происхождение и значительная часть его связана с распределением планктона в морской воде [1, 2]. Планктон обычно располагается в областях с максимальными градиентами плотности. Это обстоятельство для рассеяния звука имеет большое значение, т.к. позволяет по аномальному рассеянию звука на планктоне и других микронеоднородностях, локализованных вблизи термоклина, получать информацию о различных крупномасштабных нестационарных гидрофизических процессах в море – внутренних волнах, течениях и крупномасштабной турбулентности.

На рис. 1 представлено распределение коэффициента рассеяния звука на частоте 100 кГц вдоль трассы длиной около 900 км в водах Охотского моря, где видны суточные вариации  $m_V$ , достигающие 20 дБ, наложенные на тренд  $m_V$  вдоль длинных трасс в северной и южной частях, достигающий в среднем 5–6 дБ. Контрастом представленному на рис. 1 поведению рассеяния звука выступают неклассические картины миграции звукорассеивающих слоев в Чукотском море, что иллюстрируется данными на рис. 2, представленными для коэффициентов рассеяния звука  $m_V(t, z)$ , их средних значений по глубине  $m_V(t) = (1/h) \int_0^h m_V(z, t) dz$ , а также гидрологических данных – зависимостей от глубины температуры  $T$  и солёности  $S$ .

Величина коэффициента рассеяния  $m_V$  позволила оценить массовую концентрацию включений  $m_g$  [3]. Общее выражение, позволяющее по экспериментальным данным для  $m_V$  получать данные по распределению биомассы  $m_g$  в рамках двух распределений – степенного ( $P$ ) и гауссовского ( $G$ ), можно написать в виде  $m_g^{(P,G)}(r, f) = D^{(P,G)}(f)m_V(r, f)$ , где коэффициент  $D^{(P,G)}(f)$  зависит от частоты и имеет сложный вид [3].

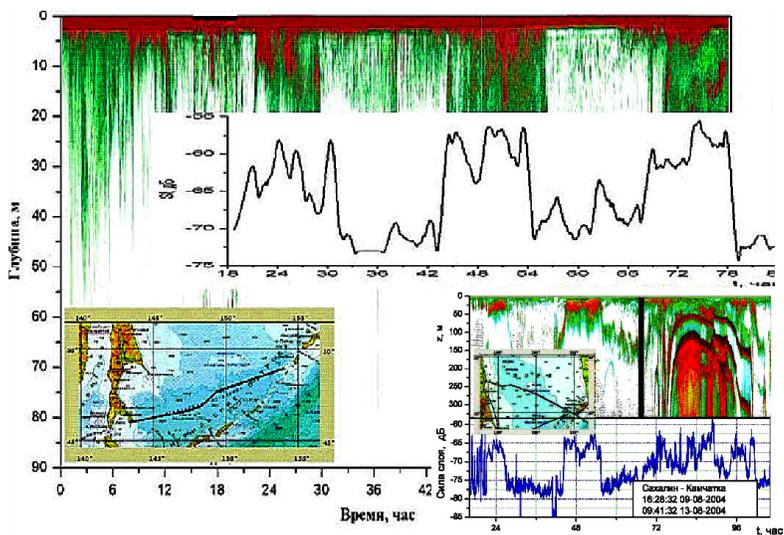


Рис 1. Распределение рассеяния звука вдоль трасс в Охотском море.

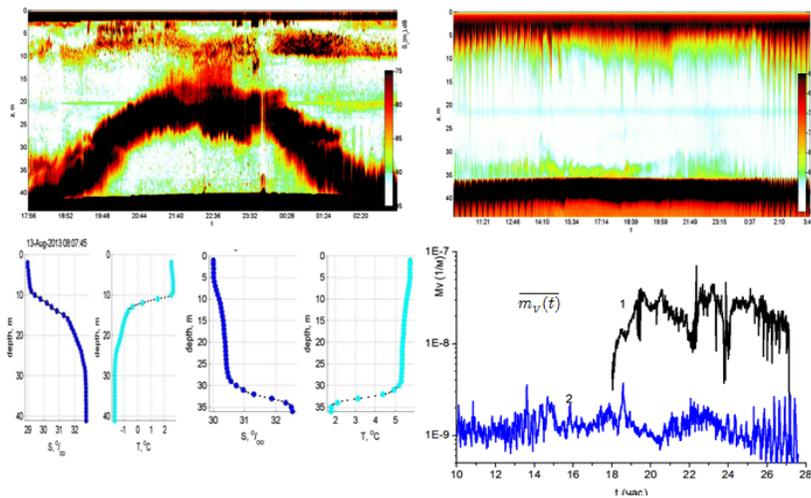


Рис. 2. Неклассические суточные вариации рассеяния звука в арктических морях: слева – Чукотское море (1) 12.08.2013, справа – Берингов пролив (2) 10.08.2013.

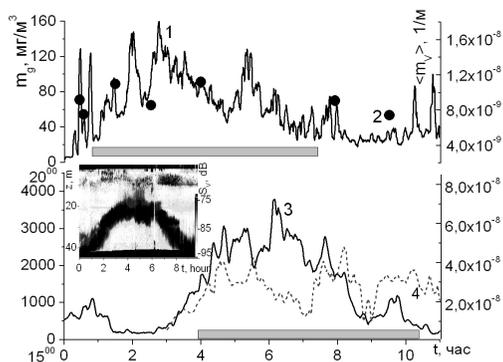


Рис. 3. Сравнение оценок концентрации биомассы в Японском море по данным рассеяния звука 1 и по результатам облова 2, и в Арктике (3 –  $66^{\circ}29'N, 170^{\circ}24'W$ , 4 –  $68^{\circ}54'N, 178^{\circ}11'W$ ).

Сравнительные данные рассеяния звука в Японском море и восточной Арктике (Чукотское море) показаны на рис. 3. На врезке представлена картина полусуточных вариаций звукорассеивающих слоев на станции в Чукотском море. Серым цветом выделено темное время суток на станции. Исследования выявили существенно большее рассеяние звука в восточной Арктике, что связано с большей концентрацией планктона.

Работа выполнена при поддержке проектов №17-02-00561 РФФИ и №18-I-004 программы ДВО РАН «Дальний Восток».

## ЛИТЕРАТУРА

1. Lavery A.C., Wiebe P.H., Stanton T.K., et al. Determining dominant scatterers of sound in mixed zooplankton populations // J. Acoust. Soc. Am. 2007. Vol. 122. P. 3304–3326.
2. Jech J.M., Horne J.K., Chu D., et al. Comparisons among ten models of acoustic backscattering used in aquatic ecosystem research // J. Acoust. Soc. Am. 2015. Vol. 138. No. 6. P. 3742–3764.
3. Акуличев В.А., Буланов В.А., Стороженко А.В. Акустические исследования зоопланктона в Японском море и восточной Арктике // Доклады Академии наук. 2016. Т. 470. № 2. С. 219–222.

## ПРИМЕНЕНИЕ НЕЛИНЕЙНЫХ АКУСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ВЕРХНЕГО СЛОЯ ОКЕАНА

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

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного  
отделения РАН Владивосток, 690041, ул. Балтийская, д.43  
Тел.: (423)2374913; Факс: (423)2312573, e-mail: [bulanov@poi.dvo.ru](mailto:bulanov@poi.dvo.ru)*

The possibilities of using nonlinear acoustic methods for studying the upper layer of the ocean are discussed. The relationship is shown and the results of studying the distribution of acoustic nonlinearity and sound absorption in the ocean and in the shallow sea on the basis of remote data on sound backscattering are presented.

Создание эффективных методов для изучения верхнего слоя океана является актуальной задачей современной океанологии [1, 2]. В последнее время возникла необходимость разработки методов, обладающих высоким пространственным и временным разрешением, включая применение методов дистанционного зондирования [1, 3]. Таковыми оказались линейные акустические методы зондирования, а также методы, использующие анализ нестационарных и нелинейных эффектов рассеяния и распространения звука в жидкостях [4].

В настоящей работе обсуждены возможности применения нелинейных акустических методов для исследования верхнего слоя океана на примере изучения структуры приповерхностного пузырькового слоя океана. В морской воде всегда присутствуют газовые пузырьки и особенно велика их роль при больших скоростях ветра и при сильном ветровом волнении [2, 3], при этом пузырьки могут затягиваться до больших глубин [3]. Для определения акустических характеристик верхнего слоя морской воды важен вид функции распределения пузырьков по размерам  $g(R)$  в возможно более широкой области изменения радиусов  $R$ . Функция  $g(R)$  обычно определяется как количество включений в единице объема  $dN$ , приходящихся на интервал их радиусов  $dR$ , т.е.  $g(R) = dN / dR$  [2]. Данные по рассеянию звука на различных частотах в приповерхностном слое моря позволили выявить структуру распределения по размерам пузырьков и их динамику [4].

Для исследования рассеяния звука была произведена постановка акустической системы излучения-приема, включающей донную станцию и аппаратуру регистрации и анализа сигналов, располагающейся на береговом посту. Донная станция включает в себя следующие излучатели: трехэлементный пьезокерамический излучатель с резонансными частотами 138, 216 и 519 кГц, параметрический двухэлементный излучатель с частотами 300 и 50 кГц, излучатель с резонансной частотой 145 кГц.

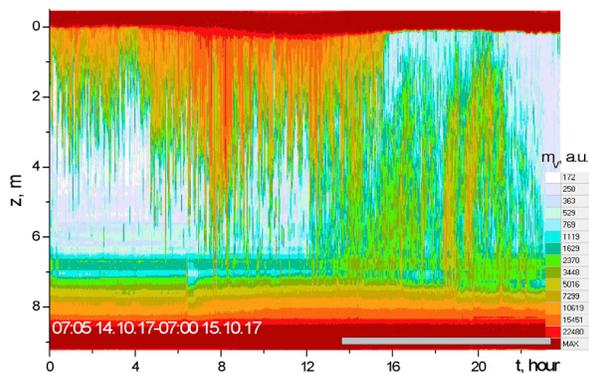


Рис. 1. Рассеяние звука частоты 145 кГц на пузырьках и планктоне в течение суток в октябре 2017 г.

На рис. 1 показано типичное распределение коэффициента объемного рассеяния звука  $m_v(z, t)$  в зависимости от глубины  $z$  и времени  $t$  на пузырьках и планктоне, полученные на частоте 145 кГц в течение суток в октябре 2017 г. Серым цветом на оси времени  $t$  отмечен ночной период, когда планктон проявляется наиболее ярко. На рис. 2 показана

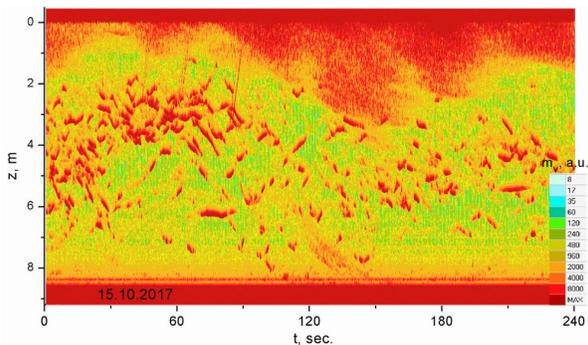


Рис. 2. Детали пространственно-временной структуры рассеяния звука на пузырьках и планктоне.

ны некоторые детали пространственно-временной структуры рассеяния звука на пузырьках и планктоне, из которых можно видеть характерные времена изменения пузырьковых облаков (от 30 до 60 секунд), а также периоды волнового движения, в котором участвуют планктонные объекты (около 2–3 минут).

Функция распределения пузырьков по размерам  $g(R)$  может быть найдена по частотной зависимости коэффициента рассеяния звука  $m_V(\omega)$  в предположении, что основной вклад в рассеяние звука вносят резонансные пузырьки, радиус которых связан с частотой по формуле Миннерта [3, 4]:

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

где  $d_w$  – коэффициент резонансного затухания [4] на частоте  $\omega$ ,  $P_0$  – гидростатическое давление,  $r$  и  $g$  – плотность жидкости и постоянная адиабаты газа. Полученные с помощью рассеяния звука данные по концентрации пузырьков в приповерхностных слоях моря позволяют определить эффективную акустическую нелинейность  $\varepsilon_e$ , которая обычно превышает нелинейность  $e$  воды без включений,

$$\frac{\varepsilon_e}{\varepsilon} \approx \left( 1 + \frac{2\pi}{3} \frac{(\gamma+1)\tilde{\beta}^2}{\varepsilon} \int_0^\infty dR R^3 g(R) \right) \left[ 1 + \tilde{\beta} \int_0^\infty \frac{R^3 g(R) dR}{1 - (R/R_\omega)^2 (1 + i\delta_\omega)} \right]^{-2},$$

где  $\tilde{\beta} = \rho c^2 / \gamma P_0$ ,  $c$  – скорость звука, а также дополнительное затухание звука, обусловленное распределенными в воде пузырьками:

$$\alpha \approx (\omega / c) \operatorname{Im} \left\{ 1 + (4\pi / 3) \tilde{\beta} \int_0^\infty dR g(R) R^3 / [1 - (R/R_\omega)^2 (1 + i\delta_\omega)] \right\}^{1/2}.$$

На рис. 3 представлены изменения во времени концентрации пузырьков, коэффициента поглощения звука на частоте 138 кГц, и параметра акустической нелинейности морской воды в приповерхностном слое пузырьков. Видно, что перечисленные акустические параметры изменяются в широких пределах при обрушениях поверхностных волн и сильном ветре, приводящим к модуляциям акустических свойств в приповерхностном слое моря.

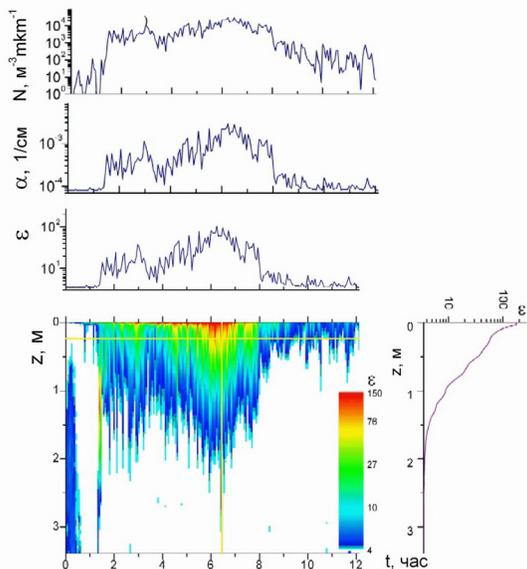


Рис. 3. Изменение во времени и проявление взаимосвязи акустической нелинейности  $\epsilon$ , поглощения звука  $\alpha$  и распределения пузырьков на глубине  $z$ , отмеченной горизонтальной линией на нижнем рисунке, в приповерхностном слое моря при изменении силы ветра.

Таким образом, в работе обсуждено применение нелинейных акустических методов для изучения структуры верхнего слоя океана и показана возможность прогнозирования распределения акустической нелинейности и поглощения звука в океане на основе данных по рассеянию звука.

Работа выполнена при поддержке проектов №17-02-00561 РФФИ и №18-I-004 программы ДВО РАН «Дальний Восток».

## ЛИТЕРАТУРА

1. Есипов И.Б., Рыбак С.А., Серебряный А.Н. Нелинейная акустическая диагностика земных пород и океана // УФН. 2006. Т. 176. № 1. С. 102–108.
2. Garrett C., Li M., Farmer D. The Connection between Bubble Size Spectra and Energy Dissipation Rates in the Upper Ocean // J. Phys. Ocean. 2000. Vol. 30. No. 9. P. 2163–2171.
3. Baschek B., Farmer D.M. Gas Bubbles as Oceanographic Tracers // J. Atm. and Ocean. Techn. Vol. 27. P. 241–245.
4. Акуличев В.А., Буланов В.А. Акустические исследования мелкомасштабных неоднородностей в морской среде: Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2017. 414 с.

## ОЦЕНКА РОЛИ СУБМЕЗОМАСШТАБНОЙ ДИНАМИКИ В СЕЗОННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ЦИРКУЛЯЦИИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА

Ванкевич Р.Е.<sup>1</sup>, Antti Westerlund<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, 8(499)124-13-01

<sup>2</sup>Финский метеорологический Институт (Finnish Meteorological Institute). P.O. BOX  
503 FI-00101 HELSINKI FINLAND tel. +358 29 539 1000

We studied circulation patterns in the Gulf of Finland. Based on a 7-year run of the NEMO 3D hydrodynamic model with 500 m horizontal resolution, we found changes of mean circulation patterns mainly caused by wind driven submesoscale current.

Финский залив (ФЗ) – самый восточный суббассейн Балтийского моря, являющийся прямым продолжением собственно Балтики без разделительных порогов между ними. Эстуарная природа данного водоема обусловлена наличием Невы – крупнейшего пресноводного стока в Балтийском море. Однако эстуарный тип циркуляции сильно изменяется под влиянием таких факторов, как воздействие ветра, топография и геострофические эффекты. Текущее направление может быстро меняться по нескольким причинам. На временном масштабе от часов до дней могут быть важны периодические процессы, такие как инерционные колебания и сейши. На временном масштабе от дней до недель переменный ветер является основным драйвером течений в ФЗ. Иногда поверхностные течения почти всюду в заливе являются однонаправленными, если воздействие ветра достаточно равномерное. В другое время наблюдается большая пространственная изменчивость. В целом, в любой день можно ожидать, что характер циркуляции в заливе будет очень сложным и изменчивым. Сильное распреснение Невой восточной оконечности залива обуславливает наличие значительных горизонтальных и вертикальных градиентов плотности, способствующих, в свою очередь, образованию под воздействием ветра различных субмесомасштабных структур.

В этом исследовании мы изучаем характер циркуляции вод в Финском заливе от временном масштабе от нескольких дней до нескольких лет. Цель состоит в выявлении закономерностей при моделировании различных гидродинамических ситуаций в зависимости от факторов,

влияющих на их возникновение. Мы анализируем связи между различными временными масштабами и исследуем связи между форсингом и циркуляционными паттернами.

В исследовании использовалась численная 3D модель 3Dmodel NEMO [1], сконфигурированная для Финского залива [2].

Горизонтальное разрешение конфигурации (500 м) значительно ниже типичного диапазона внутреннего радиуса Россби (2–4 км) в ФЗ [3]. Модельная область покрывает восточную часть ФЗ до линии Ворнси–Кимитоеен грубо на 23°Е, где расположена открытая граница с Балтийским морем. Модельная батиметрия основана на данных модели глубины VELMU (финская программа инвентаризации морской среды) от SYKE (финский Институт окружающей среды) и Балтийского моря. Батиметрическая База Данных (Гидрографическая Комиссия Балтийского Моря). Конфигурация для ФЗ имеет 94 вертикальных слоя с  $z$ -координатами (с переменным шагом). Самые верхние вертикальные слои имеют толщину 1 м, толщина слоя немного увеличивается с глубиной, составляя около 1,08 м на нижней границе оси  $Z$ . Временной шаг модели – 100 с. Использована модель льда LIM3 [4].

Осреднение скоростей за 7-летний модельный период (2007–2013 гг.) не выявило классической циклонической схемы циркуляции, впервые описанной Witting [5], а затем Palmén [6]. Однако наш анализ предлагает несколько объяснений данному факту. Одно из них – способность модели воспроизводить прибрежные события апвеллинга, генерацию и миандрирование фронтов, это в значительной степени влияет на то, как модель воспроизводит прибрежные струи. Например, Lagemaа [7] показал, что модель HIROMB в целом занижает значения течений на побережье Эстонии по сравнению с измерениями ADCP. Он отметил, что неправильно описанные струи апвеллинга и даунвеллинга могут быть одной из причин недооценки. Ванкевич и др. [2] показали, что модель высокого разрешения NEMO хорошо воспроизводит пространственную структуру течений после апвеллинга.

Мы обнаружили, что дни с относительно сильными прибрежными течениями (на порядок превышают средние по заливу) вносят значительный вклад в среднюю циркуляцию на Западе Нарвского залива (см рис. 1). Мы также обнаружили, что, по крайней мере, наиболее заметные высокоскоростные события были связаны с апвеллингом и последующим формированием прибрежной струи.

Работа выполнена при поддержке Гранта РФФИ № 16-55-76021 (ЭРА\_a), проект EXOSYSTEM (The impact of Extreme events of future climates on the marine ecOSYSTEM in the Baltic and Barents Sea: Воз-

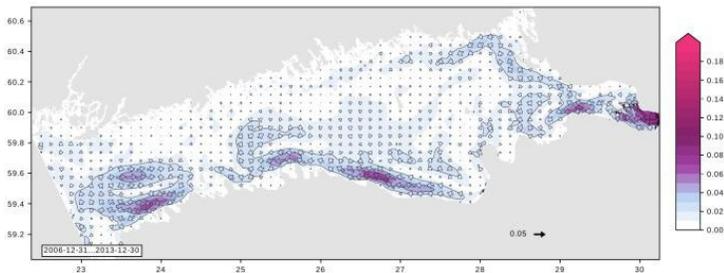


Рис. 1. Среднегодовая циркуляция в подповерхностном слое от 0 м до 7,5 м за период с 2007 по 2013 гг. Скорости в м/с. Векторные стрелки показаны для каждой 15-й точки сетки.

действие опасных явлений будущего климата на морскую экосистему в Балтийском и Баренцевом морях) по международной программе ERA-Net RUS Plus, 2016–2018 гг.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Madec, G., the NEMO team. NEMO ocean engine. Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, note du Pôle de modélisation. 2008. No 27.
2. Vankevich R.E., Sofina E.V., Eremina T.E., Ryabchenko V.A., Molchanov M.S., and Isaev A.V. Effects of lateral processes on the seasonal water stratification of the Gulf of Finland: 3-D NEMO-based model study. *Ocean Science*. 2016. Vol. 12 (4), P. 987–1001. URL: <http://dx.doi.org/10.5194/os-12-987-2016>.
3. Alenius, P., Nekrasov, A., Myrberg, K. Variability of the baroclinic Rossby radius in the Gulf of Finland. *Continental Shelf Research*. 2003. Vol. 23 (6), P. 563–573.
4. Vancoppenolle M., Fichefet T., Goosse H., Bouillon S., Madec G., Maqueda M.A.M. Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 1. Model description and validation. *Ocean Modelling*. 2009. Vol. 27 (1). P. 33–53.
5. Witting R. Zusammenfassende Uebersicht der Hydrographie des Bottnischen und Finnischen Meerbusens und der Nördlichen Ostsee nach den Untersuchungen bis Ende. *Soc. Scient. Fenn., Finländische Hydr.-Biol. Untersuchungen* (7). 1910. (in German).
6. Palmén E. Untersuchungen über die Strömungen in den Finnland umgebenden Meeren. *Soc. Scient. Fenn., Comm. Phys. Math.* 1930. Vol. 12. (in German).
7. Lagemaat P. Operational forecasting in Estonian marine waters. TUT Press, Marine Systems Institute at Tallinn University of Technology, Tallinn. 2012.

## ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ДОННОЙ ФАУНЫ В СИБИРСКОЙ АРКТИКЕ

**Веденин А.А., Галкин С.В., Мионов А.Н., Гебрук А.В.**

*Институт океанологии им. П.П. Шириова, РАН,  
117997, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36, тел. +7 499 124-5996, +7 499  
124-5983, e-mail: [urasterias@gmail.com](mailto:urasterias@gmail.com)*

Вертикальная зональность в распределении донной фауны в Арктике значительно отличается по ряду закономерностей от большей части Мирового Океана. В частности, во многих работах было показано, что разнообразие видов в Северном Ледовитом Океане убывает по мере увеличения глубины, в то время как в большинстве районов Мирового Океана наблюдается так называемый параболический тренд биоразнообразия [6]. Кроме того, в предыдущих исследованиях вертикальная зональность бентоса в Арктике рассматривалась исключительно с биоценологических позиций (то есть, исследовались границы между сообществами макробентоса). Такие работы были проведены на склоне моря Лаптевых и в прилежащих районах Восточно-Сибирского и Карского морей [1, 2, 7]. Работ по выявлению биотических границ по вертикали (то есть, работ по изучению сгущений границ вертикальных ареалов отдельных видов в определенных диапазонах глубин) в Арктике на настоящее время не существует, за исключением нескольких работ по Норвежскому морю [3, 4, 8].

В данной работе было исследовано вертикальное распространение видов донной макрофауны на примере нескольких макротаксонов в пределах сибирского сектора Арктики (акватории Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского морей и Центральной Арктики к северу от них). На основании собственных и литературных источников была создана база данных, включающая в себя 1046 станций, минимальные и максимальные глубины обитания для каждого из 760 видов: 256 видов полихет, 441 вид ракообразных и 63 вида иглокожих. Для каждого из трех макротаксонов строился график изменения с глубиной верхних и нижних границ распространения видов в пределах рассматриваемого региона. Наблюдаемое число границ сравнивали с ожидаемым по методике Бакуса [5].

В результате были обнаружены отчетливые сгущения верхних и нижних границ в диапазоне глубин 450–700 м для всех макротаксонов, на глубинах 1000–1200 м и 1800–2000 м для полихет, амфипод и иглокожих, а также на глубинах 2200–2400 м для полихет и иглокожих. Так же нами была создана база данных по распространению донных сообществ (выделяемых по доминирующим по биомассе видам). Сгущения в диапазоне глубин 450–700 м совпадают с границей между сообществами с доминированием офиур *Ophiopleura borealis* и полихет *Melinnopsis arctica*, а сгущения на глубинах 1800–2000 м – с границей между сообществами с доминированием полихет *M. arctica* и глубоководных голотурий *Kolga hyalina* и *Elpidia heckeri*.

Кроме того, в данной работе впервые для Арктики был показан параболический тренд в распределении разнообразия по глубине.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 17-05-00787 и № 18-05-60228.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аверинцев В.Г. Многощетинковые черви шельфа Земли Франца Иосифа и фауна сопредельных акваторий // Исследования фауны морей. 1989. Т. 14. № 22. С. 140–184.
2. Анисимова Н.А. Иголкожие южной части Карского моря (по результатам количественных сборов 1993–1994 гг.) // Фауна беспозвоночных Карского, Баренцева и Белого морей. Г. Г. Матишов (ред.). Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2003. С. 111–129.
3. Жирков И.А., Миронов А.Н. К зоогеографии полихет Северного Ледовитого океана // Труды института океанологии АН СССР, 1985. Т. 120. С. 137–151.
4. Краюшкина А.Б. География морских звезд и голотурий Норвежского моря // Бентос морей России и Северной Атлантики. А.П. Кузнецов, О.Н. Зезина (ред.). М.: Изд-во ВНИРО, 2000. С. 41–61.
5. Backus R.H., Mead G.W., Haedrich R.L., Ebeling A.W. The mesopelagic fishes collected during Cruise 17 of the R/V Chain, with a method for analyzing faunal transects // Bull. Mus. Comp. Zool. 1965. Vol. 134. No. 5. P. 139–157.
6. Rex M.A., Etter R.J. Deep-Sea Biodiversity: Pattern and Scale. Cambridge, MA: Harvard University Press. 2010. 355 p.
7. Sirenko B.I., Denisenko S.G., Deubel H., Rachor E. Deep water communities of the Laptev Sea and adjacent parts of the Arctic Ocean // Explorations of the Fauna of the Seas. 2004. Vol. 54. No. 62. P. 28–73.
8. Svavarsson J., Brattegard T., and Strömberg J.-O. Distribution and diversity pattern of asellote isopods (Crustacea) in the deep Norwegian and Greenland Seas // Progress in Oceanography. 1990. Vol. 24. P. 297–310.

## ОСОБЕННОСТИ ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ КОНВЕКТИВНОЙ ПРИРОДЫ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ УСЛОВИЙ НА ПОВЕРХНОСТИ ВОДЫ

Волкова А.А.<sup>1</sup>, Гриценко В.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Балтийский федеральный университет имени И. Канта,  
236016, г. Калининград, ул. А. Невского, 14, e-mail: [post@kantiana.ru](mailto:post@kantiana.ru)*

<sup>2</sup>*Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, тел. 84012956911,  
e-mail: [ioran@a.ocean.ru](mailto:ioran@a.ocean.ru)*

A numerical simulation of immersion of the finite volume of saltwater from the surface into freshwater environment were performed. Different conditions on the water surface were used (ice, polynya, ice-free water and area near solder). The analysis of the dynamics of near-surface water is performed.

Различные аспекты задачи о свободной конвекции с поверхности моря в период осенне-зимнего выхолаживания или весеннего прогрева хорошо известны [1,5,6]. Однако, несмотря на существенный прогресс в понимании их природы, интерес к ним по-прежнему сохраняется [3,4]. Целью данной работы стало описание особенностей процессов, происходящих в приповерхностном слое пресной воды при погружении в нее с поверхности конечного объема соленой воды в зависимости от условий на поверхности воды – лед, полынья, акватория у припоя или свободная вода.

В данной работе были рассмотрены четыре варианта задания расчетных условий на верхней границе модельного пространства. Они соответствовали конвекции в условиях сплошного льда на поверхности моря, при наличии непротяженной полыньи в толще льда, при наличии полупространства свободной воды и, наконец, в условиях свободной воды. Наличие какого-либо движения в поверхностном слое не предполагалось.

**Математическая модель.** Для расчета динамики приповерхностных вод, возникающей при погружении конечного объема более тяжелой (соленой) воды с поверхности моря, была использована нелинейная двумерная модель динамики стратифицированной по плотности

жидкости [2]. Простая модель турбулентности на основе схемы эффективной вязкости [2] обеспечила учет различий начального уровня турбулентности в поверхностном и нижележащем слоях воды. Традиционные уравнения модели для полей завихренности, избыточной плотности и функции тока были дополнены двумя уравнениями для трассеров, идентифицирующих, соответственно, воду приповерхностного слоя и конечно объема соленой воды:

$$\frac{d\omega}{dt} = \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \sigma}{\partial x} + v_\tau \Delta \omega \quad \frac{d\sigma}{dt} = D_\tau \Delta \sigma,$$

$$\Delta \psi = \omega \quad \frac{dc_k}{dt} = D_T \Delta c_k, \quad K = 1, 2,$$

где  $\omega = \partial u / \partial z - \partial w / \partial x$  – завихренность,  $\psi$  – функция тока,  $u = \partial \psi / \partial z$  и  $w = -\partial \psi / \partial x$  – составляющие скорости вдоль осей  $x$  и  $z$  соответственно,  $g$  – ускорение силы тяжести,  $\rho_0$  – плотность пресной воды,  $\rho_0 + \sigma$  – плотность соленой воды,  $v_\tau = v_0 + c(x, z, t)v_{\text{эф}}$ ,  $D_T = (Sc)^{-1}v_\tau$  – коэффициенты турбулентных вязкости и диффузии,  $Sc = 2$  – турбулентное число Шмидта,  $v_{\text{эф}}$  – коэффициент эффективной вязкости,  $v_0 = 0.015 \text{ см}^2/\text{с}$  – молекулярный коэффициент вязкости воды,  $d/dt$  и  $\Delta$  – операторы полной производной и Лапласа,  $c_k$ ,  $k = 1, 2$  – безразмерные величины, изменяющиеся от 0 до 1, переносимые вместе с водой и используемые для трассировки конечного объема соленой воды и приповерхностного слоя пресной воды. Горизонтальная ( $Ox$ ) и вертикальная ( $Oz$ ) оси координат совпадают с дном и боковой стенкой модельного пространства.

В начальный момент времени пресная вода в модельном пространстве предполагалась неподвижной. Пятно соленой воды с начальной плотностью  $\rho_0 + \Delta \rho_0$  задавалось в виде горизонтально протяженного прямоугольника. Все модельные поля задавались на сетке размерностью  $801 \times 601$  с безразмерной пространственной дискретизацией  $\Delta x = \Delta z = 0.05$ .

**Расчеты.** В работе выполнено описание и анализ результатов расчетов четырех модельных течений с одинаковыми характерными масштабами, ориентированными на возможное сравнение с данными лабораторных экспериментов. Выбор характерных величин линейного, динамического и перепада плотности был следующим:  $h_0 = 4 \text{ см}$ ,  $u_0 = 1 \text{ см/с}$ ,  $\Delta \rho_0 = 0.0005 \text{ г/см}^3$ .

Для каждого из вариантов условий на верхней границе модельного пространства был выполнен расчет последовательности фаз модельных течений. Величина эффективной вязкости составляла  $\nu_{\text{эф}} = 0.1-0.3 \text{ см}^2/\text{с}$  [5,6]. Начальные размеры конечного объема соленой воды были одинаковыми для всех течений и составляли  $31 \times 16$  узлов расчетной сетки или  $1.5 h_0$  на  $0.75 h_0$ .

На рис. 1 приведены типичные для исследуемого процесса эволюции термиков с отрицательной плавучестью [3–6] распределения избыточной плотности воды и трассера верхнего слоя пресной воды (вне пятна соленой), для двух последовательных фаз расчетного течения ( $t = 5 \text{ с}$  и  $t = 25 \text{ с}$ ). Для лучшего разрешения изображения приводится лишь верхняя половина модельного пространства.

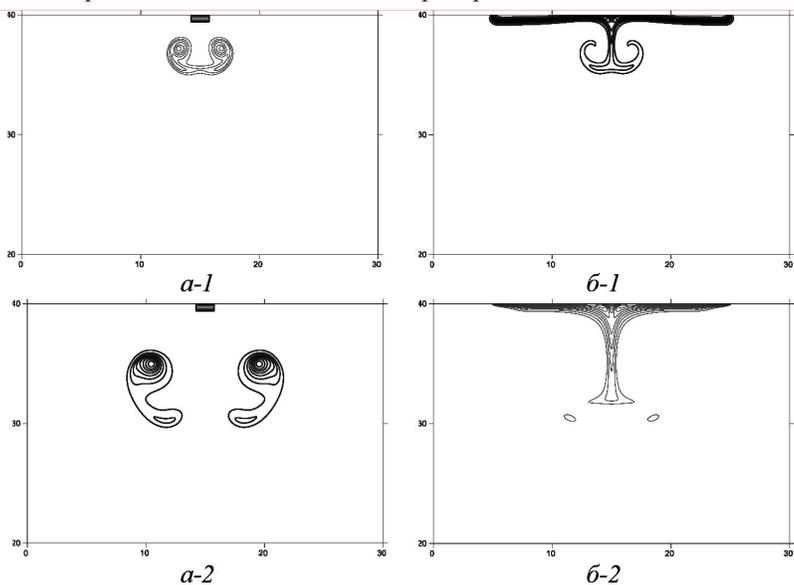


Рис. 1. Распределения полей безразмерной избыточной плотности (а, левый ряд графиков) и трассера (б, правый ряд) поверхностных пресных вод для двух фаз (сверху – вниз, 1–  $t = 5 \text{ с}$  и 2–  $t = 25 \text{ с}$ ) погружения конечного объема соленой воды. Прямоугольник у верхней границы в левом ряду графиков показывает начальное состояние объема соленой воды в модельном пространстве.

**Результаты.** Анализ распределений полей завихренности и функции тока, полученные при расчете погружения конечного объема соленой

воды с поверхности в условиях сплошного льда на поверхности воды, показал отчетливо вихревой характер динамики вод. На построенных графиках хорошо заметны процессы перемешивания соленой и пресной вод, а также вовлечения вод поверхностного слоя. Относительная быстрота растворения соленого объема воды позволяет предположить не диффузионный характер их смешения. Использование второго трассера для пресной воды приповерхностного слоя (вне пятна соленой воды) позволило идентифицировать их вовлечение в вихревое движение и одновременное погружение при этом. В дальнейшем предполагается детально исследовать эту грань динамики вод. В целом, общая картина эволюции основных расчетных полей вполне соответствует имеющимся представлениям о конвективных процессах [1,3–6].

Выполненные расчеты показали качественно близкий характер конвективных течений для всех четырех вариантов расчетных условий. Количественные характеристики динамики приповерхностных вод оказались различными.

Работа выполнена в рамках государственного задания ФАНО России (тема № 0149-2019-0013).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гершуни Г.З., Жуховицкий Е.М., Непомнящий А.А. Устойчивость конвективных течений. М.: Наука, 1989. 492 с.
2. Гриценко В.А., Юрова А.А. О распространении придонного гравитационного течения по крутому склону дна // *Океанология*. 1997. Т. 37. № 1. С. 44–49.
3. Ингель Л.Х. К теории конвективных струй и термиков в атмосфере // *Известия РАН: физика атмосферы и океана*. 2016. Т. 53. № 6. С. 676–680.
4. Романов Н.П. Экспериментальное исследование свободной (нисходящей) конвекции вблизи горизонтальных холодных пятен // *Известия РАН: физика атмосферы и океана*. 2009. Т. 45. № 3. С. 356–370.
5. Скорер Р. *Аэрогидродинамика окружающей среды*. М.: МИР, 1980. 549 с.
6. Тернер Дж. *Эффекты плавучести в жидкости*. М.: МИР, 1977. 431 с.

## **ВИХРЕВАЯ СТРУКТУРА ОЗЕРА ШИРА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И ЧИСЛЕННЫХ РАСЧЕТОВ**

**Володько О.С.<sup>1,2</sup>, Компаниец Л.А.<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> *Институт вычислительного моделирования СО РАН,  
Академгородок, 50/44, 660036, г. Красноярск,  
8(391)249-88-11, e-mail: osv@icm.krasn.ru*

<sup>2</sup> *Сибирский федеральный университет, Свободный пр., 79, 660041, г. Красноярск,  
8(391) 249-88-11, e-mail: kla@icm.krasn.ru*

This paper presents a part of the study of current structure in Lake Shira (Southern Siberia, Russia) in the summer of 2012–2018. The horizontal velocity was analyzed using the complex principal component analysis. The hodograph of the first temporal coefficient shows the elliptical structure of current. Numerical calculations were performed in the GETM package. A vortex appears and moves along the water area after the termination 7 hour of variable winds.

В докладе представлена часть исследования структуры течения озера Шира (Южная Сибирь, Россия), полученная в результате натуральных наблюдений в летний период в течение 2012–2018 гг.

Длительные натурные измерения скорости проводились в летний период приборами ADCP (Acoustic Current Doppler Profile) серии 600 и 1200 kHz [1] при постановке приборов на дно.

Анализ горизонтальной скорости, полученной в результате измерения 17.06.2014–30.07.2014 гг., был проведен методом главных компонент (комплексный вариант).

Годограф первого временного коэффициента выделяет эллиптическую структуру течения аналогично тому, как это показано в [2].

Этот эффект может являться следствием сильной изменчивости ветра на озере в летний период.

Численные расчеты проводились с использованием пакета GETM для цифровой батиметрии озера с начальными данными для солености и температуры, соответствующими летней стратификации.

После прекращения семичасового воздействия переменного ветра сформировался вихрь, который перемещается по акватории.

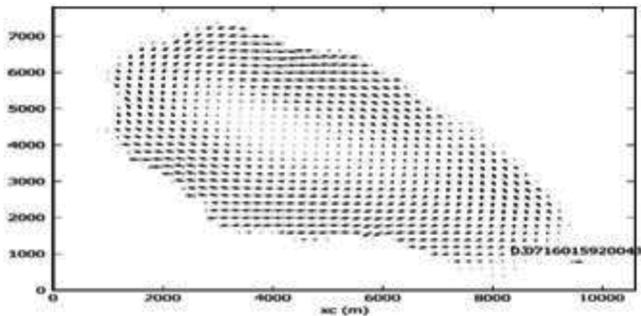


Рис. 1. Вихрь на поверхности озера при переменном западном ветре [3].

## ЛИТЕРАТУРА

1. Acoustic Doppler Current Profiler Principles of Operation: A Practical Primer / RD Instruments, под ред. R. Lee Gordon [Электронный ресурс]. URL: [http://misclab.umeoce.maine.edu/boss/classes/SMS\\_598\\_2012/RDI\\_Broadband%20Primer\\_ADCP.pdf](http://misclab.umeoce.maine.edu/boss/classes/SMS_598_2012/RDI_Broadband%20Primer_ADCP.pdf) – 1996.
2. Kundu P.K. Analysis of current observations on the Georgia shelf / P.K. Kundu, J.O. Blanton, M.M. Janopaul // Journal of Physical Oceanography. 1981. Vol. 11. No. 8. P. 1139–1149.
3. Якубайлик Т.В. Моделирование ветровой циркуляции и температурной стратификации в озере Шира в летний период / Т.В. Якубайлик, Л.А. Компаниец // Актуальные проблемы вычислительной и прикладной математики – 2015 [Электронный ресурс] / Международная конференция, посвященная 90-летию со дня рождения академика Гурия Ивановича Марчука. Новосибирск, Россия, 19–23 октября 2015 г. Новосибирск: Абвей, 2015. С. 879–886. ISBN 976-5-9905347-2-8. Режим доступа: <http://elib.ict.nsc.ru/jspui/handle/ICT/1348>, свободный – Загл. с экрана (дата обращения 12.11.2015 г.).

## «ЛИНЕЙНЫЕ» АППРОКСИМАЦИИ ТУРБУЛЕНТНЫХ МОМЕНТОВ КОНВЕКТИВНОГО ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ В ОБЛАСТИ ВЫНУЖДЕННОЙ КОНВЕКЦИИ

Вульфсон А.Н.<sup>1,2</sup>, Николаев П.В.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> *Институт проблем нефти и газа РАН, РФ, 117701, г. Москва, ГСП 1,*

*ул. Губкина д.3, e-mail: [vulfson@ipng.ru](mailto:vulfson@ipng.ru)*

<sup>2</sup> *Национальный исследовательский университет «Высшая школа экономики»,*

*РФ, 101000, г. Москва, ул. Мясницкая д. 20, e-mail: [vulfson@ipng.ru](mailto:vulfson@ipng.ru)*

<sup>3</sup> *Национальный исследовательский технологический университет «МИСИС»,*

*РФ, 119991, г. Москва, Ленинский проспект, д. 4, e-mail: [pvnikolaev@misis.ru](mailto:pvnikolaev@misis.ru)*

It is assumed that the convective surface layer consists of two sublayers: the lower dynamic sublayer adjacent to the surface and the upper forced-convection sublayer. The turbulent moments can be approximated separately for each sublayer in frame of the Monin-Obukhov similarity theory. Linear approximations are suggested for the turbulent moments of the vertical velocity and the potential temperature variance in the forced-convection sublayer.

Классическая теория подобия поверхностного слоя атмосферы была впервые сформулирована в исследованиях [1–3] для аппроксимации турбулентных моментов первого порядка.

Пусть  $z$  – высота уровня над подстилающей поверхностью;  $|L_*|$  – параметр длины Монина-Обухова. Теория подобия Монина-Обухова выделяет два предельных случая, известных как динамический предел и свободно-конвективный предел.

Динамический предел конвективного поверхностного слоя характеризует режим течения с логарифмическим профилем скорости ветра и нулевым потоком плавучести на подстилающей поверхности. В условиях динамического предела параметр  $z/|L_*| = 0$ .

Свободно-конвективный предел приземного слоя характеризует режим течения с нулевой скоростью ветра и положительным потоком плавучести на подстилающей поверхности. В условиях свободно-конвективного предела параметр  $z/|L_*| = \infty$ .

Для предельных случаев обобщенная теория подобия Монина-Обухова позволяет вычислить также турбулентные моменты высшего порядка.

Прямое обобщение теории подобия Монина-Обухова для аппроксимации вторых турбулентных моментов в динамическом режиме приведено в [4–5].

Прямое обобщение теории подобия Монина-Обухова для аппроксимации турбулентных моментов второго порядка в режиме свободной конвекции, впервые выполнено в [6, 7].

В представленной работе предполагается, что конвективный приземный слой состоит из двух ярусов: нижнего динамического яруса, прилегающего к подстилающей поверхности и верхнего яруса вынужденной конвекции. При этом считается, что турбулентные моменты каждого яруса допускают независимые аппроксимации.

Предельные режимы конвективного приземного слоя можно использовать в качестве первых приближений при построении линейных аппроксимаций турбулентных моментов каждого яруса.

Линейные аппроксимации турбулентных моментов в динамическом ярусе, использующие в качестве первого приближения динамические пределы, рассмотрены в [3, 4].

В настоящей работе рассмотрена возможность использования линейных аппроксимаций турбулентных моментов вертикальной скорости и плавучести в ярусе вынужденной конвекции. Первые приближения предложенных линейных аппроксимаций соответствуют свободно-конвективным пределам теории подобия Монина-Обухова в условиях отсутствия ветра. Вторые приближения линейных аппроксимаций позволяют описать профили турбулентных моментов в условиях существования ветра.

Предложенная линейная аппроксимация для первого турбулентного момента потенциальной температуры имеет вид:

$$-\frac{k_v z}{|T_*|} \frac{\partial}{\partial z} \bar{\Theta} = \alpha_\theta \left( z / |L_*| \right)^{-1/3} \left\{ 1 - \beta_h \left( z / |L_*| \right)^{-2/3} \right\} \quad (1)$$

Здесь  $\bar{\Theta} = \bar{\Theta}(z)$  – потенциальная температура воздуха;  $T_*$  – температурный параметр теории Монина-Обухова;  $k_v = 0.4$  – постоянная Кармана;  $\alpha_\theta = 0.3$  – постоянная, соответствующая свободно конвективному пределу теории Монина-Обухова;  $\beta_h = 29 \cdot 10^{-2}$  – постоянная, соответствующая линейной аппроксимации.

Соотношение (1), включающее фигурную скобку, является модификацией классической теории подобия Монина-Обухова.

Сопоставлением с натурными данными [8] убедительно подтверждает аппроксимацию (1) в области  $2 \cdot 10^{-2} \leq z / |L_*| \leq \infty$ .

Предложенная линейная аппроксимация для второго турбулентного момента вертикальной скорости имеет вид:

$$\frac{\overline{w^2}}{U_*^2} = \alpha_{wv}^2 \left( z / |L_*| \right)^{2/3} \left\{ 1 + \beta_{wv} \left( z / |L_*| \right)^{-2/3} \right\} \quad (2)$$

Здесь  $\overline{w^2}$  – второй момент вертикальной скорости;  $U_* > 0$  – динамическая скорость на подстилающей поверхности  $z = 0$ ;  $\alpha_{wv}^2 = 3.3$  – постоянная, соответствующая свободно конвективному пределу теории Монина-Обухова;  $\beta_{wv} = 0.3$  – постоянная, соответствующая линейной аппроксимации (2).

Соотношение (2), включающее фигурную скобку, является модификацией классической теории подобия Монина-Обухова.

Сопоставлением с натурными данными [9] убедительно подтверждает аппроксимацию (2) в области  $6 \cdot 10^{-2} \leq z / |L_*| \leq \infty$ .

Предложенная линейная аппроксимация для второго турбулентного момента потенциальной температуры имеет вид:

$$\frac{\overline{(\Theta')^2}}{|T_*|^2} = \alpha_{\theta\theta}^2 \left( z / |L_*| \right)^{-2/3} \left\{ 1 - \beta_{\theta\theta} \left( z / |L_*| \right)^{-2/3} \right\} \quad (3)$$

Здесь  $\overline{(\Theta')^2}$  – второй момент пульсации потенциальной температуры;  $\alpha_{\theta\theta}^2 = 0.95$  – постоянная, соответствующая свободно конвективному пределу теории Монина-Обухова;  $\beta_{\theta\theta} = 0.06$  – постоянная, соответствующая линейной аппроксимации (3).

Соотношение (3), включающее фигурную скобку, является модификацией классической теории подобия Монина-Обухова.

Сопоставлением с натурными данными [13] убедительно подтверждает аппроксимацию (3) в области  $2 \cdot 10^{-2} \leq z / |L_*| \leq \infty$ .

Существенно, что линейные аппроксимации универсальных функций теории подобия в области вынужденной конвекции рассматривают свободно конвективные пределы теории Монина-Обухова только как первое приближение. Вторые приближения линейных аппроксимаций учитывают существование ветра в конвективном приземном слое.

Практическая реализация линейных аппроксимаций не единственная и может несколько варьироваться. Простейшая форма линейных аппроксимаций рассмотрена в [10].

Сопоставление предложенного варианта линейной аппроксимации (1)–(3) с данными наблюдений указывает на конструктивность двух ярусной модели конвективного приземного слоя.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 17-05-01116.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Обухов А.М. Турбулентность в температурно-неоднородной атмосфере // Труды Ин-та теорет. геофиз. АН СССР. 1946. Т. 1. С. 95–115.
2. Монин А.С., Обухов А.С. Безразмерные характеристики турбулентности в приземном слое атмосферы // ДАН. 1953. Т. 93. С. 257–260.
3. Монин А.С., Обухов А.М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Труды Геофиз. ин-та АН СССР. 1954. Т. 151. № 24. С. 163–187.
4. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Часть 1 // М.: Наука, 1965. 641 с.
5. Kader B.A., Yaglom A.M. Mean fields and fluctuation moments in unstably stratified turbulent boundary layers // J. Fluid Mech. 1990. Vol. 212. P. 637–662.
6. Priestley C.H.B. Turbulent transfer in the lower atmosphere. Chicago: University of Chicago Press. 1959. 561 pp.
7. Wyngaard J.C., Cote O.R., Izumi Y. Local free convection, similarity and budgets of shear stress and heat flux // J. Atmos. Sci. 1971. Vol. 28. No. 7. P. 1171–1182.
8. Wilson D. K. An alternative function for the wind and temperature gradients in unstable surface layers // Boundary-layer Meteorol. 2001. Vol. 99. No. 1. P. 151–158.
9. Liu X. et al. A study of correlations of scalar quantities in the atmospheric surface layer // Boundary-Layer Meteorol. 1998. Vol. 87. No. 3. P. 499–508.
10. Вульфсон А.Н., Николаев П.В. Линейные аппроксимации вторых турбулентных моментов конвективного приземного слоя атмосферы в области вынужденной конвекции // Известия РАН. Физика атмосферы и океана 2018. Т. 54. № 5. С. 556–565.

**АНАЛИЗ МЕЗОМАСШТАБНОЙ АТМОСФЕРНОЙ  
ЦИРКУЛЯЦИИ НАД СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКОЙ  
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РЕГИОНАЛЬНОГО  
ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩЕГО КЛИМАТИЧЕСКОГО  
МОДЕЛИРОВАНИЯ**

**Гавриков А.В., Маркина М.Ю., Гулев С.К.**

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва,  
Нахимовский проспект, дом 36  
тел.: +7(499)124-79-28, факс: +7(499)124-59-83, e-mail: [gavr@sail.msk.ru](mailto:gavr@sail.msk.ru)*

Long-term regional numerical experiment by the Weather Research and Forecasting (WRF) atmospheric model over the North Atlantic has been performed in order to estimate the climatic impact of accounting mesoscale dynamics. The results for the period 1979–2010 (31 years) with spatial resolution 14 km are discussed.

Современные исследования динамики атмосферных климатически значимых процессов основаны на использовании атмосферных реанализов, пространственное разрешение которых составляет в среднем  $0.5^\circ$  (эквивалентно 55.5 км на широте  $60^\circ$ ). Такое разрешение позволяет в явном виде описать процессы синоптического масштаба, однако не воспроизводит мезомасштабную динамику (менее 400 км). По этой причине климатология мезомасштабных процессов пока остается слабо изученной. В то же время, многочисленные отдельные исследования указывают на важность учета мезомасштабной динамики атмосферы в формировании как экстремальных явлений погоды, так и интегрального вклада мезомасштабного взаимодействия океана и атмосферы в климатообразующие процессы.

Для оценки влияния мезомасштабных атмосферных процессов на климатическую изменчивость Северной Атлантики было проведено высокоразрешающее региональное климатическое моделирование (РКМ). В качестве атмосферной модели использовалась современная мезомасштабная система WRF (Weather Research and Forecasting), усваивающая данные реанализа ERA-Interim. Вычислительная область покрывает регион от 0 до  $80^\circ$  с.ш. с разрешением 14 км и имеет 50 уровней по вертикали. Нижний уровень находится на высоте 10 м от морской поверхности. Запланированный период непрерывного интегрирования составляет 1979–2016 гг., в настоящей работе будет представлен результат за 31 год (1979–2010 гг.).

Полученные результаты хорошо согласуются с наземными и дистанционными данными наблюдений и могут быть использованы в широком спектре научных и практических задач.

## О РОЛИ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ В ПЕРЕМЕЩЕНИИ ПЯТЕН НЕФТЕПРОДУКТОВ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ (СПУТНИКОВАЯ ИНФОРМАЦИЯ)

Гинзбург А.И.<sup>1</sup>, Крек Е.В.<sup>1</sup>, Костяной А.Г.<sup>1</sup>, Соловьев Д.М.<sup>1,2</sup>

*<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Нахимовский проспект, 36, 117997, г. Москва, 8(499) 129-19-54, e-mail: [ginzburg@ocean.ru](mailto:ginzburg@ocean.ru), [kostianoy@gmail.com](mailto:kostianoy@gmail.com), [elenka\\_krek@mail.ru](mailto:elenka_krek@mail.ru)*

*<sup>2</sup>Морской гидрофизический институт, ул. Капитанская, 2, 299011, Севастополь, 8(869)254-50-65, e-mail: [solmit@gmail.com](mailto:solmit@gmail.com)*

Based on an analysis of satellite images (June 2015), the effect of a mesoscale anticyclonic vortex on the movement of oil spills in the Southeastern Baltic Sea is demonstrated. The discrepancy between the observed pattern of the movement of oil spots and their model transfer obtained as a result of using the Seatrack Web model is noted.

Интенсивное загрязнение Юго-Восточной Балтики (и Балтийского моря в целом) нефтепродуктами, связанное главным образом с судоходством, определяет необходимость оперативного обнаружения пятен нефтепродуктов и прогноза их перемещения по акватории. Эти задачи с 2004 г. успешно решаются на основе комплексного спутникового мониторинга и применения интерактивной численной модели Seatrack Web (HELCOM). Модель Seatrack Web, учитывающая обновляющийся прогноз поля ветра и ряда других метеорологических параметров и течений (постоянных и дрейфовых, не превышающих в Балтике в основном 10–15 см/с), дает прогноз перемещения пятен нефтепродуктов с хорошим пространственным (1 морская миля) и временным (60 мин) разрешением. Действующая версия модели позволяет рассчитывать «модельный» дрейф на 5 суток вперед или восстанавливать до 6 суток назад [1, 2].

Известные на сегодняшний день наблюдения пятен нефтепродуктов в области вихревого движения в Балтийском море единичны, что связано с малым временем жизни пятен (до нескольких суток), нерегулярностью получения информативных спутниковых изображений из-за облачности (для снимков видимого и ИК-диапазонов спектра) и ограниченного диапазона ветра (примерно 3–5 м/с) для проявления вихрей

на радиолокационных изображениях (РЛИ) [1, 2]. Мало известно также о времени жизни мезомасштабных вихрей в Балтике и механизмах их образования.

Последовательные спутниковые изображения, принятые в июне 2015 г. в течение примерно 29 часов, впервые позволили проследить перемещение пяти пятен нефтепродуктов под влиянием мезомасштабного антициклонического вихря (АЦ) в северной части Гданьского залива, оценить скорости этого перемещения в зависимости от места их попадания в область антициклона и его присоединенного циклона и сопоставить наблюдаемую картину перемещения пятен с их модельным переносом согласно модели Seatrack Web.

Первое проявление цепочки пятен нефтепродуктов имело место 9 июня 2015 г. в 11:40 GMT на изображении MODIS-Aqua, следующее – через  $\Delta t_{1-2} = 4$  ч 47 мин на РЛИ SAR-C Sentinel-1A и последнее – через  $\Delta t_{2-3} = 23$  ч 47 мин на РЛИ SAR Radarsat-2 10 июня (рис. 1). Отсутствие этих пятен на ИК-изображении TIRS Landsat-8 8 июня (09:42 GMT) и РЛИ SAR-C Sentinel-1A 11 июня (04:59 GMT) позволяет полагать, что время жизни пятен нефтепродуктов не превышало 2.5 суток.

За время  $\Delta t_{1-2}$  пятна 1 и 2 цепочки слегка сместились на запад и юго-запад соответственно, 3 и 4 – на юг, а пятно 5 практически осталось на месте (рис. 1). При этом цепочка приобрела изогнутую форму. За время  $\Delta t_{2-3}$ , за счет более интенсивного смещения в южном направлении пятен 2–4 по сравнению с пятном 5, она приобрела J-образную форму.

Смещения пятен нефтепродуктов происходило под совместным действием течения в области мезомасштабного АЦ с диаметром примерно 35 км (его эволюция на протяжении примерно 1.5 месяцев рассмотрена в [3]) и ветра. Южные пятна 3–5 цепочки в момент ее первой регистрации оказались в области АЦ, а самое северное – в районе присоединенного циклона на его северной периферии. В течение 9 и 10 июня АЦ практически не менял своего положения (центр – примерно на  $54^{\circ}55'$  с.ш.,  $19^{\circ}12'$  в.д.). Совместное воздействие течения в присоединенном циклоне на северо-запад и дрейфового течения при северо-восточном ветре на юго-запад могло привести к наблюдаемому смещению пятна 1 за время  $\Delta t_{1-2}$  на запад. Пятно 5 оказалось наиболее близким к центру антициклона, и его положение за то же время мало изменилось, пятно 2 – на границе между антициклоном и циклоном, а пятна 3 и 4 – в области вихревого движения а антициклоне. За время  $\Delta t_{2-3}$  пятна 1–4 выстроились по периферии антициклона, пятно 5 сместилось ближе к его периферии.

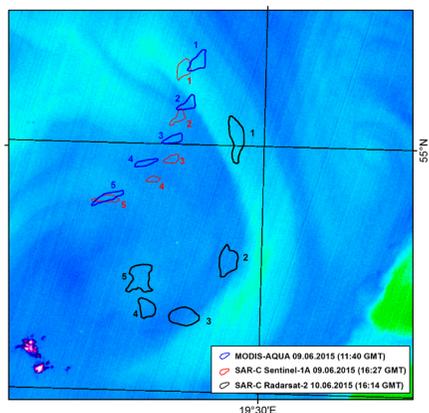


Рис. 1. Фрагмент ИК-изображения TIRS Landsat-8, 08.06.2015, 09:42 GMT, с наложенными контурами пятен нефтепродуктов в соответствии с их положениями на спутниковых изображениях 9 и 10 июня 2015 г.

По положению пятен 1–5 на спутниковых изображениях (рис. 1) были оценены средние за интервалы  $\Delta t_{1-2}$  и  $\Delta t_{2-3}$  скорости их переноса. Максимальные скорости переноса в обоих интервалах времени были у пятна 3 (12.8 и 21.0 см/с соответственно), оказавшегося ближе к периферии АЦ (области наибольших скоростей), наименьшие – у пятна 5 (0 и 11.6 см/с), находившегося ближе к центру. Большие скорости всех пятен наблюдались в интервале  $\Delta t_{2-3}$ , существенная часть которого пришлась на 10 июня с меньшими скоростями ветра (не более 5 м/с) по сравнению с предыдущим днем (примерно 8 м/с) и с изменившимся направлением ветра (с северо-восточного на северный и северо-западный). При ветровом коэффициенте 0.03 для пятен нефтепродуктов скорость их перемещения под влиянием ветра могла бы быть не более 15 и 24 см/с соответственно. В таком случае при орбитальной скорости мезомасштабных вихрей в Балтике порядка 20 см/с вклад вихревых течений в суммарный вектор переноса пятен под влиянием вихря и ветра в интервале  $\Delta t_{2-3}$  должен был быть определяющим.

Полученная картина перемещения пятен сравнивалась с их модельным дрейфом на основе модели Seatrack Web. Использовалось моделирование назад с шагом 1 час для моментов времени 16:15 GMT 10 июня (принято за исходное), 16:15 GMT 9 июня и в 11:15 GMT 9 июня, близких по времени к двум предыдущим спутниковым изображениям с цепочкой пятен. Модель показала лишь равномерное смещение цепочки

пятен, при этом ее *J*-образная форма сохранялась. Направление перемещения также не совпадало: вместо наблюдаемого смещения на юго-восток модель показала перемещение цепочки пятен на юго-запад. Таким образом, наблюдавшийся дрейф пятен под совместным действием ветра и течений в вихревой системе не соответствовал его прогнозу на основе численной модели Seatrack Web, которая не учитывает весьма интенсивную в Балтике мезомасштабную циркуляцию вод [1, 4].

Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Соловьев Д.М. выполнили исследование за счет темы госзадания № 0149-2018-0003 «Механизмы формирования циркуляционных структур Мирового океана: ключевые процессы в пограничных слоях и их роль в динамике океана на основе экспедиционных исследований, дистанционного зондирования, численного и лабораторного моделирования». Крек Е.В. – по теме госзадания № 0149-2018-0012 «Морские природные системы Балтийского моря и Атлантического океана: формирование природных комплексов Балтийского моря и их изменение под влиянием Атлантического океана и антропогенного воздействия».

## ЛИТЕРАТУРА

1. Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Митягина М.И., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. М.: ИКИ РАН, 2011. 470 с.
2. Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Костяной А.Г. Спутниковые методы выявления и мониторинга зон экологического риска морских акваторий. М.: ИКИ РАН, 2016. 335 с.
3. Гинзбург А.И., Булычева Е.В., Костяной А.Г., Соловьев Д.М. Эволюция мезомасштабного антициклонического вихря и вихревых диполей/мультиполей на его основе в Юго-Восточной Балтике (спутниковая информация: май–июль 2015 г.) // Океанологические исследования. 2017. Т. 45. № 1. С. 10–22.
4. Гинзбург А.И., Булычева Е.В., Костяной А.Г., Соловьев Д.М. Вихревая динамика в Юго-Восточной Балтике по данным спутниковой радиолокации // Океанология. 2015. Т. 55. № 6. С. 893–902.

## ПРЕЦИЗИОННЫЙ МОНИТОРИНГ УРОВНЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

**Горбунова Э.М., Беседина А.Н., Виноградов Е.А.**

*Институт динамики геосфер РАН,  
Ленинский проспект, 38, корпус 1, 119334, г. Москва, тел. +7 499 137-6611,  
+7 499 137-6511, e-mail: [emgorbunova@bk.ru](mailto:emgorbunova@bk.ru)*

The precise water level monitoring is a very effective method for the control of the fluid saturated collector state. The results which are received at the Geophysical Observation Mikhnevo of IDG RAS could be used to the study not only zone of active water exchange, but and for the investigation of the zone of slow water exchange of the underground hydrosphere.

Модернизация существующей аппаратуры и увеличение пунктов наблюдения за режимом подземных вод – скважин, оборудованных прецизионными датчиками уровня, способствуют регистрации гидрогеологических эффектов от землетрясений различной магнитуды, которые могут рассматриваться в качестве индикаторов состояния водовмещающих пород [1, 2]. Наглядным примером реакции флюидонасыщенных коллекторов на разных эпицентральных расстояниях от очага являются вариации уровня подземных вод от землетрясения Тохоку с магнитудой 9.1, произошедшего 11.03.2011 г. вблизи восточного побережья острова Хонсю.

В центральной части Японии на руднике Камиока на эпицентральной расстоянии 528 км в самоизливающихся скважинах установлено уменьшение порового давления на 12,8–22 кПа [3]. В Китае на эпицентральной расстоянии от 1300 до 5400 км в 73 скважинах прослежены изменения уровня с амплитудами снижения до 1,27 м и подъемом до 3,09 м [4]. На Камчатке при прохождении цуга поверхностных волн от землетрясения Тохоку на эпицентральной расстоянии 2000 км в скважине ЮЗ-5 глубиной 800 м были зарегистрированы колебания уровня в течение 18,5 часов с амплитудой 6,6 см и повышение уровня в течение 20,5 часов с амплитудой 4 см [5]. На территории Грузии отмечена реакция напорных водоносных горизонтов нахождение поперечных и поверхностных волн землетрясения Тохоку [6]. В скважинах глубиной от 255 м до 2000 м вариации уровня изменялись от 4 см до 10 см.

В пределах Восточно-Европейской платформы косейсмический скачок уровня воды с амплитудой 24 мм зарегистрирован в наблюдательной

скважине на территории геофизической обсерватории ИДГ РАН (ГФО «Михнево») при распространении поверхностных волн со скоростью  $\sim 1,7$  мм/с (рис. 1) [7]. Постсейсмический подъем уровня с амплитудой до 14 см в течение суток отмечен на территории Украинского щита в районе Кривого Рога [8].

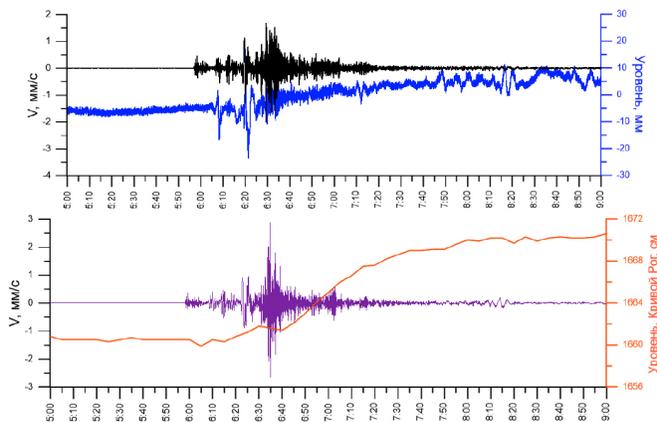


Рис. 1. Отклик на землетрясение 11.03.2011 г. Тохоку  $M_w$  9.1 на территории ГФО «Михнево» (вверху) и в районе г. Кривой Рог (внизу).

Подобная дестабилизация гидрогеодинамической обстановки может приводить к негативным геоэкологическим последствиям, в частности, к изменению несущих свойств грунтов, активизации оползневых и карстово-суффозионных процессов. Поэтому мониторинг косейсмических и постсейсмических эффектов является одним из приоритетных направлений исследований состояния флюидонасыщенных коллекторов.

В сейсмоактивных регионах результаты прецизионных наблюдений за вариациями уровня подземных вод используются не только для анализа проницаемости и изменений свойств флюидонасыщенного коллектор, связанных с прохождением волн от землетрясений [9], но и при оценке сейсмической опасности [10]. В относительно стабильных условиях платформ прецизионный мониторинг режима подземных вод не имеет широкого развития и преимущественно применяется на ряде объектов для решения методических задач, в том числе контроля эксплуатации водозаборов.

В рамках научных работ, проводимых на территории ГФО «Михнево», совместная обработка барометрических, гидрогеологических и

сейсмических данных позволяет исследовать влияние стационарных и эпизодических факторов на состояние флюидонасыщенного коллектора. К первым – отнесено влияние атмосферного давления и земных приливов. Ко вторым – гидрогеологические отклики на прохождение сейсмических волн от землетрясений и техногенную помеху, связанную с периодическим водоотбором из водоносного горизонта.

Анализ барометрической эффективности подтвердил различие в условиях формирования рассматриваемых водоносных горизонтов. Наиболее устойчиво влияние атмосферного давления проявляется в режиме верхнего безнапорного горизонта относительно нижезалегающего напорного. На основе анализа фазового сдвига между приливной волной типа  $M_2$ , выделенной в смещении грунта и вариациях уровня подземных вод, отчетливо проявляющейся в вариациях уровня напорного водоносного горизонта, выполнена оценка проницаемости коллектора трещинно-порового типа.

Реакция подземных вод на прохождение сейсмических волн от удаленных землетрясений рассматривается в качестве основного индикатора, соответствующего динамике деформирования коллектора. Сравнительный анализ вариаций уровня в высокочастотной и низкочастотной области позволил выделить 3 типа гидрогеологических эффектов. Первые два типа соответствуют косейсмическим вариациям уровня, синхронным смещению грунта от землетрясений, определены в ограниченном и широком диапазоне частот. Постсейсмические необратимые изменения уровня подземных вод отнесены к третьему типу и могут быть связаны с нарушением структуры порово-трещинного пространства.

Гидрогеологический отклик на техногенную помеху, прослеженный в безнапорном водоносном горизонте в виде формирования депрессионных мини воронок на фоне постепенного дренирования пласта, использован для анализа изменения проницаемости пласта по глубине. Наличие магистральных трещин подтверждено скачкообразными подъемами и снижениями уровня в условиях формирования техногенно-нарушенного режима.

Предварительный обзор полученных результатов свидетельствует о высокой информативности прецизионного мониторинга уровня подземных вод, проводимого на территории ГФО «Михнево» с 2008 г. по настоящее время. Использованный научно-методический подход к обработке экспериментальных данных прецизионных наблюдений за вариациями уровня подземных вод в зоне активного водообмена может быть использован при мониторинге и изучении режима подземной гидросферы в зонах замедленного водообмена.

Работа выполнена по теме Гос. задания № АААА-А17-117112350022-3.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Киссин И.Г. Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука, 2015. 328 с.
2. Wang C.-Y., Manga M. Earthquakes and Water. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2010. 228 p.
3. Kinoshita C., Kano Y., Ito H. Shallow crustal permeability enhancement in central Japan due to the 2011 Tohoku earthquake // *Geoph. R. Letters*. 2015. Vol. 42. P. 1–8.
4. Yan R., Woith H., and Wang R. Groundwater level changes induced by the Tohoku earthquake in Cnine mainland // *Geophys. J. Int*. 2014. Vol. 199. P. 533–548.
5. Копылова Г.Н., Болдина С.В., Касимова В.А. Эффекты сильных землетрясений,  $M_w=6.8-9.1$ , в изменениях уровня воды в скважине ЮЗ-5, Камчатка // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Петропавловск-Камчатский. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2017. С. 276–280.
6. Chelidze T.L., Shengelia I., Zhukova N., Matcharashvili T., Melikadze G., and Kobzev G. M9 Tohoku Earthquake Hydro- and Seismic Response in the Caucasus and North Turkey // *Acta Geophysica*. Vol. 64. No. 3. 2016. P. 567–588.
7. Виноградов Е.А., Горбунова Э.М., Кабыченко Н.В., Кочарян Г.Г., Свинцов И.С. Реакция подземных вод на удаленные сейсмические события // Проблемы сейсмотектоники. Воронеж: Научная книга, 2011. С. 153–157.
8. Пигулевский П.И., Свистун В.К., Беседина А.Н., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М., Свинцов И.С. О гидрогеологических откликах подземных вод Украинского и Московского массивов на катастрофические землетрясения // *Геодинамика*. 2013. №2 (15). С. 280–282.
9. Elkhoury J.E., Brodsky E.E., and Agnew D.C. Seismic waves increase permeability // *Letters*. 2006. Vol. 441. P. 1135–1138.
10. Лыгин А.М., Стажило-Алексеев С.К., Кадулин И.Н., Сибгатулин В.Г., Кабанов А.А. Мониторинг напряженно-деформированного состояния геологической среды в Сибирском и Дальневосточном федеральных округах в 2007–2014 гг. Красноярск. 2015. 114 с.

## КАЧЕСТВЕННЫЕ И КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ АДЕКВАТНОСТИ МОДЕЛИРОВАНИЯ МЕЗОМАСШТАБНОЙ ДИНАМИКИ ВОД СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ

Григорьев А.В.<sup>1</sup>, Зацепин А.Г.<sup>2</sup>, Кубряков А.И.<sup>1</sup>,  
Воронцов А.А.<sup>1</sup>, Шаповал К.О.<sup>1</sup>

*<sup>1</sup>Федеральное государственное бюджетное учреждение Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова,*

*тел. +7 499 246-3970, факс +7 299 246-7288, e-mail: [ag-privat@mail.ru](mailto:ag-privat@mail.ru)*

*<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36, тел. +7 499 129-1954, e-mail: [zatsepin@ocean.ru](mailto:zatsepin@ocean.ru)*

The results of modelling of the thermohaline structure and water circulation in the northeastern part of the Black Sea are presented. The modelling is fulfilled on the basis of the basinscale and regional numerical models. Model results are compared with the data of hydrometeorological stations at the Russian Caucasian coast and data of the moored profiler «Aqualog» of the Shirshov Institute of Oceanology RAS deployed at the coastal zone near Gelendzhik. Accuracy of calculations is estimated.

Региональная модель северо-восточной области Черного моря RuReM создана на основе одной из версий широко известной модели океанической циркуляции POM, адаптированной к условиям региона [1]. Разрешение региональной модели RuReM составляет ~1 км по горизонтали. Расчетные данные глобальной модели (разрешение ~5 км) поступают из Черноморского центра морских прогнозов МГИ РАН [2], созданного в рамках Европейского проекта MyOcean (<http://www.myocean.eu/>). Она обеспечивает непрерывный диагноз и пятисуточный прогноз температуры, солёности, скорости морских течений и параметров ветрового волнения. ФГБУ «ГОИН» получает необходимые граничные и начальные условия для региональной модели RuReM с сервера МГИ РАН в ежедневном режиме и производит диагностические и прогностические (на 3 суток) расчеты термохалинной структуры и динамики вод региона [3]. Модели RuReM и МГИ совмещены посредством использования технологии «вложенных сеток» [4].

Оценки точности прогнозов на основе крупномасштабной (МГИ РАН) и региональной (RuReM) моделей производились посредством сравнения

данных моделирования с данными контактных наблюдений на морских ГМС Кавказского побережья Черного моря и данных зондирований заякоренного прибора «Аквалог» ИО РАН, расположенного в районе Голубой бухты (г. Геленджик). Были использованы данные реанализа на основе модели МГИ с усвоением спутниковых данных температуры поверхности моря и аномалий уровня, а также диагностические и прогностические данные модели RuReM. Диагностический расчет по модели RuReM представляет собой расчет от предыдущих суток до текущего дня с учетом известного атмосферного форсинга и данных начальных и граничных условий из крупномасштабной модели МГИ РАН.

Приводятся качественные и количественные оценки точности прогнозов (графики временной изменчивости наблюдаемых и моделируемых гидрофизических параметров, их средние значения, дисперсии, относительные ошибки, коэффициенты корреляции, процент прогнозов по модели, превышающих по успешности инерционный) [5]. Примеры приведены на рис. 1 и в таблице 1.

Таблица 1. Оценки точности прогнозов температуры на глубине 50 м по модели RuReM. Заблаговременность прогноза 24–72 ч

<i>Rel, %</i>			<i>Surplus, %</i>		
24 ч	48 ч	72 ч	24 ч	48 ч	72 ч
36	39	38	60	70	67

Примечание: *Rel* – отношение *RMS* ошибок прогноза к *RMS* ряда измерений; *Surplus* – процент прогнозов по модели, превышающих по успешности инерционный.

На основании сравнения данных измерений температуры, солености и скорости течений с данными моделирования можно сделать следующие выводы:

1. Результаты расчетов с использованием региональной модели северо-восточной области моря RuReM с горизонтальным разрешением ~1 км имеют преимущество в физической адекватности и точности прогнозов перед аналогичными расчетами по общебассейновой модели МГИ с разрешением ~5 км.
2. Диагностические и прогностические значения температуры поверхности моря, полученные с помощью описанной выше системы диагноза и прогноза, имеют достаточно высокую точность и коррелированность по отношению к наблюдениям.

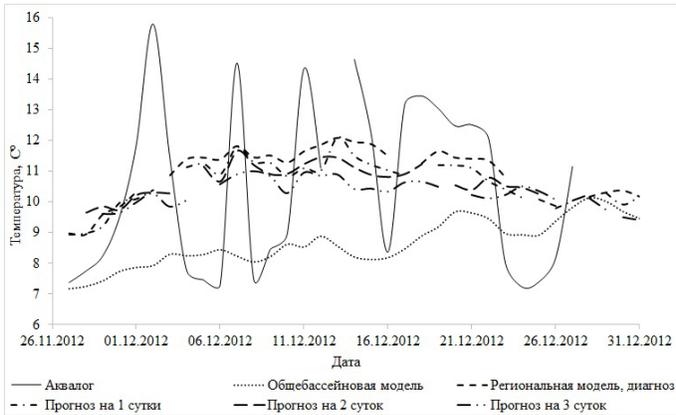


Рис. 1. Временной ход значений температуры на глубине 50 м по данным комплекса «Аквалог», численных моделей МГИ (обозначены точками) и RuReM (пунктирные линии).

3. Аналогичные оценки для солёности оказываются неудовлетворительными, что обусловлено некорректностью использовавшегося алгоритма усвоения данных спутниковой альтиметрии в мелководной прибрежной зоне.

4. Степень физической адекватности моделирования и точности прогнозов солёности в районе постановки комплекса «Аквалог» заметно выше, нежели в непосредственно прибрежной зоне.

5. Прогноз температуры и среднесуточных значений модуля и направления вектора течений, выполненный посредством региональной модели RuReM, превосходят по качеству инерционный прогноз.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ-РГО 17-05-41089.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Blumberg A.F., Mellor G.L. A description of a three-dimensional coastal ocean model // Three Dimensional Shelf Models, Coastal Estuarine Sci. 1987. Vol. 5. P. 1–16.
2. Коротаяев Г.К., Демьшев С.Г., Дорофеев В.Л., Кныш В.В., Кубряков А.И., Суслин В.М., Баянкина Т.М., Воронина Н.Н., Иванчик А.М., Иванчик М.В., Крыль М.В., Мамчур Н.Л., Ратнер Ю.Б., Холод А.Л., Инюшина Н.В., Макаев А.И., Мартынов М.В., Шокуров М.В. Архитектура и результаты работы международного Черноморского центра морских прогнозов, созданного на базе МГИ НАН Украины в рамках проекта европейского союза «Мой океан» //

- Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2013. Т. 1, Вып. 27. С. 128–133.
3. Grigoriev A.V., Zatsepin A.G. Numerical Modeling of Water Dynamics of Russian Zone of the Black Sea within the Framework of Operational Oceanography Tasks // J. Coast. Dev. 2014. Vol. 17. No. 1.
  4. Кубряков А.И. Применение технологии вложенных сеток при создании системы мониторинга гидрофизических полей в прибрежных районах Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2004. Вып. 11. С. 31–50.
  5. Григорьев А.В., Грузинов В.М., Зацепин А.Г., Воронцов А.А., Кубряков А.И., Шаповал К.О. Оперативная океанография северо-восточной части Черного моря: оценки точности моделирования в сравнении с данными натуральных измерений // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2018. № 1 (367). С. 79–96.

## ЦУНАМИГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В СУБДУКЦИОННЫХ ЗОНАХ МИРОВОГО ОКЕАНА

Гусяков В.К.

*Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,  
г. Новосибирск, +7 383 330-7070. e-mail: [gvk@sscc.ru](mailto:gvk@sscc.ru)*

The paper, examines the problems of tsunamigenic earthquakes in the subduction regions of the World Ocean. Among all the tsunamigenic events, a separate class of trans-oceanic tsunamis generated by the subduction earthquakes with magnitude 9.0 is defined. These mega-events are responsible for the large part of the total hazard imposed by submarine earthquakes.

Оценка опасности внезапных непериодических колебаний уровня моря в береговой зоне, которая в большинстве стран является зоной приоритетного развития с высокой концентрацией населения и инфраструктурных объектов, является одной из важнейших задач исследований Мирового океана. Волны цунами, порождаемые сильными подводными землетрясениями, вулканическими извержениями, оползнями и обвалами являются одним из основных факторов, ответственных за возникновение таких колебаний, представляющих значительную угрозу для многих участков морского побережья, в первую очередь тех, которые имеют перед собой зоны субдукции. Эти зоны ответственны за появление более 80% всех цунами, возникших в Мировом океане за все время исторических наблюдений и более 90% сильных и разрушительных цунами.

По числу жертв и суммарному ущербу цунами находятся на четвертом месте в ряду стихийных бедствий и катастроф, после землетрясений, наводнений и тайфунов. В мировой статистике жертв природных катастроф в XX столетии, унесших более 4 миллионов жизней доля цунами была относительно невелика и составляла чуть более 1%. Индонезийская катастрофа 2004 г., унесшая более 227,000 жизней, сразу вывела цунами в статистике жертв природных катастроф XXI века на первое место.

Ущерб, наносимый цунами, усиливается их полной внезапностью, быстротечностью, тяжелыми разрушениями и высокой вероятностью фатальных исходов среди людей, оказавшихся в зоне воздействия этих волн. Проблема эффективной защиты от этого стихийного бедствия

осложняется редкостью его проявления на отдельном участке побережья. Даже в наиболее цунамиактивных районах Тихого океана (таких как Япония, Чили, Перу) сильные цунами с жертвами среди населения происходят раз в 30–50 лет, катастрофические – раз в 100–150 лет. Эти периоды намного превышают повторяемость, например, ураганов и наводнений и сопоставимы с периодами повторяемости землетрясений и вулканических извержений. Благодаря особенностям механизма возникновения, а также ввиду наличия постоянных возмущений уровня моря, обусловленных ветровым волнением, штормами и приливами, цунами обладают некоторым естественным порогом (по высоте), ниже которого они практически ненаблюдаемы, а выше него сразу становятся опасными. Отчасти поэтому при возникновении этого стихийного бедствия степень готовности населения к нему оказывается недопустимо низкой.

Среди всех цунамигенных событий выделен класс особо опасных, трансокеанских цунами, характеризующихся предельно высокими заплесками (до 40–50 м) на протяженных участках побережья (до 500–1000 км), а также способностью сохранения разрушительного потенциала вплоть до противоположных берегов океанского бассейна. В общем числе цунамигенных событий, происшедших в Мировом океане за все время исторических наблюдений, доля таких событий составляет менее 1%, однако они ответственны за более чем половину от общего числа жертв цунами и за значительную долю наносимого материального ущерба [1].

Источником таких трансокеанских цунами являются подводные мега-землетрясения с магнитудой 9.0 и выше, возникающие с повторяемостью от 200–300 до 1000–1200 лет на некоторых участках зон субдукции. В очагах таких землетрясений осуществляется магистральный разрыв вдоль главной литосферной границы, отделяющей поддвигающуюся океаническую кору от перекрывающего ее краевого клина континентальной литосферы, дислокационные смещения по которому могут достигать 25–50 и более метров. Относительная скорость плит в районах субдукции варьируется в довольно широких пределах, от 25 до 100 мм в год. Тогда в предположении, что все накопленные напряжения освобождаются только в очагах сильнейших землетрясений, их период повторяемости должен быть в пределах от 1000 до 250 лет. Если часть деформаций освобождается в виде асейсмического крипа и в очагах меньших землетрясений, тогда период повторения может быть еще более длительным. Фактический интервал времени между двумя последовательными мега-событиями изменяется в весьма широких

пределах – для уже известных исторических событий от 215 лет (Камчатка 1737 и 1952), до 1142 лет (Тохоку 869 и 2011). В субдукционной зоне Каскадия на северо-западе США средний интервал повторяемости порядка 650 лет, однако фактические промежутки времени между двумя последовательными событиями, восстановленные по геологическим данным, изменяются в пределах от 300 до 1500 лет [2].

К концу XX столетия было известно только четыре мега-землетрясения класса М9 (Камчатка 1952, Алеуты 1957, Чили 1960 и Аляска 1964). При анализе мест их возникновения было обнаружено, что все они произошли в зонах субдукции, характеризующихся возрастом менее 80 млн. лет и скоростью поддвига более 5 см/год [3]. Под это были подведены и некоторые физические основания, одно из которых состояло в том, что более молодая кора является более горячей и, следовательно, менее плотной, требуя, таким образом, больших усилий при погружении под континентальную кору. Однако это правило возраста не сработало в случае двух мега-землетрясений, случившихся в начале XXI века (Суматра 2004, Япония 2011).

Современная точка зрения на возникновение субдукционных мега-землетрясений состоит в том, что практически все участки зон субдукции должны рассматриваться как возможные места возникновения мега-землетрясений с магнитудой 9+. Список их в последнее десятилетие значительно расширился, путем пересмотра макросейсмических магнитуд ряда сильных исторических землетрясений и поиска их геологических следов методами палеосейсмологии, а также исследований отложений палеоцунами. Похоже, что единственной причиной отсутствия таких событий в некоторых зонах является недостаточная длина инструментальных и исторических каталогов, которые в большинстве регионов существенно короче, чем ожидаемый период повторяемости таких мега-землетрясений, а также недостаточная изученность их палеопроявлений.

Главная проблема оценки цунамиопасности океанического побережья, имеющего перед собой зону субдукции, состоит в получении реалистичных оценок места и времени возникновения в ближайших сегментах этой зоны мега-землетрясения с магнитудой 9.0 и выше. Получение таких оценок представляет собой сложную научно-практическую проблему и фактически сводится к решению задачи долгосрочного прогноза сильнейших землетрясений. Карты сейсмоопасности и цунамиопасности любого масштаба, построенные без учета возможности и вероятности возникновения мега-

землетрясений, будут значительно недооценивать реальную опасность цунами и землетрясений.

Исследования, изложенные в докладе, выполнены при поддержке проекта РФФИ 16-05-00450.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гусяков В.К. Сильнейшие цунами мирового океана и проблема безопасности морских побережий // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 90. № 5. С. 496–507.
2. Goldfinger C., Nelson C., Johnson J. Holocene earthquake records from the Cascadia subduction zone and northern San Andreas fault based on precise dating of offshore turbidites // Ann. Rev. Geophys. 2003. No. 31. P. 555–577.
3. Ruff L., Kanamori H. Seismicity and the subduction process // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1980. Vol. 23. ss. 3. P. 240–252.

## МЕЛКОМАСШТАБНЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ И КОНВЕКТИВНО-НЕУСТОЙЧИВАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ В ОБЛАСТИ ПРОТИВОТЕЧЕНИЯ ЛОМОНОСОВА

Демидова Т.А.

*Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, тел. +7 499 124-13 01,  
e-mail: [tad-ocean@mail.ru](mailto:tad-ocean@mail.ru)*

Below the EUC, high-gradient parts of steps up to 15 m thick were related to intervals of density ratio  $1 < R_\rho < 2$  within peaks of positive stable stratification  $E_{\rho-s} > 0$ , which developed against the background of negative  $T$  and  $S$  gradients. Such unstable intervals meet criteria of conditions favorable for double diffusion convection in form of salt fingers.

Вертикальная структура термохалинного поля в подповерхностном слое до глубины 800 м рассматривается на основе STD-зондирований в экваториальной западной Атлантике, которые сопровождали измерения скоростей судовым профилографом САДСР через противотечение Ломоносова (ПЛ) (33° and 36°W) в 2016–2017 гг., и по историческим данным. Вопросам циркуляции и сезонной изменчивости была посвящена работа [1]. Соотношение между особенностями поля скорости и термохалинными параметрами и вопросы конвективной неустойчивости по данным 2017 г. рассмотрены в [2].

Течение Ломоносова, переносит на большой скорости воды очень высокой солености (наши значения до 36,9 psu) в фоновой среде со значительно меньшей соленостью 34.5–35.5 psu. Поэтому поперечный разрез термохалинного поля через течение Ломоносова отличается экстремально высокими градиентами солености. Профили температуры и солености характеризовались отчетливыми вертикальными неоднородностями в виде инверсий (над ядром ПЛ) и ступенеобразных структур (ниже ядра) различного масштаба, от первых метров до первых десятков метров.

В этой работе мы фокусируемся на изучении тонкой термохалинной структуры в области термо-галоклина ниже границ ядра течения (приблизительно на глубинах от 150 до 500 м), не затрагивая область у поверхности моря.

Само наличие мелкоструктурных неоднородностей может свидетельствовать о неустойчивости водных масс в рассматриваемой

области. Однако механизмы могут быть разными. Следуя представлениям, изложенным в ряде публикаций [3, 4] касающихся возможности развития здесь вертикального конвективного перемешивания по типу двойной диффузии и солевых пальцев, мы изучили возможность проявления этого механизма в наших данных, полученных на других участках ПЛ. Для этого были рассчитаны вертикальные профили параметра термохалинной устойчивости  $E_{q-s}$  и плотностного соотношения  $R_\rho$ , на основании соотношения которых обсуждаются детали вертикальной термохалинной стратификации разреза и идентифицируются интервалы с условиями, благоприятными и неблагоприятными для развития двойной (дифференциальной) диффузии и солевых пальцев.

Для подобной диагностики использованы критерии оценки типов стратификации, природы устойчивости и условий формирования тонкой структуры в стратифицированной водной среде океана, предложенные К.Н. Федоровым [5, 6]. Они основываются на взаимоотношениях параметров вертикальной устойчивости стратификации и знака плотностного отношения с учетом градиентов температуры и солёности. Мы используем эти критерии, дополняя их ограничениями на значения плотностного отношения  $1 < R_\rho < 2$ , необходимыми для интенсивного развития солевых пальцев.

Результаты показали, что в термо-галоклине ниже ядра течения Ломоносова (интервал припл. 150–500 м) на фоне негативных  $T$  и  $S$  градиентов обнаруживаются высоко-градиентные участки ступенчатых структур толщиной от 3–4 до 15 м, которые приурочены к небольшим интервалам низких значений плотностного отношения  $1 < R_\rho < 2$ , в некоторых случаях до  $R_\rho \sim 1.5$  и меньше, расположенные в пределах пиков позитивных значений «осциллирующего» по глубине параметра устойчивости стратификации  $E_{q-s}$ . Наиболее интенсивное проявление процессов (развитие ступенек и самые низкие значения плотностного отношения) происходило весной 2017 г. на южной станции 2698 (в 30 милях от экватора) и на экваторе (станция 2699). На северной станции 2700 проявление процессов развития пальцев менее выражено.

Такие интервалы представляют собой конвективно неустойчивые прослойки, где выполняются жесткие критерии для условий развития здесь конвективной неустойчивости по типу солевых пальцев., то есть, в их пределах развиваются процессы, способные поддерживать и содействовать вертикальному перемешиванию и перераспределению тепла и соли вниз из ядра. Они расположены в пределах слоя термоклина, который, наоборот, способен сопротивляться перемешиванию.

Это свидетельствует о высокой вероятности вертикального перемешивания этого типа в термо-галоклине ниже ядра ПЛ. При этом в результате распространения высокосоленого потока конвекционный механизм образования пальцев может обеспечивать вертикальное перераспределение соли и тепла из ядра противотечения в более глубокие слои водной массы. Другими словами, поддержание процесса дифференциальной диффузии, генерации и роста солевых пальцев во времени происходит в результате постоянной поставки соли потоком ПЛ, движущимся с большой скоростью. Эта горизонтальная «адвекция» в сочетании с вертикальной неустойчивостью являются ключевыми факторами в поддержании направленных вниз конвективных событий, которые, по всей видимости, там происходят, что отмечалось ранее в [7, 4].

По данным отдельных профилей термохалинных параметров намечается изменчивость с широтой интенсивности как самого ступенеобразования, так и появления неустойчивых участков. Имеются свидетельства больших горизонтальных масштабов развития тонких конвективно неустойчивых прослоек и сезонности процесса, которые следует из сравнения результатов по профилям, полученных весной и осенью Северного полушария. Однако для установления характера изменчивости упомянутых типов необходимы дополнительные наблюдения в океане.

Важно также подчеркнуть, что конвективное перемешивание по типу солевых пальцев является частью полного процесса вертикального перемешивания в рассматриваемой области, которое включает другие конвективные формы, а также процессы с динамическими механизмами перемешивания, такими как турбулентность, внутренние волны и интенсивные сдвиговые процессы. Важность этих процессов на глубинах выше и ниже ядра противотечений в Атлантическом и Тихом океанах была показана многими авторами, среди которых [7; 3; 8; 9]. При этом также показано [9.], что развитие сдвиговых течений не только не препятствует развитию процессов пальцеобразования, но является дополнительным механизмом облегчения условий для их формирования. Таким образом, конвективная неустойчивость в форме солевых пальцев в области противотечения Ломоносова может развиваться вместе с сдвиговыми процессами перемешивания и с другими механизмами. Оценка влияния и относительного вклада этих факторов в общее вертикальное перемешивание в области противотечения Ломоносова по нашим данным требует дальнейших исследований.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Демидова Т.А., Е.Г.Морозов, В.Г.Нейман. Экваториальное подповерхностное течение Ломоносова по данным измерений бортовым профилографом ADCP в 2014-2017 гг. // Доклады АН. 2018. Т. (принята к печати).
2. Demidova T.A. Thermohaline structure and salt fingering in the Lomonosov equatorial undercurrent as observed in April 2017 // In: The Ocean in Motion Ed. M.G. Velarde et al., Springer, 429–446. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-71934-4>.
3. Pacanowsky R.C., Philander S.G.H. Parametrization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans // J Phys Oceanogr. 1981. Vol. 11. P. 1443–1451.
4. Claret M., Rodríguez R., Pelegrí J.L. Salinity intrusion and convective mixing in the Atlantic Equatorial Undercurrent // Scientia Marina. 2012. Vol. 76 (S1). P. 117–129. DOI: 10.3989/scimar.03611.19B.
5. Федоров К.Н. Условия стратификации и конвекции в виде солевых пальцев в океане // ДАН. 1984. Т. 275. №3. С. 749–753.
6. Федоров К.Н., Перескоков А.И. Типизация термохалинных условий стратификации в Мировом океане // Метеорология и гидрология. 1986. № 12. С. 71–77.
7. Jones J.H. Vertical mixing in equatorial undercurrent // J. Phys Oceanogr. 1973. Vol. 3. P. 286–296.
8. Kuzmina N., Lee J.H., Zhurbas V. Effects of turbulent mixing and horizontal shear on double-diffusive interleaving in the central and western Equatorial Pacific // J. Phys. Oceanogr. 2004. Vol. 34 (1). P. 122–141.
9. Schmitt R.W., Evans D.L. An estimate of the vertical mixing due to salt fingers based on observations in the North Atlantic Central water // J. Geophys. Res. 1978. Vol. 83 (C6). P. 2913–2919.

## ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ОБМЕНА МЕЖДУ КАПЛЯМИ И ВОЗДУХОМ В ПРИВОДНОМ АТМОСФЕРНОМ ПОГРАНСЛОЕ

Дружинин О.А.<sup>1</sup>, Троицкая Ю.И.<sup>1</sup>, Зилитинкевич С.С.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт прикладной физики РАН, Н.Новгород, РФ

<sup>2</sup>Финский метеорологический институт, Хельсинки, Финляндия

Direct Numerical Simulation (DNS) presents a new route to study the effects of drops on the marine atmospheric boundary layer. In the present work we discuss DNS results of the droplet-laden air-flow above waved water surface taking into account momentum and sensible and latent heat exchange between drops and air.

Детальное исследование взаимодействия турбулентного ветра с поверхностными волнами необходимо для корректной параметризации процессов обмена на границе океан–атмосфера в крупномасштабных моделях прогноза погоды и климата. При достаточно большой скорости ветра дополнительный вклад в процессы взаимодействия волн с ветром вносят капли брызг. Результаты натурных и лабораторных экспериментов показывают, что массовая доля капель в приводном атмосферном слое растет с увеличением скорости ветра и при достаточно сильных ветрах влияние капель на несущий поток может стать существенным.

До недавнего времени для моделирования процессов обмена в атмосферном пограничном слое в присутствии капель брызг использовались главным образом два подхода. Один подход основан на феноменологическом замыкании турбулентных потоков в рамках осредненных по Рейнольдсу уравнений Навье–Стокса, описывающих крупномасштабные движения (т.е. уравнений RANS). Динамика капель в атмосферном погранслое над водной поверхностью изучалась также с использованием стохастических лагранжевых моделей. В последнее время развивается также подход, основанный на прямом численном моделировании (DNS), где исследование процессов обмена между каплями и воздухом не требует каких-либо гипотез замыкания [1, 2]. В настоящей работе представлены результаты DNS воздушного турбулентного течения Куэтта, несущего полидисперсные капли, над взволнованной водной по-

верхностью. При этом учитываются процессы обмена импульсом, теплом и влагой, обусловленные инерционностью капель, их испарением (или конденсацией) и разностью температур между каплями и окружающим воздухом. Насколько известно авторам, одновременный учет обмена импульсом и явным и скрытым теплом между каплями и несущим воздухом в прямом численном моделировании до сей поры не предпринимался.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (№№ 16-55-52022, 16-05-00839, 17-05-00703, 18-05-00292). Прямое численное моделирование и постпроцессинг выполнены при поддержке РНФ (№№ 14-17-00667 и 15-17-20009, соответственно).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Druzhinin O.A., Troitskaya Yu.I., Zilitinkevich S.S. Direct numerical simulation of a turbulent wind over a wavy water surface // *J. Geophys. Res.* 2012. Vol. 117. C00J05. DOI: 10.1029/2011JC007789.
2. Druzhinin O.A., Troitskaya Yu.I., Zilitinkevich S.S. The study of droplet-laden turbulent air flow over wavy water surface by direct numerical simulation // *J. Geophys. Res.* 2017. Vol. 122. P. 1789–1807. DOI: 10.1002/2016JCO12134.

**АКУСТИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ МЕЗОМАСШТАБНЫХ  
НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ОБЛАСТИ ФРОНТАЛЬНОЙ ЗОНЫ  
ОКЕАНА ДВИЖУЩИМСЯ ИСТОЧНИКОМ.  
ЧИСЛЕННЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ**

**Дюльдина Н.И.**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН 690041  
Владивосток, ул. Балтийская 43,  
тел. +7 423 237-4913, e-mail: [duldina32@mail.ru](mailto:duldina32@mail.ru)*

When the sound source intersects the mesoscale inhomogeneities of the ocean, the propagation medium is nonstationary. In this case, the temporal variability of the average intensity of the signals received at a fixed point can be calculated, introducing the time dependence as a parameter. The results of the calculations are in good agreement with the data of the experiment carried out by V.A. Akulichev.

Большинство опытов по изучению влияния неоднородностей океана различных масштабов на формирование звукового поля вдоль трасс распространения сигналов было выполнено по схеме фиксированный приемник – перемещающийся вдоль трассы источник. Максимальные возмущения сигналов, естественно, вызывают крупномасштабные неоднородности океана (фронтальные зоны, синоптические вихри, течения) с характерными масштабами сотни километров по горизонтали и сотни метров в вертикальной плоскости.

При проведении численных расчетов источник располагают в начале трассы, в фиксированной точке, вне зависимости от того, как в реальности был проведен эксперимент, ссылаясь на принцип взаимности. Обосновывать результаты экспериментов подобными расчетами абсолютно некорректно.

Во-первых, ссылка на принцип взаимности в данном случае не состоятельна. Для резонансных систем этот принцип в общем случае не применим. Условия применимости принципа взаимности для волноводного распространения звука и доказательства некоторых теорем приведены в [1,2]. Во-вторых, при движении источника через неоднородность, среда распространения сигналов между источником и приемником нестационарна, изменяется со временем (расстоянием). Соответственно, изменя-

ется структура звукового поля вдоль трассы, что приводит к изменению поля на приемной антенне и, в том числе, амплитудным пространственно-временным флуктуациям принятого сигнала. В этом случае можно рассчитать временную изменчивость амплитуды звука, введя зависимость от времени как от параметра.

Рассмотрим результаты численного эксперимента по распространению низкочастотного тонального звука при движении источника вдоль трассы, пересекающей фронтальную зону. Горизонтальная рефракция в нашем случае пренебрежимо мала, расчеты производились в рамках двумерной модели среды, скорость звука  $C(r; z)$  зависела только от двух координат,  $z$  – глубина,  $r$  – расстояние. Поскольку волновод вдоль трассы неадиабатичен, горизонтальный масштаб изменений характеристик среды сравним с длиной цикла лучей, для численных расчетов была выбрана программа РАМ, реализующая решение широкоугольного параболического уравнения методом «дробных шагов Паде» (split –step Pade) [3].

Модельные параметры идентичны характеристикам среды в реальном эксперименте, выполненном под руководством Акуличева В.А. в севере-западной части Тихого океана. Описание условий и методологии натурных исследований Акуличева В.А. приведено, например, в [4]. Длина акустической трассы составляла 1200 км. Излучатель на глубине 100 м буксировался из самой южной точки на северо-восток, непрерывно излучая тональный звуковой сигнал с частотой 232 Гц. Приемная система располагалась в начале трассы. Глубина дна вдоль трассы изменялась мало и в расчетах принята равной 5500 м.

Вертикальные профили скорости звука  $C(z)$  до глубины 1200 м вдоль трассы (вверху) и значения скорости звука на глубине излучения 100 м (внизу) показаны на рис. 1. Трасса пересекает фронтальную зону под малым углом, поэтому после резкого спада на первых 100 км, значения скорости звука  $C(z)$  на горизонте источника 100 м до расстояния 600 км изменяются мало и составляют примерно 1495 м/с. Далее  $C(z)$  на глубине 100 м «ступенчато» снижается и на последних 100 км трассы  $C(100)$  составляет 1460 м/с. Ниже горизонта 1200 м скорость звука возрастает в основном из-за увеличения гидростатического давления, градиент  $C(z)$  примерно равен 10 м/с на 600 м, значение скорости звука вблизи дна 1551 м/с. Всю трассу можно разбить на ряд участков, в пределах которых среда слоисто квазиоднородна.

При расположении излучателя в начальной точке трассы на глубине 100 м. он находится гораздо выше оси ПЗК, поле имеет явно выраженную зональную структуру, в водной толще распространяются лучи с углами выхода  $\pm 15^\circ$ . Глубины, на которые проникают лучи 3500–5500 м.

По мере удаления источника на север, при пересечении им фронтально-го раздела, начиная с расстояний 600 км от начала трассы,  $C_1$  уменьшается, приближаясь к значению скорости звука  $C_1=1460$  на поднявшейся на глубину 100 м оси ПЗК субарктической структуры. В толщу воды захватываются лучи с углами выхода  $\pm 21^\circ$ .

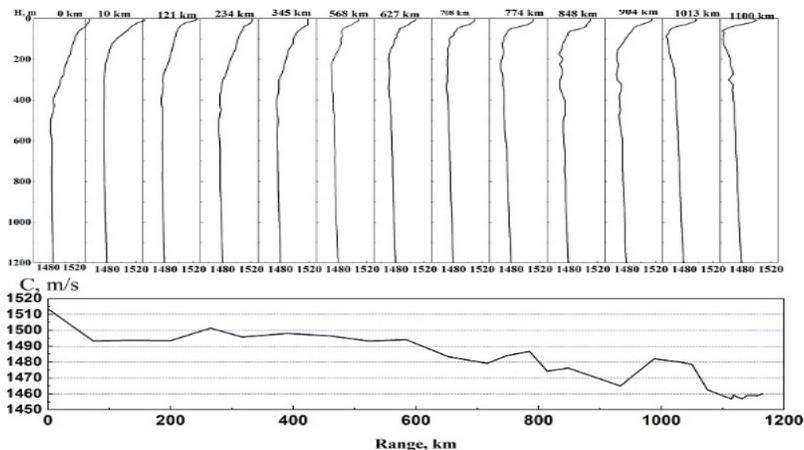


Рис. 1. Вертикальные профили скорости звука  $C(z)$  (вверху) и значения скорости звука на горизонте 100 м (внизу) вдоль трассы.

«Дополнительные» 6 лучей, захваченные в канал, распространяются вблизи оси ПЗК на глубинах от 40 до 2000 м, привнося в ПЗК дополнительную энергию. На рис. 2 представлены спады интенсивности сигналов с частотой 232 Гц на глубине 650 м, скорректированные на цилиндрическое расхождение и затухание. Показаны теоретическая зависимость от расстояния до источника интенсивности сигнала – 1. Источник на глубине 100 м в начале трассы. 2 – Полученные в опыте Акуличева В.А. зависимости от расстояния источника до приемника (времени) значения интенсивности сигналов, принятых в начале трассы. Пунктирные линии – расчетные зависимости интенсивности сигналов, принятых в начальной точке, от расстояния источника до приемника (времени). Расчеты были выполнены для 10 разных положений источника вдоль трассы и, как видно из графиков, они хорошо согласуются с натурными данными. Таким образом, можно утверждать, что интенсивность звука, принятого в фиксированной точке, является функцией положения излучателя относительно неоднородности. Вариации интенсивности звука обусловлены нестационарностью (изменение величины

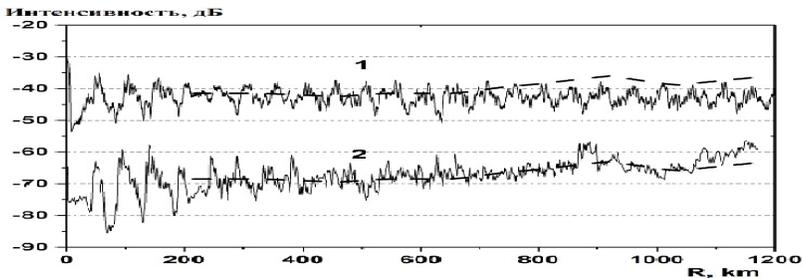


Рис. 2. Спады интенсивностей сигналов с частотой 232 Гц на глубине 650 м, разнесенные на 30 дБ, скорректированные на цилиндрическое расхождение и затухание. 1. Теоретическая зависимость от расстояния до источника интенсивности сигнала, излученных в начале трассы на глубине 100 м. 2. Полученные в опыте Акуличева В.А. зависимости от расстояния до источника значения интенсивности сигналов, принятых в начале трассы. Пунктирные линии – расчетные зависимости интенсивности сигналов, принятых на глубине 100 м в начальной точке, от расстояния до приемника.

звуковой энергии, захваченной в ПЗК и неоднородностью (вертикальная рефракция) среды вдоль трассы.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бреховских Л.М., Годин О.А. Акустика слоистых сред. М.: Наука, 1989. 214 с.
2. Wapenaar С.Р.А. Reciprocity theorems for two-way and one-way vectors: A comparison // *J. Acoust. Soc. Am.* 1996. Vol. 100. No. 6. P. 3508–3518.
3. Collins M.D. A split-step Pade solution for the parabolic equation method // *J. Acoust. Soc. Am.* 1993. Vol. 93. P. 1736–1742.
4. Акуличев В.А., Дюльдина Н.И., Моргунов Ю.Н., Соловьев А.А., Шеховцов Д.Н. Экспериментальные исследования изменчивости звукового поля в области субарктического фронта в северо-западной части Тихого океана // *Морские технологии ИПМТ ДВО РАН, Владивосток: Дальнаука, 1996. С. 102–110.*

## **ВЛИЯНИЕ ПОДВОДНОГО ХРЕБТА НА ОПУСКАНИЕ ВОДЫ В ЭКМАНОВСКОМ ПОГРАНСЛОЕ НА НАКЛОННОМ ДНЕ ВО ВРАЩАЮЩЕЙСЯ ЖИДКОСТИ**

**Елкин Д.Н., Зацепин А.Г.**

*Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, тел. +7 499 129-1954, e-mail: [dmelkin@ocean.ru](mailto:dmelkin@ocean.ru)*

One of the poorly studied mechanisms of ventilation of the Black Sea active layer is the lowering of oxygen-containing waters along the underwater slope in the Ekman bottom layer in the presence of the Rim current [1]. At the sea shelf and continental slope the bottom often has a complex topography, characterized by the presence of ridges, canyons, liftings and depressions. In the laboratory tank on a rotating platform, experiments were carried out to study this mechanism in the presence of an along slope ridge.

При наличии прибрежного течения, достигающего дна моря, образуется придонный экмановский слой (ПЭС), в котором перенос воды происходит перпендикулярно направлению течения и влево от него (в Северном полушарии). В случае прибрежного циклонического течения, или антициклонического течения вокруг острова, в ПЭС происходит перенос воды от берега и ее опускание по склону дна. При наличии устойчивой плотностной стратификации водной среды, достигая определенной глубины опускания, менее плотная вода в ПЭС останавливается и конвективным образом перемешивается с вышележащими водами. Поскольку дна имеет сложный рельеф, этот процесс зачастую происходит при наличии хребтов, каньонов, возвышенностей и впадин.

Цель работы – изучение динамики ПЭС в лабораторных условиях при наличии вдоль склонового хребта на наклонном дне в однородной и стратифицированной жидкости.

Опыты проводились в цилиндрическом бассейне, сделанном из оргстекла и расположенном на вращающейся платформе. В центре бассейна установлен усеченный конус с нижнем основанием на дне бассейна. На внешней стороне к образующей усеченного конуса перпендикулярно наклонной поверхности прикреплена тонкая пластинка треугольной формы, меньший угол, которой меньше угла конической поверхности.

Пластинка расположена так, чтобы меньший угол касался верхнего основания, а сторона, противоположная меньшему углу, вблизи стенки бассейна. В центре верхнего основания усеченного конуса сделано отверстие, соединенное шлангом с сосудом Мариотта. Над этим отверстием осесимметрично расположен пустотелый цилиндр. В верхней части цилиндра имеется щель, служащая кольцевым источником, через который из сосуда Мариотта в бассейн подается с постоянным расходом вода плотности  $\rho_1$ ; такой же, или меньшей, чем плотность  $\rho_0$  воды в бассейне. Перед началом опыта бассейн заполнялся водой до уровня верхнего края кольцевого источника. Сосуд Мариотта заполнялся водой, подкрашенной красителем. Поступающая в бассейн вода образует «прибрежное» (прижатое к боковой поверхности цилиндра) фронтальное течение. Из-за трения о дно в области этого течения возникает ПЭС в котором происходит опускание подкрашенной воды источника. На протяжении каждого опыта вид прибрежного течения и связанного с ним ПЭС снимался сверху и сбоку с помощью видеокамер. Для определения скорости течения на поверхность воды помещались бумажные пелетки.

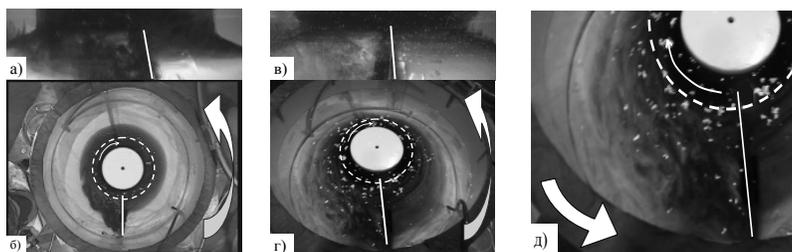


Рис. 1. Баротропный случай ( $\rho_1 \approx \rho_0$ ): а) боковой вид; б) вид сверху структуры фронтального течения и ПЭС при наличии хребта; Бароклинный случай ( $\rho_1 < \rho_0$ ): в) боковой вид; г) вид сверху структуры фронтального течения и ПЭС при наличии хребта; д) трехмерные конвективные структуры крупным планом. Прямая радиальная линия – положение хребта; пунктир – внешняя фронтальная граница прибрежного течения вне области хребта. Толстая стрелка – направление вращения платформы. Тонкая стрелка – направление прибрежного течения.

В [1] было проведено две серии опытов. В опытах первой серии ставилась задача определения закономерностей распространения ПЭС вниз по поверхности гладкого конуса в баротропном случае ( $\rho_1 \approx \rho_0$ ). Вода, поступающая из источника на поверхность конуса, изначально образовывала антициклоническое осесимметричное прибрежное течение, расширявшееся радиально. Через некоторое время ширина слоя подкра-

шенной жидкости и связанного с ним прибрежного течения практически переставала расти, несмотря на продолжавшийся приток из источника. Стабилизация положения фронта подкрашенной жидкости была обусловлена с формированием в вязком ПЭС течения вниз по склону, выходящего со временем далеко за пределы фронтальной зоны слоя прибрежного фронтального течения.

В описываемом здесь эксперименте, в баротропном случае ( $\rho_1 \approx \rho_0$ ) при наличии вдоль склонового хребта, осесимметричность в распространении прибрежного течения и связанного с ним ПЭС нарушалась. Подкрашенная вода прибрежного течения и ПЭС, той же плотности, что и вода в бассейне, набегая на хребет, опускалась вниз у хребта глубже, чем в его в опытах, где хребет отсутствовал (рис. 1 а,б).

В бароклинном случае ( $\rho_1 < \rho_0$ ), при достаточно небольшом различии плотности вод, при котором более легкие воды касались дна, общий характер влияния хребта на прибрежное течение и ПЭС не изменялся. Однако утолщение ПЭС в окрестности хребта приводило к более раннему развитию конвекции, которая сразу же имела вид трехмерных вихревых структур, в которых подкрашенная вода ПЭС поднималась вверх, вплоть до свободной поверхности жидкости. Как и прежде, перед хребтом и за ним вода прибрежного течения и ПЭС, соответственно, распространялась значительно дальше и опускалась значительно глубже, чем в отсутствии хребта (рис. 1в, г, д).

Описанные результаты лабораторных опытов хорошо согласуются с некоторыми результатами натурных наблюдений. Данные лабораторные опыты по исследованию воздействия подводных хребтов на прибрежные баротропные и бароклинные течения показали, что наличие подводного хребта сильно стимулирует водообмен между мелководной и глубоководной частями бассейна.

Работа выполнена частично при поддержке гранта РФФ № 14-50-00095, а также гранта РФФИ № 17-05-00381.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Елкин Д.Н., Зацепин А.Г., Подымов, О.И., Островский А.Г. Опускание вод в экмановском слое, образованном прибрежным даунвеллинговым течением над наклонным дном // Океанология. 2017. Т. 57. № 4. С. 531–537.
2. Didkovskii V.L., Semenov A.V., Zatsepin A.G. Mesoscale currents upon the smooth sloping bottom and in the presence of ridges and canyons // In: Oceanic Fronts and Related Phenomena / Konstantin Fedorov International memorial Symposium. UNESCO, IOC, Workshop report No. 159. 2000. P. 89–94.

## **ФРАГМЕНТЫ ГЕОСИНТЕТИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ НА ПОБЕРЕЖЬЕ КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ (БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ): ОСОБЕННОСТИ И ХАРАКТЕРИСТИКИ**

**Есюкова Е.Е., Исаченко И.А.**

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, тел. +7 401 295-6911,  
e-mail: elena\_esiukova@mail.ru*

Several local sources of pollution of beaches with geosynthetic materials have been identified on the shores of the Baltic Sea (the Sambian Peninsula, Kaliningrad Oblast, Russia). The pollution of sandy beaches by degraded geosynthetic fragments was monitored.

Геосинтетические материалы широко используются при проведении ландшафтных работ, в области берегозащиты и проектирования различных гидротехнических сооружений, укреплении русел водотоков, строительстве дорог и площадок, укреплении защитных сооружений трубопроводов, стабилизации грунтов, армирования склонов и насыпей, дренажа, гидроизоляции, для возведения подпорных стенок при укреплении берегов и т.д. [1, 2]. Применение геосинтетических материалов в гидротехнических сооружениях приводит к повышению срока службы по сравнению с альтернативными проектами [2].

На побережье Самбийского п-ова (рис.1) проведён первоначальный осмотр берегозащитных и гидротехнических сооружений, содержащих геосинтетические материалы, на предмет их технического состояния и плановое обследование пляжей с целью выявления загрязнений фрагментами деформированной геосинтетики. На побережье Калининградской области (Балтийское море) существует около двух десятков гидротехнических и берегозащитных сооружений, в конструкциях которых содержатся геосинтетические материалы. К ним относятся: габионы в г. Светлогорске, г. Пионерске, пос. Заостровье, пос. Рошино; подпорная стенка с восстановлением берегового откоса и защитные береговые сооружения у насосной станции янтарного комбината, а также укрепление дюн у променада в пос. Янтарный; комплекс сооружений при строительстве нового променада в г. Светлогорске (склоноукрепительные конструкции, насыпи, опоры, габионы); восстановление берегового

откоса у резиденции в г. Пионерске; защитные сооружения в основании комплекса ресторанов на авандуне в г. Зеленоградске; берегозащитные сооружения у корня Куршской косы (рис. 1) [3]. В этих конструкциях содержатся различные категории геосинтетических материалов, таких как геотекстиль, георешетки, геоячейки, геокомпозиты. Например, габионы содержат геотекстиль типа Дорнит и полимерное покрытие металлической сетки. Склоноукрепительные конструкции содержат геокомпозиты (например, геоматы), георешетки, геоячейки, геотекстили, а защитные береговые сооружения содержат геоконтейнеры, плиты БетоБОКС, геотекстили, геоячейки, георешетки, геокомпозиты, биг-бэги [3].

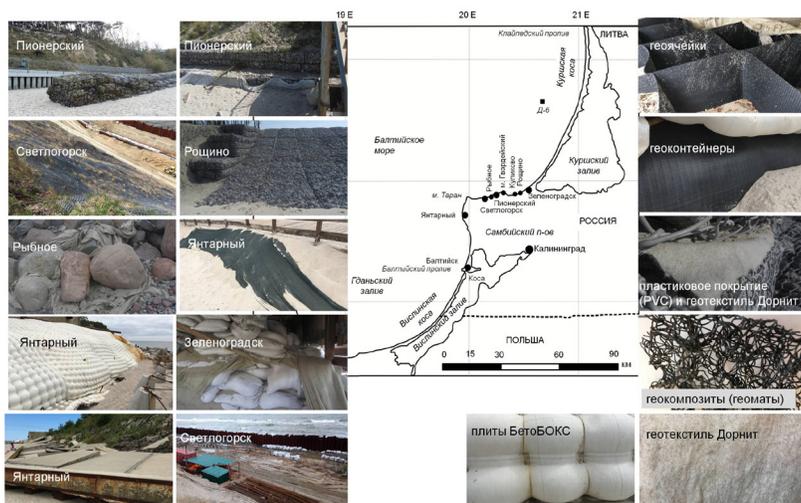


Рис. 1. Район исследований в Юго-Восточной Балтике (Калининградская область, Россия), примеры локальных источников геосинтетики (левая панель), некоторые виды геосинтетиков (правая панель) (фото Есюковой Е.Е.).

Со временем геоматериалы теряют свои свойства, что тесно связано со старением геосинтетики. Материалы деградируют и становятся источником загрязнения пластиком морской среды. Влияние штормов приводит к разрушению некоторых берегозащитных структур и попаданию фрагментов геосинтетики в прибрежную зону, на пляжи. Эти мега / макрообъекты ( $>1$  м /  $>25$  мм, соответственно) мигрируют вдоль берега, испытывая дополнительную деградацию и разрушение вплоть до мезо- и микрочастиц ( $<25$  мм /  $<5$  мм, соответственно). Но учитывая огромное разнообразие физических свойств пластиковых объектов

(средняя плотность, размер, форма) и изменение этих свойств с течением времени (вследствия механической или биологической деградации, УФ-излучение, термодegradация, биообрастания [4]), их транспорт в морской среде на данный момент плохо предсказуем.

В ходе мониторинга 2017–2018 гг. собрано более 150 образцов геосинтетических материалов (без учета фрагментов биг-бэгов) со следами деградации в различных точках вдоль побережья Калининградской области (рис. 1). Размер фрагментов геосинтетики составлял от 25 мм до 3,5 м, но преимущественно в диапазоне 20–70 см. В случае обнаружения на пляже больших кусков геотекстиля (более 1–2 м), от них отрезались небольшие фрагменты с характерными повреждениями. Первоначальный анализ показал, что фрагменты геосинтетики имеют диапазон плотности от  $0,92 \pm 0,06$  г/см<sup>3</sup> до  $1,45 \pm 0,03$  г/см<sup>3</sup>. Примеры особенностей фрагментов геосинтетики приведены в таблице 1. Работа по анализу характеристик фрагментов собранных образцов геосинтетики продолжается.

Таблица 1. Особенности и характеристики образцов фрагментов геосинтетических материалов.

Тип геосинтетики	Количество (шт.)	Особенности	Диапазон размер (см)
Геотекстиль (типа Дорнит) (100–500 г/м <sup>2</sup> )	> 70	Нетканый, цвет белый, серый, желтоватый, фишашковский, толщина 0,5–2 мм	3–350
Покрытие габионов (PVC)	> 40	Цвет серый, зеленоватый, со следами ржавчины	3–12
Геокомпози́ты (геоматы)	8	Черно-серые, хрупкие	2–20
Геоячейки (геотекстиль)	> 20	Ширина 9,4–9,8 см, цвет серый	18–250
Геоячейки (геокомпози́ты)	2	Ширина 9,8 см и >12 см, цвет чёрный	58–116
Укрывные сетки	3	Вязаный, чёрный с зелёной окантовкой	7–25
Текстиль плит БетоБОКС	2	Цвет белый и местами ржавый	10–25
Текстиль геоконтейнеров	6	Тканый текстиль, цвет чёрный, ширина лент 1,8 мм и 3,8 мм	10–35
Текстиль биг-бэгов*	> 50*	Цвет белый, старые фрагменты ржавого цвета, ручки голубые и оранжевые	8–>200

\*Не все фрагменты собраны, и без учета отдельных волокон.

По-видимому, процессы деградации геотекстиля сходны с процессами деградации других пластиков в морской среде, поскольку в их основе лежат одни и те же типы полимеров. Удельная плотность большинства пластмасс, встречающихся в морской среде, колеблется между 0,05–1,70 г/см<sup>3</sup> [4], а плотность песка составляет около 2,65 г/см<sup>3</sup>.

Хорошо известно, что перенос частиц пластика в водной среде в существенной степени определяется их размером, избыточной плотностью и формой. Из-за деградации в естественной среде физические свойства фрагментов геосинтетических материалов меняются и могут заметно отличаться от свойств исходных материалов. Поэтому отдельное внимание в работе уделено выборочному измерению физических характеристик собранных образцов. Полученные диапазоны плотностей и размеров могут быть использованы для параметризации переноса фрагментов геосинтетики в численных моделях.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-55-76002 ЭРА\_a).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Müller W.W., Saathoff F. Geosynthetics in geoenvironmental engineering // *Sci. Technol. Adv. Mater.* 2015. Vol. 16 (3). Paper 034605. P. 1–20. DOI: 10.1088/1468-6996/16/3/034605.
2. Mitra A. Application of geotextiles in Coastal Protection and Coastal Engineering Works: An overview // *Int. Res. J. Environment Sci.* 2015. Vol. 4(4). P. 96–103.
3. Есюкова Е.Е., Чубаренко Б.В., Бурнашов Е.М. Геосинтетические материалы как источник загрязнения пластиковым мусором морской среды // *Региональная экология.* 2018. (в печати)
4. Chubarenko I., Bagaiev A., Zobkov M., Esiukova E. On some physical and dynamical properties of microplastic particles in marine environment // *Mar. Pollut. Bull.* 2016. Vol. 108. P. 105–112. DOI: 10.1016/j.marpolbul.2016.04.048.

## **ЗАГРЯЗНЕНИЕ АНТРОПОГЕННЫМ МУСОРОМ ПОБЕРЕЖИЙ ВНУТРЕННИХ ПРИБРЕЖНЫХ ВОД НА ПРИМЕРЕ ВИСЛИНСКОГО ЗАЛИВА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ**

**Есюкова Е.Е.<sup>1</sup>, Хатмуллина Л.И.<sup>1</sup>, Лысенко С.В.<sup>2</sup>**

*<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, +7-401 295-6911,  
e-mail: elena\_esiukova@mail.ru*

*<sup>2</sup>Московский физико-технический институт, Институтский переулок, 9, 141701,  
Московская область, г. Долгопрудный, +7 495 408-4554,  
e-mail: lanyshka95@yandex.ru*

Distribution of marine litter of anthropogenic origin along the shores of coastal lagoons of the Baltic Sea is under investigation in frames of international Russian-German-Latvian project «Litter rim of the Baltic Sea coast: monitoring, impact, and remediation».

Загрязнение окружающей среды отходами антропогенной деятельности является актуальной проблемой. Необходимо изучение распределения и миграций морского антропогенного мусора на морских пляжах и побережьях внутренних приморских водоемов Балтийского моря для выявления основных движущих факторов, а также разработки стратегий предотвращения дальнейшего загрязнения. Мониторинг пляжей указывает на изменчивость как количества, так и распределения и состава мусора. Не установлено четких пространственных или временных тенденций распределения мусора [1]. Антропогенный мусор мигрирует вдоль пляжей: течения и волны уносят мусор с берега, перемещают его на большие расстояния, и выносят обратно на пляж через десятки и сотни километров. Огромное разнообразие физических свойств таких объектов и их изменчивость в течение времени [2] на данный момент не позволяет предсказать транспорт мусора в морской среде. Для небольшого Балтийского моря морской мусор – это общая проблема всех стран региона. В Проекте сотрудничества между институтами-партнерами из России (SIO), Германии (IOW) и Эстонии (EMI) совместными усилиями ведется исследование «мусорного обруча», который охватывает береговую зону Балтийского моря: побережья внутренних прибрежных вод, прибрежные источники мусора, морские пляжи и прибрежные зоны моря. Основное условие: выполнение работ и характеристика загряз-

ненности пляжей по единой методике распределения и состава морского мусора.

Согласно программе Проекта в июле 2018 г. ИО РАН проведен первый этап работ на пляжах Вислинского залива: на 4 пляжах проведен отбор образцов по методике «Marine litter sampling method» (IOW) для побережий заливов, эстуариев, лагун. Предполагается сравнительный анализ результатов для нескольких лагун Балтийского моря (Куршского, Вислинского, Финского, Щецинского заливов, Эстонских лагун). Исследование посвящено распределению крупного микро- (2–5 мм), мезо- (5–25 мм) и макро-мусора (> 25 мм), с акцентом на пластиковый мусор микро-размеров. Применены два метода отбора проб морского мусора:

1) *Макромусор (>25 мм)*: Визуальный осмотр выброшенного на берег макромусора производится на прямоугольной площадке размером 40 м<sup>2</sup> (4м ×10м) вдоль уреза, включающей зону заплеска (рис. 1). Область осматривается, и все найденные предметы размером > 25 мм собираются и данные заносятся в протокол (таблицу). По возможности

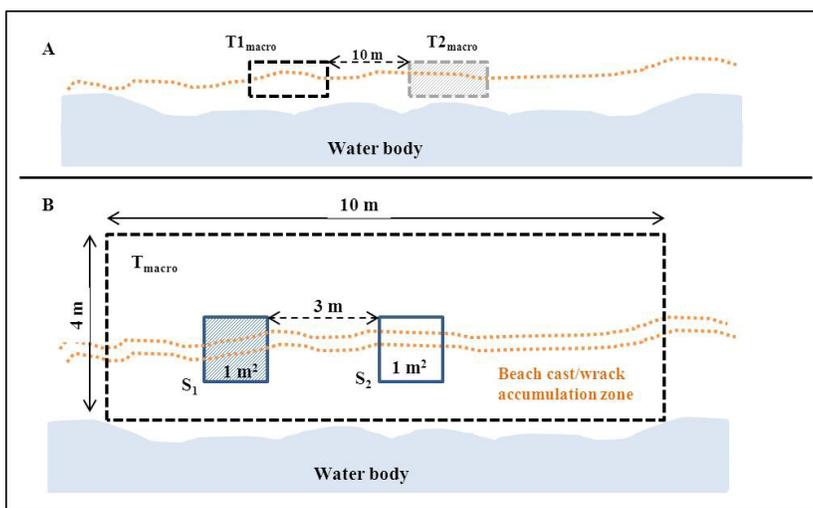


Рис. 1 Общая схема отбора проб.

все собранные предметы морского мусора должны взвешиваться и оцениваться по объему.

2) *Мезо- и крупный микромусор (2–25 мм)*: Внутри прямоугольной площадки ( $T_{\text{macro}}$ ) площадью 40 м<sup>2</sup> выбираются два квадрата площадью по 1 м<sup>2</sup>. Первый квадрат S1 (рис. 1B) выбирается в наиболее загрязнен-

ном месте зоны заплеска. Второй квадрат S2 – на расстоянии 3 м (от края квадрата S1). Отбор проб мезо- и микромусора производится с помощью следующего оборудования: металлическое сито с ячейкой 2 мм, металлический шпатель, широкие ведра с водой. Верхний слой (2 см) пляжного осадка собирается металлическим шпателем и помещается в металлическое сито. Сито осторожно (не погружая полностью) помещается в ведро, полное воды, и вручную встряхивается, пока весь песок не осядет. Процедура повторяется до тех пор, пока поверхностный слой данных квадратов не будет полностью отфильтрован. Все оставшиеся после просеивания предметы из металлического сита помещаются в полиэтиленовый пакет. Пакет маркируется (название точки сбора, номер квадрата (S1 или S2)) и упаковывается для транспортировки.

Необходимо провести не менее одного дополнительного контрольного отбора, чтобы доказать, что место отбора не влияет на результаты. Контрольный отбор проб производится на площадке T2<sub>масто</sub> на расстоянии 10 м от края площадки T1<sub>масто</sub> в зоне заплеска (рис. 1А). Там, где невозможно произвести контрольные отборы на расстоянии 10 м, следует указать причину и реальное расстояние между площадками.

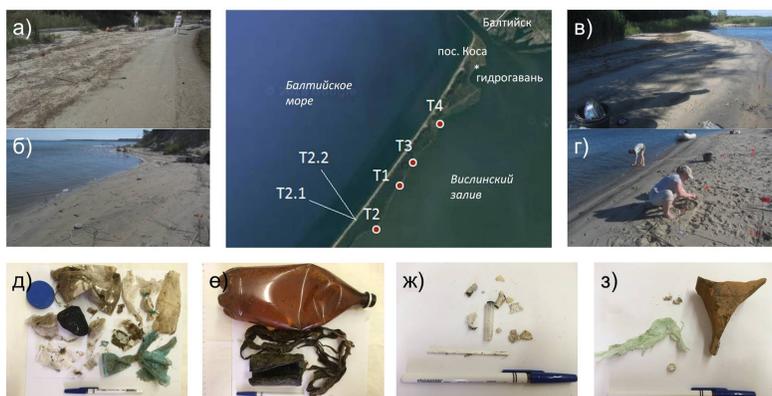


Рис. 2. Расположение точек отбора проб и вид пляжей: а) T1, б) T2, в) T3, г) T4; макромусор в: д) T1, е) T2, ж) T3, з) T4 (фото Есюковой Е.Е).

Все обследованные пляжи имели особенности и неровную линию уреза. На каждом пляже присутствовали удаленные от уреза (более чем на 4–6 м) линии штормового заплеска с кучами тростника, сухих водорослей, веток, стволов поваленных деревьев и антропогенным мусором.

Первоначальный анализ показал, что наиболее сильное загрязнение макро- и мезомусором наблюдалось на первой точке отбора (T1),

наименьшее на второй точке (самом южном пляже) (Т2). В случае наличия нескольких линий заплеска, мусор скапливается на самой дальней линии заплеска вместе с кучами тростника, что затрудняет отбор на этом участке микромусора. В этом случае отбор осуществлялся на более близких к урезу и свободных от завалов тростника линиях заплеска. При этом результаты отбора макромусора отличаются от наблюдаемой картины загрязнения по всей ширине пляжа. Отбираемый микро- и мезомусор часто трудно визуально отличить от частиц биологического происхождения.

Весь собранный материал подготовлен для дальнейшего анализа.

Экспедиция проведена при поддержке проекта РФФИ № 18-55-76001 ЭРА\_а и в рамках программы «Плавучий университет ИО РАН» (участие Лысенко С.В.).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Schernewski G., Balciunas A., Gräwe D., Gräwe U., Klesse K., Schulz M., Wesnigk S., Fleet D., Haseler M., Möllman N., and Werner S. Beach macro-litter monitoring on southern Baltic beaches: Results, experiences and recommendations // *J. Coast Conserv.* 2018. Vol. 22. P. 5–25. DOI: 10.1007/s11852-016-0489-x.
2. Chubarenko I., Bagaiev A., Zobkov M., and Esiukova E. On some physical and dynamical properties of microplastic particles in marine environment // *Mar. Pollut. Bull.* 2016. Vol. 108. P. 105–112. DOI: 10.1016/j.marpolbul.2016.04.048.

## ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПРИДОННОГО ТРЕНИЯ НА ТРАССЕ ЗАТОКОВ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ

**Журбас В.М.<sup>1</sup>, Вяли Г.<sup>2</sup>, Голенко М.Н.<sup>1</sup>, Пака В.Т.<sup>1</sup>**

*<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект 36., тел. +7 981 477-8351*

*e-mail: [m.golenko@yahoo.com](mailto:m.golenko@yahoo.com)*

*<sup>2</sup>Таллинский технический университет, г. Таллин, Эстония*

Using a regional circulation model of the Baltic Sea with the horizontal resolution of 0.5 nautical miles and with an open western boundary, time series of bottom friction velocity and bottom salinity were simulated for the period of April 2010 – July 2016 and analysed at specific points of interest along the inflow water pathway. The bottom friction velocity at chemical warfare dumpsites in the Bornholm and Gotland basins was found to be permanently below the resuspension thresholds for the suspended particulate matter and fine sand, and even the Major inflows could not violate the balance. Some occasional exceedance of the bottom friction velocity relative to the resuspension threshold for the fine biogenic materia appeared to be possible.

Используя численную модель циркуляции Балтийского моря GETM с горизонтальным разрешением 0.5 морских миль и открытой границей на западе, посчитаны временные ряды скорости придонного трения и придонной солености для периода времени с апреля 2010 г. по июль 2016 г. Выполнен анализ данных полей в серии точек, находящихся на трассе залива в Балтийское море. Модель достаточно реалистично воспроизвела данные натурных наблюдений придонной солености на нескольких мониторинговых станциях, расположенных в Борнхольмской, Готландской и Ландсортской Впадинах. Выполнен статистический анализ данных моделирования в серии точек, расположенных на трассе залива в Южной Балтике: найдены средние, максимальные значения, а также среднеквадратические отклонения данных временных рядов придонного трения, поверхностного трения, обусловленного ветром, и придонной солености; посчитана доля значений скорости придонного трения, превышающих порог ресуспензии донных осадков; посчитаны коэффициенты корреляции между придонной скоростью трения и придонной соленостью, а также между придонной и поверхностной скоростями трения для различных диапазонов временной изменчивости. В частности, было

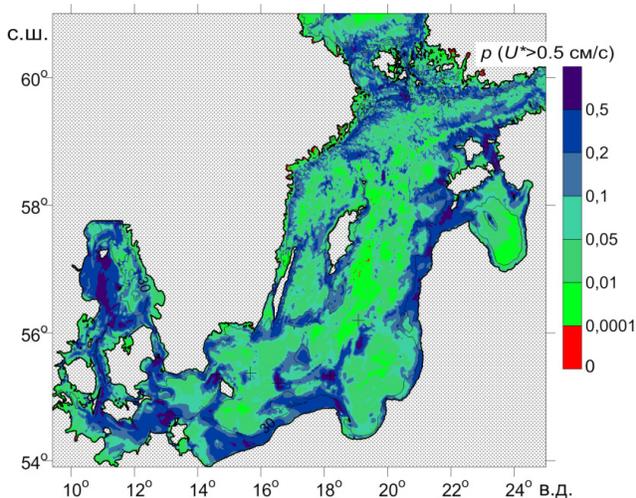


Рис. 1. Распределение вероятности того, что скорость придонного трения превысит порог ресуспензии наилка  $\rho(u^* > 0.5 \text{ см/с})$ , построенная по данным моделирования для периода 2010–2016 гг. [1].

получено, что ветер лишь опосредованно влияет на придонное трение посредством интенсификации горизонтальных градиентов давления при возникновении сейшевых колебаний, апвеллингов/даунвеллингов, внутренних волн и др. Это выразилось в положительной корреляции между придонной и поверхностной скоростями трения для сезонного временного масштаба, в то время как для меньших временных масштабов, например, синоптического, корреляция почти не наблюдалась. Относительно высокая положительная корреляция между придонной скоростью трения и придонной соленостью наблюдалась только в точках, расположенных в руслах проливов, например, в Борнхольмском проливе, на Слупском пороге, на выходе из Слупского Желоба, где возрастание солености связано с затоком вод с запада. Напротив, в точках, расположенных в глубоководных долинах с относительно плоской топографией, например, в Борнхольмской Впадине, большую часть времени происходит стагнация, сопровождающаяся медленным уменьшением солености, вне зависимости от скорости придонного трения, что нашло отражение в незначительной корреляции между придонной скоростью трения и придонной соленостью.

Важным выводом проведенного исследования является то, что в местах захоронения ХО в Борнхольмском и Готландском Бассейнах скорость придонного трения почти никогда не превышает порога

ресуспензии тех видов осадков, которые наблюдаются в данных областях (консолидированного вещества и мелкозернистого песка). Даже Большие затоки не могут нарушить это состояние. Возможно эпизодическое увеличение скорости придонного трения до пороговых значений, способных вызвать ресуспензию наилка (см. рис. 1), однако оценка опасности этого процесса требует дальнейшего исследования.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (темы № 0149-2018-0012 и 0149-2018-0002).

### ЛИТЕРАТУРА

1. Zhurbas V., Väli G., Golenko V., and Paka V. Variability of bottom friction velocity along the inflow water pathway in the Baltic Sea // *Journal of Marine Systems*. 2018. Vol. 184. P. 50–58. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2018.04.008.

## РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ ПРОГНОЗ ПОЛЯ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ

Журбас В.М.<sup>1</sup>, Вяли Г.<sup>2</sup>, Лаврова О.Ю.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, +7 499124-6396, e-mail: zhurbas@ocean.ru

<sup>2</sup>Институт морских систем, Таллинский технический университет  
e-mail: Germo.Vali@ttu.ee

<sup>3</sup>Институт космических исследований РАН  
e-mail: olga-yu-lavrova@mail.ru

A possibility to hindcast mesoscale eddies field in a shallow coastal sea is considered using an eddy-resolving ocean model without data assimilation. The approach is based on an assumption that time and place of eddy generation can be predicted with reasonable probability from bottom topography/shoreline features and atmospheric forcing history. To simulate mesoscale eddy field in the southeast Baltic Sea, a 0.125 N.M. grid numerical model was compiled based on GETM. Simulated mesoscale eddy patterns in the southeast Baltic Sea for the period of April-September 2015 showed a reasonable resemblance with remote sensing images available.

Весьма надежный прогноз погоды в первую очередь базируется на усвоении метеорологическими моделями огромного количества наблюдений, плотность которых настолько высока, что определяющие погоду мезомасштабные структуры – атмосферные фронты, циклоны и антициклоны, разрешаются самими наблюдениями. Это означает, что плотность наблюдений выше, чем одна станция на площадь  $L_R^2$ , где  $L_R$  – бароклинный радиус деформации. В атмосфере типичное значение  $L_R$  равно 1000 км, и очевидно, что плотность усваиваемых метеорологических наблюдений выше, чем одна станция на площадь  $L_R^2$ . В океане же бароклинный радиус деформации изменяется в пределах 10–100 км, и если в качестве типичного значения взять  $L_R = 33$  км, то получится, что для столь же надежного прогноза «погоды» в океане, как прогноз погоды в атмосфере, плотность измерений в океане должна быть на три порядка (в 1000 раз!) выше, чем плотность метеонаблюдений. По этой причине традиционный для атмосферы подход невозможно реализовать для прогноза погоды в океане ни сейчас, ни в

обозримом будущем: наиболее продвинутая программа океанского мониторинга – ныряющие дрейфтеры Argo в настоящее время обеспечивает среднюю плотность измерений примерно 1 дрейфтер на  $200 \times 200$  км<sup>2</sup>, а для разрешения вихрей в океане нужна плотность не менее 1 дрейфтер на  $33 \times 33$  км<sup>2</sup>, т.е. количество дрейфтеров нужно увеличить в 36 раз относительно нынешних 3800.

Однако прогноз «погоды» в относительно мелких внутренних морях, где циркуляция вод сильно зависит от направления и силы ветра, а также от конфигурации береговой линии и топографии дна, таких как Балтийское море, представляется не столь уж безнадежным делом, поскольку процесс формирования мезомасштабных вихрей и фронтов здесь в определенной степени становится предсказуемым. Так, например, известно, что в случае вдольберегового ветра, благоприятного для прибрежного апвеллинга, за топографическими особенностями береговой линии-мысами и поднятиями дна формируются циклонические вихри, которые могут отрываться от мест формирования и путешествовать в открытом море [2, 3, 9]. Причем известно не только место вероятного формирования циклонического вихря, но и время – после кульминации апвеллинга, когда ветер начинает затухать [7]. Аналогично в случае вдольберегового ветра, благоприятного для прибрежного даунвеллинга, за топографическими особенностями береговой линии-мысами формируются антициклонические вихри. В случае Юго-Восточной Балтики, яркими особенностями береговой линии, за которыми формируются вихри, являются мыс Таран, Самбийское поднятие и коса-мыс Хель. Другим примером предсказуемого формирования циклонических вихрей в Юго-Восточной Балтике является район Слупского желоба: при северных и восточных ветрах в придонном слое желоба более соленая и плотная вода устремляется на восток, образуя гравитационное течение [5], над которым в самом желобе и восточнее его образуются циклонические вихри [8]. Таким образом, в силу вышеизложенных причин можно ожидать, что численная модель с высоким горизонтальным разрешением даже без усвоения данных способна описать основные черты поля реально существующих (наблюдаемых) мезомасштабных вихрей в относительно мелком закрытом море.

Для симуляции поля мезомасштабных вихрей в Юго-Восточной Балтике на базе GETM (General Estuarine Transport Model) была реализована региональная численная модель с горизонтальным разрешением 0.125 морской мили (232 м). В качестве начальных полей и условий на открытых границах использовались результаты модели Балтийского моря с более крупным шагом конечноразностной сетки в 0.5 морской

мили (926 м) [10], а атмосферное воздействие (потоки импульса, тепла и массы через поверхность моря) бралось из региональной модели прогноза погодыHIRLAM с шагом сетки 11 км [6]. Для идентификации мезомасштабных структур строились модельные карты температуры, солёности и скорости течений поверхностного слоя моря, а также карты перераспределения синтетических плавающих лагранжевых частиц-дрифтеров за период 1 суток с момента их однородного запуска. Моделировалось теплое полугодие 2015 г. с 1 апреля по 30 сентября, когда вследствие высоких контрастов температуры поверхности моря и цветения синезеленых водорослей, мезомасштабные структуры можно часто видеть на космических изображениях поверхности Балтийского моря в оптическом и инфракрасном диапазонах [1, 4]. Космические изображения брались с сайта <https://eos.com/landviewer/>.

Обнаружено, что наиболее яркие из мезомасштабных структур, видимых на космических изображениях поверхности Юго-Восточной Балтики, удается вполне уверенно идентифицировать на модельных картах.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гинзбург А.И., Крек Е.В., Костяной А.Г., Соловьев Д.М. Эволюция мезомасштабного антициклонического вихря и вихревых диполей/мультиполей на его основе в Юго-Восточной Балтике (спутниковая информация: май–июль 2015 г.) // *Океанологические исследования*. 2017. Т. 45. № 1. С. 10–22.
2. Елкин Д.Н., Зацепин А.Г. Лабораторное исследование механизма периодического вихреобразования за мысами в прибрежной зоне моря // *Океанология*. 2013. Т. 53. № 1. С. 29–41.
3. Журбас В.М., Кузьмина Н.П., Лыжков Д.А. Вихреобразование за мысом при генерации течения кратковременным воздействием вдольберегового ветра (численные эксперименты) // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 3. 389–399.
4. Лаврова О.Ю., Краюшкин Е.В., Соловьев Д.М., Голенко М.Н., Голенко Н.Н., Калашникова Н.А., Демидов А.Н. Влияние ветрового воздействия и гидродинамических процессов на распространение вод Калининградского залива в акватории Балтийского моря // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2014. Т. 11. № 4. С. 76–99.
5. Krauss W., Brügge B. Wind-produced water exchange between the deep basins of the Baltic Sea // *J. Phys. Oceanogr.* 1991. Vol. 21. No. 3. P. 373–384.
6. Männik A., Merilain M. Verification of different precipitation forecasts during extended winter-season in Estonia // *HIRLAM Newsletter*. 2007. Vol. 52. P. 65–70.
7. Väli G., Zhurbas V., Lips U., Laanemets J. Submesoscale structures related to upwelling events in the Gulf of Finland, Baltic Sea (numerical experiments) // *J. Marine Systems*. 2017. No. 171(SI). P. 31–42.

8. Zhurbas V., Elken J, Paka V., Piechura J., Väli G., Chubarenko I., Golenko N., Shchuka S. Structure of unsteady overflow in the Słupsk Furrow of the Baltic Sea // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2012. Vol. 117. No. C04027. P. 1–17.
9. Zhurbas V., Oh I.S., Park T. Formation and decay of a longshore baroclinic jet associated with transient coastal upwelling and downwelling: A numerical study with applications to the Baltic Sea // *J. Geophys. Res.* 2006. Vol. 111. No. C04014. P. 1–18.
10. Zhurbas V., Väli G. Golenko M., Paka, V. Variability of bottom friction velocity along the inflow water pathway in the Baltic Sea // *J. Mar. Syst.* 2018. Vol. 184. P. 50–58.

## ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЯ РАСХОДА АТЛАНТИЧЕСКИХ ВОД, ПОСТУПАЮЩИХ В ЕВРАЗИЙСКИЙ БАССЕЙН АРКТИКИ

**Журбас Н.В.**

*Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36,+7 499 124-6396,  
e-mail: zhurbas.nv@ocean.ru*

The main goal of the study was to assess the Atlantic water transport while its propagation along the continental slope of the Eurasian Basin of Arctic Ocean using CTD-data from transects across the slope measured in the framework of NABOS project in 2002–2007 and during R/V Polarstern cruise in 1996.

В докладе представлена работа, целью которой является исследование изменения расхода Атлантических вод (АВ) по мере их продвижения вдоль континентального склона Евразийского бассейна Арктики. Полученные результаты являются важной частью анализа временной и пространственной изменчивости T,S-индексов различных водных масс в указанном регионе. В работе использовались CTD-данные, полученные на разрезах, выполненных в Евразийском бассейне и бассейне Макарова (один разрез) в диапазоне 31–159° в.д. в период с 2002 по 2007 гг. в рамках программы NABOS (данные находятся в свободном доступе на сайте программы <http://nabos.iarc.uaf.edu>). Для 103° в.д. также были рассмотрены разрезы за 2008, 2009 и 2013 гг. Анализ был дополнен данными, полученными на известном CTD-разрезе, начинающемся на континентальном склоне бассейна Нансена в районе 92° в.д. и пересекающем весь Евразийский бассейн и хребет Ломоносова (данный разрез был сделан в 1996 г. на научно-исследовательском судне «Polarstern» (далее PS-96)). Расположение CTD-станций показано на рис. 1.

Для оценки интенсивности Фрамовской ветви Атлантических вод (далее ФВАВ) и Баренцевоморской ветви Атлантических вод (далее БВАВ), а также их совместной интенсивности после слияния был предложен метод оценивания расхода геострофического течения с использованием классических уравнений, описывающих такое течение, а также CTD-данных с различных разрезов.

В качестве примера проводимого анализа на рис. 2 приведены распределения температуры, солености и потенциальной плотности

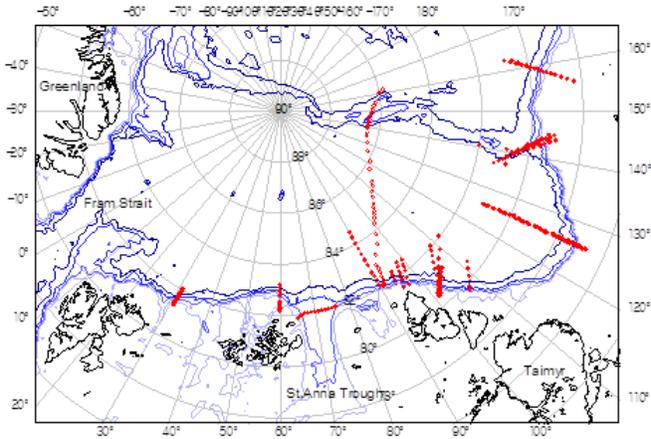


Рис. 1. Батиметрическая карта Евразийского бассейна, приведены изолинии глубин 300, 500, 1000 и 2000 м. Красными закрашенными кружками показано местоположение CTD-станций NABOS с 2002 по 2007 гг. Также полыми кружками указано расположение разреза, сделанного судне «Polarstern» в 1996 г.

по глубине вдоль CTD-разреза, выполненного в экспедиции PS-96 на  $92^\circ$  в.д., то есть немного восточнее места втекания БВАВ в Евразийский бассейн. По всей вероятности, БВАВ на данном разрезе представляет собой тонкую (шириной всего 10 км), прилегающую к континентальному склону струю холодной воды, с северной стороны которой располагается 300-километровая зона, занимаемая теплыми водными массами

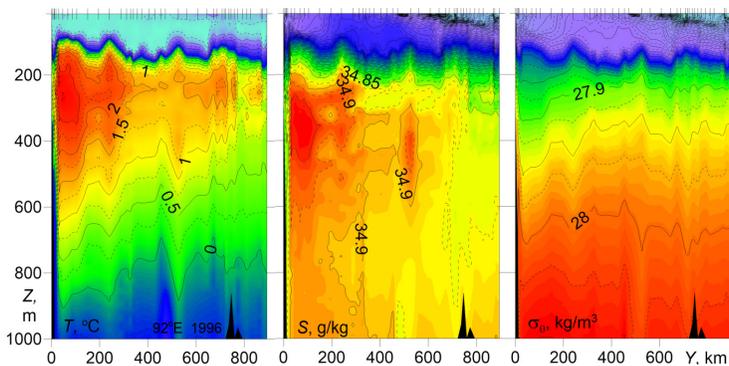


Рис. 2. Распределения температуры, солёности и потенциальной плотности по глубине вдоль пересекающего континентальный склон разреза, сделанного на  $92^\circ$  в.д. в Евразийском бассейне (PS-96).

ФВАВ. На рис. 2 видна общая тенденция поднятия/заглубления изолиний потенциальной плотности над/под ядром ФВАВ по направлению к границе континентального склона (на юг), что свидетельствует о геострофически сбалансированном восточном приповерхностном течении ФВАВ.

Аналогичным образом были проанализированы и все остальные разрезы, после чего по предложенной методике были выполнены расчеты расходов геострофического течения, результаты которых представлены в виде таблиц.

На рис. 3 в виде графиков приведены изменения со временем T,S-индексов, расходов геострофического течения, потенциальной плотности для CTD-данных на разрезах NABOS-05, NABOS-06, NABOS-08, NABOS-09 и NABOS-13 в районе 103° в.д.

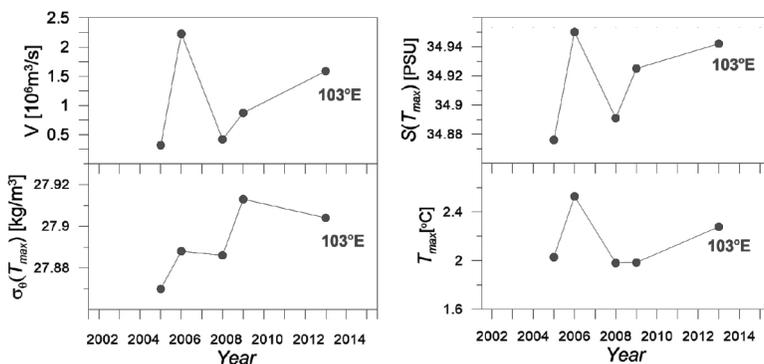


Рис. 3. Изменение со временем расхода геострофического течения, потенциальной плотности, солёности и температуры на горизонте, где температура имеет максимальное значение на разрезах NABOS-05, NABOS-06, NABOS-08, NABOS-09 и NABOS-13 вдоль 103° в.д.

Приведенные на рис. 3 данные позволяют судить о временной изменчивости термохалинного поля, расходов течения и тепло-солесодержания в Евразийском бассейне. Хорошо видно, что в 2006 г. наблюдается интенсивное потепление АВ. Впервые о таком потеплении было сообщено в работе [1]. Настоящие данные показывают, что наблюдается не только увеличение температуры АВ, но и увеличение солёности и расхода геострофического течения.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 17-77-10080).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Polyakov I., Alexeev V., Ashik I., Bacon S., Beszczynska-Möller A., Carmack E., Dmitrenko I., Fortier L., Gascard J-C., Hansen E., Hölemann J., Ivanov V., Kikuchi T., Kirillov S., Lenn Y-D., McLaughlin F., Piechura J., Repina I., Timokhov L., Walczowski W., and Woodgate R. Fate of Early 2000s Arctic Warm Water Pulse // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2011. Vol. 92. No. 5. P. 561–566. DOI:10.1175/2010BAMS2921.1.

## ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ (ПО ДАННЫМ ЭКСПЕДИЦИЙ 2015–2018 гг.)

**Завьялов П.О.**

*Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, Нахимовский пр., 36, 117997,  
г. Москва, тел. +7 499 124-5983, e-mail: [peter@ocean.ru](mailto:peter@ocean.ru)*

Озеро Иссык-Куль является десятым по объему и шестым по глубине озером Земли. Известно, что этот водоем характеризуется коротким (менее 10 лет) временем обновления донных вод. Механизмы вертикального перемешивания озера Иссык-Куль до настоящего времени не вполне изучены. В докладе представлены результаты четырех экспедиций, проведенных на озере Иссык-Куль в 2015, 2016, 2017 и 2018 гг. СТД зондирование и отбор проб воды были выполнены на 96 станциях, распределенных по всей акватории озера. Некоторые биогеохимические и термохалинные параметры на поверхности также регистрировались непрерывно с высоким горизонтальным разрешением вдоль траектории судна. Кроме того, были установлены цепочки термисторов на 3-х заякоренных станциях в восточной прибрежной зоне озера, что позволило впервые для Иссык-Куля получить 147-дневные серии данных при частоте зондирования 1 мин.

Измерения показали, что в то время как тепловое состояние активного слоя, а также некоторые биогеохимические характеристики подвержены значительной межгодовой изменчивости, связанной с атмосферным воздействием, соленость и ее трехмерная структура является чрезвычайно консервативной в межгодовых масштабах. Наши данные не подтверждают предположения о прогрессирующем потеплении глубинных вод Иссык-Куля, высказанного в некоторых предыдущих публикациях. Однако они указывают на положительный тренд солености в глубоких местах озера за последние 3 десятилетия.

Обнаружена ранее неизвестная особенность халинной структуры – слабый, но постоянно присутствующий максимум солености ниже термоклина на глубине 70–120 м, от которого соленость слегка уменьшается вниз. Данные заякоренных термокос указывают на важный вклад особенностей донного рельефа, а именно древних речных каньонов на шельфе, в каскадинге более пресных и холодных прибрежных вод в глубокую часть озера в период дифференциального охлаждения. Мы предполагаем, что именно этот механизм играет важную роль в перемешивании озера и ответственен за формирование отмеченных выше особенностей его термохалинной структуры.

## К.Н. ФЕДОРОВ И ЕГО НАУЧНЫЕ ДОСТИЖЕНИЯ

**Зацепин А.Г., Гинзбург А.И., Костяной А.Г.**

*Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, тел/ факс: +7 499 1246392, +7 499 1245983,  
e-mail: zatsepin@ocean.ru*

The report is dedicated to the memory of Konstantin Nikolayevich Fedorov – an outstanding scientist whose contribution to physical oceanography has significantly expanded the understanding of mixing processes in the ocean at various space-time scales.

Константин Николаевич Федоров – выдающийся ученый, чей вклад в физическую океанологию значительно расширил представления о процессах перемешивания в океане на различных пространственно-временных масштабах. На протяжении нескольких десятилетий он был одной из ключевых фигур в международной морской науке, объединяя межправительственные и неправительственные организации и способствуя научным контактам между океанологами разных стран.

Он родился 17 декабря 1927 г. в Ленинграде (Санкт-Петербурге). После эвакуации в годы войны (1941–1945) и реэвакуации в Ленинград (в июне 1945 г.) окончил Ленинградское арктическое училище (1947) и Высшее Арктическое морское училище им. адмирала С.О. Макарова (1952). В 1953 г. поступил в аспирантуру Института океанологии им. П.П. Шириова АН СССР (ИО АН) и под руководством выдающегося океанолога В.Б. Штокмана защитил кандидатскую диссертацию (1955), посвященную проблемам практического приложения современной теории морских течений. В 1956–1959 гг. участвовал в ряде морских экспедиций Института, в т. ч. в 25-м рейсе на НИС «Витязь» в Тихом океане по программе Международного геофизического года (1957). В 1958–1959 гг. как выдающийся молодой ученый по стипендии ЮНЕСКО К.Н. Федоров проходил стажировку в Ливерпульском университете и Лондонском королевском колледже, в 1963–1969 гг. работал в Париже в Службе Океанографии ЮНЕСКО.

В 1969 г. он возвращается в ИО АН и активно развивает новое направление физической океанологии – «Тонкая структура вод океана», начатое им вместе с выдающимся американским океанологом Г. Стоммелом в рейсе Вудсхолского океанографического института на НИС

«Атлантис-II» в тропическую зону Индийского океана (1965) [1]. Результатом анализа данных измерений отечественными STD-зондом АИСТ и акустическим зондом скорости течений «Кроссбим» в рейсах на НИС «Академик Курчатов» (1970) и «Дмитрий Менделеев» (1972) явилась докторская диссертация Константина Николаевича (1973), первая в мире монография по данному вопросу «Тонкая термохалинная структура вод океана» (1976) [2] и зарегистрированное открытие № 240 «Явление тонкослойного движения вод открытого океана» (1980, в соавторстве с В.П. Шевцовым и А.С. Мониным).



Рис. 1. Президент СКОР'а. На ассамблее Межправительственной океанографической комиссии (МОК), ЮНЕСКО, Париж, 1979.

В 1974 г. К.Н. Федоров возглавил созданную им Лабораторию экспериментальной физики океана, а в 1979 г. организовал Отдел экспериментальной и космической океанологии. Разнообразные направления, которые он вел одновременно (океанские фронты и их влияние на вихреобразование и перемешивание вод, физические процессы в приповерхностном слое океана, струи и вихри в зонах прибрежного апвеллинга, динамика вихревых диполей и внутритермоклинных вихрей и др.) [3, 4], его комплексный подход к изучению океана (от лабораторного моделирования до интерпретации спутниковых изображений) и широкая эрудиция позволяли ему представлять океан во всем многообразии протекающих в нем

процессов. Исследованию океана из космоса К.Н. Федоров придавал исключительное значение и активно развивал в Институте этот новый в то время раздел океанологии.



Рис. 2. Лабораторный эксперимент по моделированию интрузий в стратифицированной жидкости (с А.Г. Зацепиным), 1983.

Научную работу Константин Николаевич всегда успешно сочетал с научно-организационной и международной деятельностью. С 1976 по 1980 гг. он был президентом Научного комитета по океаническим исследованиям (СКОР'а), в 1980–1988 гг. принимал участие в его работе как бывший президент. В 1987 г. он был избран членом-корреспондентом АН СССР и стал заместителем директора ИО АН по Физическому направлению. Возросли его возможности влиять на развитие физической океанологии в нашей стране, укреплять и расширять международное сотрудничество. Однако внезапная смерть в сентябре 1988 г. не дала их вполне реализовать, как и многие его творческие начинания и планы... Но идеи Константина Николаевича питают работы его учеников и коллег, и это дает пример «связи времен» в отечественной науке об Океане и сохраняет память об этом замечательном ученом.

Работа выполнена по теме Госбюджета № 0149-2018-0003 «Механизмы формирования циркуляционных структур Мирового океана: ключевые процессы в пограничных слоях и их роль в динамике океана на основе экспедиционных исследований, дистанционного зондирования, численного и лабораторного моделирования».

## ЛИТЕРАТУРА

1. Stommel H., Fedorov K.N. Small-scale structure in temperature and salinity near Timor and Mindanao // *Tellus*. 1967. No. 2. P. 306–325.
2. Федоров К.Н. Тонкая термохалинная структура вод океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 184 с. (переведена на английский, издана в 1978, Pergamon Press).
3. Федоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 296 с. (переведена на английский, издана в 1986, Springer-Verlag).
4. Федоров К.Н., Гинзбург А.И. Приповерхностный слой океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 303 с. (переведена на английский и издана в 1992, VSP, The Netherlands).

## ЧЕРНОМОРСКИЙ ПОЛИГОН ИО РАН И ПЕРСПЕКТИВА ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ПРИБРЕЖНОЙ ОПЕРАТИВНОЙ ОКЕАНОГРАФИИ

Зацепин А.Г.<sup>1</sup>, Баранов В.И.<sup>1</sup>, Горбачкий В.В.<sup>2</sup>, Дудко Д.И.<sup>2</sup>,  
Ивонин Д.В.<sup>1</sup>, Коваленко В.В.<sup>1</sup>, Кочетов О.Ю.<sup>1</sup>, Куклев С.Б.<sup>1</sup>,  
Мысленков С.А.<sup>1,3</sup>, Островский А.Г.<sup>1</sup>, Очередник В.В.<sup>1</sup>,  
Подымов О.И.<sup>1</sup>, Сильвестрова К.П.<sup>1</sup>, Соловьев Д.М.<sup>1,5</sup>,  
Телегин В.А.<sup>4</sup>, Шпилев Н.Н.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва, Нахимовский  
проспект, д.36, тел/ факс: +7 499 1246392,  
+7 499 1245983, e-mail: [zatsepin@ocean.ru](mailto:zatsepin@ocean.ru),

<sup>2</sup>Крыловский государственный научный центр, Санкт Петербург, 196158,  
Россия, e-mail: [v.gorbatskyi@gmail.com](mailto:v.gorbatskyi@gmail.com),

<sup>3</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,  
географический факультет, Москва, 119991, Россия, e-mail: [stasocean@gmail.com](mailto:stasocean@gmail.com),

<sup>4</sup>Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им.  
Н.В. Пушкова РАН, Москва, 142190, Россия, e-mail: [tehvika@gmail.com](mailto:tehvika@gmail.com),

<sup>5</sup>Морской гидрофизический Институт РАН, 299011, Севастополь, ул. Капитан-  
ская, Россия, Тел./факс: +7 8692 54 5241, e-mail: [solmit@gmail.com](mailto:solmit@gmail.com)

The modern results and plans for the development of the SIO RAS permanent research and monitoring site at shelf-continental slope zone of the Black Sea, designed for investigation and automatic monitoring of the aquatic environment and operational oceanography are presented.

В прибрежной зоне Черного моря в районе г. Геленджик на базе Южного отделения Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в 2011–2013 гг. был развернут постоянно действующий полигон (Полигон «Геленджик», <http://polygon.ocean.ru/index.php>), первоначально предназначенный для исследования и мониторинга состояния водной среды и биоты (рис. 1), [3]. Основу полигона составляют автономные заякоренные и донные станции, измеряющие профили гидрофизических параметров с высоким пространственно-временным разрешением. Выполняются также регулярные судовые разрезы с комплексными исследованиями состояния морской экосистемы [1], а также эпизодические съемки поля скорости течения буксируемым за судном акустическим доплеровским измерителем течений ADCP и запуски дрейфтеров [5].

В настоящее время важной задачей становится использование Полигона «Геленджик» для разработки и опробования технологии

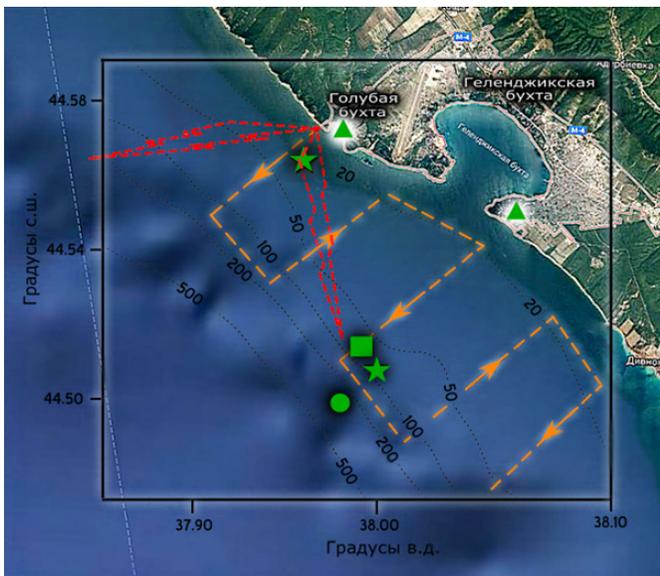


Рис. 1. Зеленый треугольник – береговые метеостанции; зеленые звездочки – станции в составе донного ADCP и заякоренной термоксы; зеленый круг – зонд-профилограф «Аквалог» на заякоренной буйковой станции; зеленый квадрат – навигационный буй с автоматической метеостанцией и онлайн передачей данных; красные молнии – доплеровский КВ радар для измерения поверхностных течений на акватории полигона; пунктирная линия со стрелками – галсы судна при проведении измерений скорости течения буксируемым за судном ADCP.

оперативной океанографии (ОО) прибрежных зон морей России, на основе применения высокоразрешающих гидродинамических моделей с усвоением данных береговой радиолокации и автономных гидрофизических станций с передачей данных в реальном времени. Решение этой задачи необходимо для океанологического обеспечения морской деятельности в прибрежных районах морей России.

Развитая в передовых странах мира технология ОО базируется на получении в реальном времени данных атмосферного воздействия, спутниковых измерений уровня моря (спутниковой альтиметрии) и температуры морской поверхности (спутниковой ТПМ) и их усвоении в численных гидродинамических моделях. С помощью моделей даются диагноз и прогноз полей температуры, солёности и скорости течений на срок до десяти дней [3]. Верификация результатов численных расчетов

производится на основе сопоставления с разнообразными данными контактных наблюдений, в том числе, ныряющих поплавков типа АРГО.

В прибрежных зонах морей, шириной до 200 км, в качестве альтернативы усвоению спутниковых данных уровня моря может послужить ассимиляция в численные модели данных поверхностной скорости течения, получаемых доплеровскими радиолокаторами КВ диапазона. Данный подход уже используется в ряде стран для реализации методов оперативной океанографии в прибрежных зонах морей и океанов [4]. При наличии гидродинамических моделей высокого разрешения он позволяет производить текущую оценку и прогноз скорости течения и основных гидрофизических полей заданных акваторий с пространственным разрешением, характерным для субмезомасштабных неоднородностей, т.е. не хуже 0.2–0.5 км по горизонтали, 2–7 м по вертикали.

Еще одной задачей ОО является прогноз ветрового волнения. На Полигоне производится мониторинг параметров ветрового волнения при помощи донных станций ADCP и датчиков гидростатического давления. В дальнейшем эти данные используются для оценки качества и калибровки модели прогноза волнения для Черного моря, работающей в оперативном режиме [6, 7].

На Полигоне для измерения скорости поверхностного течения уже введено в практику использование доплеровских радиолокаторов КВ диапазона [2]. В ближайшие один два года на территории ЮО ИОРАН, а также еще и в другом пункте черноморского побережья, удаленном от Геленджика на 15–30 км, планируется разместить по одному комплекту доплеровского КВ-радиолокатора WERA (Германия) ,с помощью которых будет осуществляться непрерывное измерение поля скорости поверхностного течения на прибрежной акватории 40×40 км<sup>2</sup> с пространственным разрешением 1–2 км. После ввода в строй этой измерительной системы, для реализации технологии региональной прибрежной ОО потребуются разработать программные комплексы ассимиляции радиолокационных данных по скорости течения в гидродинамической модели высокого разрешения и верифицировать результаты расчета путем сопоставления с данными контактных измерений.

Работа выполнена при поддержке проекта ПП РАН №50 (№ 0149-2018-0022), а также грантов РФФИ № 17-05-00381, 17-05-00799, 17-05-41089, 16-45-230781.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Арашкевич Е.Г., Луппова Н.Е., Никишина А.Б., и др. Судовой экологический мониторинг в шельфовой зоне Черного моря: оценка современного состояния пелагической экосистемы (2005–2014 гг.) // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 6. С. 964–970.
2. Горбацкий В.В., Сабинин К.Д., Телегин В.А., Зацепин А.Г., Куклев С.Б. Применение доплеровского КВ-радиолокатора для исследования пространственной структуры течений в Черном море // *Морской гидрофизический журнал*. 2017. № 3 (195). С. 63–73.
3. Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря // *ФАО*. 2014. № 1. С. 16–29.
4. Марчук Г.И., Патон Б.Е., Коротаяев Г.К., Залесный В.Б. Информационно-вычислительные технологии – новый этап развития оперативной океанографии // *ФАО*. 2013. Т. 49. № 6. С. 629–642.
5. Мысленков С.А., Зацепин А.Г., Сильвестрова К.П., Баранов В.И. Использование дрейфующих буев и буксируемого профилографа для исследования течений на шельфе Черного моря // *Вестник московского университета. Серия 5. География*. 2014. № 6. С. 73–80.
6. Мысленков С.А., Столярова Е.В., Архипкин В.С Система прогноза ветрового волнения в Черном море с детализацией в шельфовых зонах // *Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов*. 2017. № 44. С. 126–135.
7. Зацепин А.Г., Горбацкий В. В., Мысленков С.А. и др. Сравнение характеристик течений, измеренных КВ и СВЧ радиолокаторами на гидрофизическом полигоне ИО РАН в Черном море, с данными ADCP и дрейфтеров // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2017. Т. 14. № 7. С. 250–266.
8. Gopalarishan G., Blumberg A.F. Assimilation of radar – derived surface currents on tidal – timescales // *J. Operat. Oceanogr*. 2012. Vol. 5. No. 1. P. 75–87.

## КОМПЛЕКСНАЯ СИСТЕМА ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПАРАМЕТРОВ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ И МОРЯХ РОССИИ

Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С.

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр РФ, Большой  
Предтеченский переулок, 11-13, 123242, г. Москва, 8(499)795-22-27,  
e-mail: zelenko@mecom.ru*

The report presents basic information about the World Ocean and Russian seas wind waves forecasting system operating at the Hydrometeorological Centre of Russia. The accuracy of the forecasts is compared with those of similar national and foreign prognostic systems.

Современные подходы к прогнозированию ветровых волн основываются на численных гидродинамических моделях. Наибольшее распространение получили так называемые спектральные модели, основанные на численном решении сеточными методами уравнения баланса волновой энергии или волнового действия в спектральной форме.

В комплексной системе прогнозирования ветрового волнения в океане и российских морях, развиваемой в Гидрометцентре России с 2010 г., используется модель WaveWatch III v 3.14 [1], относящаяся к третьему поколению спектральных моделей. Расчет характеристик ветрового волнения осуществляется путем интегрирования уравнения для спектральной плотности волнового действия  $N(f, \theta; \lambda, \varphi, t)$ , являющейся функцией частоты  $f = \sigma / 2\pi$ , направления распространения  $\theta$ , географических координат  $(\alpha, \phi)$  и времени  $t$ .

Получаемая в результате расчетов спектральная плотность волнового действия  $N(f_l, \theta_k; \lambda, \varphi, t)$  для дискретных значений частоты  $f_l = \sigma_l / 2\pi$  (25 значений с шагом  $\Delta\theta = 15^\circ$ ) и направления  $\theta_k$  (24 значения от 0,042 Гц до 0,37 Гц) служит исходной для определения производных величин, представляющих практический интерес для потребителей морской информации. Таких как высота значительных волн (англ. significant wave height, SWH), средние по спектру периоды и длины волн, направления распространения ветровых волн и волн зыби, пиковые частоты волн и др.

Расчетная область той части прогностической системы, которая обеспечивает составление прогнозов для акватории Мирового океана, построена по данным цифрового массива ETOPO1. Расчет проводится на регулярной широтно-долготной сетке с шагами  $\Delta\lambda = 0,5^\circ$ ,  $\Delta\varphi = 0,5^\circ$  ( $\sim 50 \times 50$  км) для основной части области,  $\varphi = 87^\circ$  ю.ш.  $\div$   $78^\circ$  с. ш., и на сопряженной с основной сетке с шагами  $\Delta\lambda = 0,25^\circ$ ,  $\Delta\varphi = 0,1^\circ$  ( $\sim 10 \times 10$  км) для Арктического бассейна,  $\varphi = 66^\circ \div 83^\circ$  с.ш.

В качестве источника метеорологических данных, требуемых для интегрирования волновой модели, используется продукция двух глобальных прогностических моделей, ПЛАВ и GFS. Полулагранжева модель ПЛАВ [2] с 2009 г. является основной моделью среднесрочного метеорологического прогноза в Гидрометцентре России. Горизонтальное разрешение метеорологических полей составляет  $\sim 0,9^\circ \times 0,7^\circ$ ; дискретность по времени 3 часа. Выходная продукция прогностической системы Global Forecasting System (GFS), функционирующей в метеорологическом центре NCEP/NOAA (США) [3], поступает в оперативном режиме в Гидрометцентр России по специализированным каналам. Горизонтальное разрешение этих данных составляло  $\sim 0,2^\circ \times 0,2^\circ$  ( $\sim 27$  км) до 14.01.2015 и  $\sim 0,1^\circ \times 0,1^\circ$  ( $\sim 13$  км) с 15.01.2015; дискретность по времени 3 часа. Дублирование источников метеорологического прогноза предусмотрено для повышения надежности функционирования системы прогнозирования волнения. При поступлении оперативных данных из нескольких метеорологических систем приоритет отдается продукции с более высокими характеристиками оправдываемости прогнозов полей ветра по данным регулярного мониторинга их качества.

Ледовый покров (сплоченность морского льда) предполагается неизменным на интервале времени прогноза и задается по оперативным данным NCEP/NOAA.

Прогноз ветрового волнения составляется ежесуточно на 120 часов (5 суток) вперед от начального срока 00 час всемирного скоординированного времени. В качестве начальных условий для интегрирования волновой модели в каждом прогностическом сеансе использовались данные предшествующего прогноза спектров  $N(f, \theta; \lambda, \varphi, t)$  на 24 часа.

Оценки точности прогнозов высот значительных волн SWH в Мировом океане, полученные за период с 1.10.2014 по 30.09.2015 с использованием данных спутниковых альтиметрических зондирований и контактных измерений волновых буев в их сопоставлении с аналогичными оценками для других отечественных и зарубежных систем, свидетельствуют о том, что показатели качества системы Гидрометцентра России в целом превосходят таковые для действующих в оперативном режиме

отечественных систем (ААНИИ, ДВНИГМИ) и согласуются с оценками для зарубежных систем (таблица 1, рис. 1).

Таблица 1. Показатели качества прогнозов высоты волн SWH в Мировом океане, составленных с использованием метеорологических данных GFS и оцениваемых относительно альтиметрических и буйковых данных за период 1.10.2014-30.09.2015

Збл (сутки)	Наблюдательная система	Число сравнений (млн)	СО (м)	СКО (м)	Корр
1	Спутниковая альтиметрия	48,580	0,23	0,53	0,94
	Волновые буи	1,007	0,13	0,47	0,90
2	Спутниковая альтиметрия	48,484	0,23	0,56	0,94
	Волновые буи	1,003	0,14	0,49	0,89
3	Спутниковая альтиметрия	48,309	0,23	0,61	0,92
	Волновые буи	1,001	0,14	0,52	0,88
4	Спутниковая альтиметрия	48,173	0,22	0,68	0,90
	Волновые буи	0,997	0,14	0,56	0,85
5	Спутниковая альтиметрия	48,033	0,21	0,78	0,86
	Волновые буи	0,993	0,14	0,61	0,82

Примечания: Збл – заблаговременность прогноза, СО – средняя ошибка (смещение), СКО – среднеквадратичная ошибка, Корр – коэффициент корреляции фактических и прогностических значений.

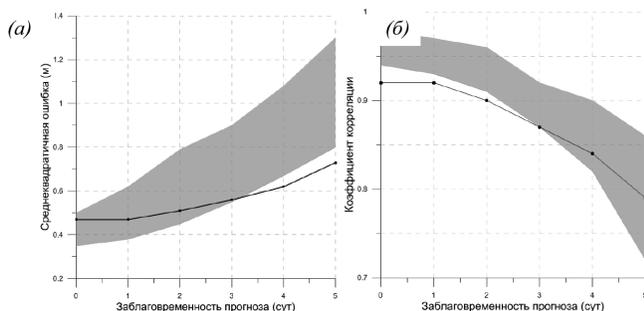


Рис. 1. Среднеквадратичная ошибка в метрах (а) и коэффициент корреляции фактических и прогностических значений высоты значительных волн (б) в зависимости от заблаговременности прогнозов для системы Гидрометцентра России (линии) и диапазон изменчивости указанных характеристик для прогнозов десяти зарубежных центров [5] (заливка). По данным волновых буйев за январь–март 2015 г.

Аналогичные по составу подсистемы прогнозирования характеристик ветрового волнения с более высоким пространственным разрешением действуют и для отдельных морских бассейнов (Черного, Азовского, Каспийского, Балтийского, Баренцева, Белого морей) [4]. Необходимые для таких детализированных прогнозов условия на жидких границах Баренцева моря задаются по данным расчетов для Мирового океана.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Tolman H.L. User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 3.14. NOAA / NWS / NCEP / MMAB Technical Note 276. 2009. 194 pp. + Appendices [Available at <http://polar.ncep.noaa.gov/waves/wavewatch/>].
2. Толстых М.А. Полулагранжева модель атмосферы с высоким разрешением для численного прогноза погоды // Метеорология и гидрология. 2001. No. 4. С. 5–16.
3. Product Description Document: NCEP Model Analyses & Guidance. July 2013. [http://products.weather.gov/PDD/NCEP\\_PDD\\_MAG.pdf](http://products.weather.gov/PDD/NCEP_PDD_MAG.pdf)
4. Зеленько А.А., Струков Б.С., Реснянский Ю.Д., Мартынов С.Л. Система прогнозирования ветрового волнения в Мировом океане и морях России // Труды ГОИН. Исследования океанов и морей. 2014. Вып. 215. С. 90–101.
5. Intercomparison of operational wave forecasting systems against buoys: January 2015 to March 2015 JCOMM. May 2015 // <http://www.jcomm.info>.

## **СУБМЕЗОМАСШТАБНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ В ПРИЛИВНЫХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ (БЕЛОМ, БАРЕНЦЕВОМ И КАРСКОМ)**

**Зимин А.В., Романенков Д.А., Агатджанова О.А.,  
Свергун Е.И., Коник А.А.**

*Институт океанологии им. П.П. Ширинова РАН,  
Нахимовский пр., 36, 117997, г. Москва,  
+7 812 328-5759, e-mail: [zimin2@mail.ru](mailto:zimin2@mail.ru)*

A comprehensive study of short-period variability of hydrological fields and sub-mesoscale processes in the tidal Arctic (White, Barents and Kara) seas was carried out on the extensive material of high-resolution contact and remote observations for 2006–2016.

Наблюдения последних лет позволили обнаружить значительную изменчивость температуры, солености и течений на масштабах от сотен метров до единиц километров и от долей часа до суток. Она связывается с короткопериодными внутренними волнами, малыми вихревыми структурами, фронтальной динамикой. Неоднородности с описанным выше пространственно-временным масштабом связывают с процессами и явлениями субмезомасштаба и они являются переходным звеном (в энергетическом аспекте) от мезомасштабных процессов к мелкомасштабным. В силу несовершенства теоретического описания и трудностей экспериментальных наблюдений субмезомасштабных структур, обусловленная ими изменчивость гидрофизических полей оказались недостаточно изученными в прошлые десятилетия. Особенно это относится к морям российской Арктики, где в последние годы отмечаются заметные изменения климатических характеристик вод. Это препятствует эффективному решению прикладных задач при развитии Арктической зоны Российской Федерации [1].

Цель работы: на основе систематических высокоразрешающих контактных и дистанционных наблюдений установить пространственно-временные закономерности субмезомасштабной изменчивости процессов и явлений в приливных арктических (Белом, Баренцевом и Карском) морях на фоне процессов большего масштаба.

Методологическую основу работы составлял подход, базирующийся на получении и комплексной обработке результатов разнородных вы-

сокоразрешающих по времени и пространству контактных и дистанционных наблюдений, путем их сопоставления, картографирования, статистического анализа, а также теоретического анализа факторов и процессов, формирующих изменчивость гидрофизических полей на субмезомасштабном интервале изменчивости в приливном море.

Исходными данными для исследования являлись: данные учащенных по времени и пространству наблюдений на океанографических полигонах и разрезах, выполненные в летние сезоны 2006–2014 гг.; радиолокационные изображения: Envisat ASAR, Radarsat-1, Radarsat-2 за 2007, 2009–2012 гг.; данные по температуре поверхности моря MODIS Aqua и Terra за 2010 г., суточные данные температуры продукта GHRSSST OSTIA Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis за 2007 и 2011 гг. Дополнительно привлекались открытые архивы данных моделирования баротропного прилива и метеорологические карты приземного анализа.

Выявлено [2], что максимальный вклад в короткопериодную изменчивость гидрофизических полей в Белом море наблюдается в интервале от 8 мин до 2 часов в области приповерхностного пикноклина вблизи фронтальных зон. Показано, что эта изменчивость связана преимущественно с прохождением пакетов короткопериодных (нелинейных) внутренних волн и малых вихревых структур.

Короткопериодные внутренние волны в Белом море регулярно встречаются в южной части пролива Горла, в Двинском заливе и вокруг Соловецких островов [3]. В Баренцевом море районы регулярной генерации внутренних волн находятся к западу от арх. Земля Франца-Иосифа, к северо-востоку от арх. Шпицберген, на выходе из пролива Карские Ворота и в южной части моря вблизи Воронки Белого моря. В Карском море основные районы наблюдения волн находятся в проливе Карские Ворота, над юго-восточной частью Новоземельской впадины и к северо-востоку от м. Желания. По данным контактных измерений, выполненных в выделенных по спутниковым данным районах Белого и Баренцева моря, установлено [4], что за сутки в каждом из них отмечается от 50 до 150 волн. Их средняя высота меняется от 2 до 6 м. Наиболее часто регистрируются волны с периодами от 8 до 24 минут. Их средняя высота меняется от 2 до 6 м. Максимальная высота зарегистрированных волн достигла 17.9 м (Белое море). Регулярность наблюдений короткопериодных внутренних волн в контактных данных в определенную фазу прилива подтверждает вывод о преимущественно приливном характере их образования. Оценки вероятности появления экстремальных внутренних волн один раз месяц, показали, что максимальные из них ожидаются в Белом море, в районе Западной Соловецкой салмы и в южной части

Баренцева моря. Скорости придонных течений, индицируемых интенсивными внутренними волнами в относительно мелководных районах шельфа, могут составлять от 7 до 17 см/с. Они способны размывать илистые и песчаные грунты и оказать влияние на устойчивость подводных гидротехнических сооружений.

Субмезомасштабные вихри регистрировались на большей части акватории морей [5]. Районами наибольшей встречаемости вихрей в Белом море были Двинский залив, область севернее Соловецких островов и вдоль Терского берега. В Баренцевом море – южная часть моря, районы к западу от архипелага Земля Франца-Иосифа, возле восточного берега острова Западный Шпицберген, между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа, и в Карском море – между северной частью архипелага Новая Земля и полуостровом Ямал, в районе о-вов Уединения и Свердруп. Максимальная частота встречаемости наблюдается среди вихревых структур с размерами близкими к оценкам первого бароклинного радиуса деформации (внутреннего радиуса Россби). Вихри с диаметрами менее 6 км, встречались чаще всего в Карском море – в 95 % случаев. В Белом море они регистрировались примерно в 80% случаев, в Баренцевом – около 85 %. Также есть случаи, когда вихри имели диаметры до 25 км (в частности, в Баренцевом море). Средний диаметр вихрей варьировал от 2.4 км в Карском море до 4.7 км в Белом море.

Показана роль фронтов [6] в динамике короткопериодных внутренних волн и субмезомасштабных вихрей: значительное число вихрей и внутренних волн детектируются во фронтальных зонах или вблизи них. Вихревые структуры регистрируются преимущественно внутри стоковых и прикромочных фронтальных зон; усиление вихревой активности происходит в периоды интенсивной трансформации стоковых фронтов.

Рассматриваются механизмы формирования вихревых структур, среди которых динамика и неустойчивость фронтов различного происхождения, а также топографические эффекты являются наиболее важными. Пик наибольшей вихревой активности наблюдался в июле для Баренцева и Белого морей и в августе – для Карского моря. В Карском и Белом морях значительное количество вихрей располагается вблизи фронтальных зон речных плюмов, причем в Карском море речной сток по климатическим нормам приходится на август, а в Белом море – на июль. Тот факт, что максимальная встречаемость вихрей во всех морях имела место вблизи фронтальных зон и соответствовала месяцам наибольшей активности гидрологических фронтов, должен мотивировать дальнейшие исследования закономерностей изменчивости фронтов и ее связи с субмезомасштабной вихревой динамикой в Арктике.

Максимальное число короткопериодных внутренних волн фиксируется в периоды, когда фронты на поверхности уже четко сформированы. Показано [2], что максимальные коэффициенты горизонтального обмена наблюдаются в районах повышенной встречаемости субмезомасштабных вихрей или короткопериодных внутренних волн. Под влиянием интенсивных короткопериодных внутренних волн вертикальный и горизонтальный обмен под пикноклином усиливается в два раза.

Оценки характеристик внутренних волн выполнены в рамках гранта РФФИ № 18-05-00965-а. Остальные работы в рамках государственного задания по теме № 0149-2018-0014.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратов Н.А. Территориальные особенности размещения и добычи минеральных ресурсов в российском секторе Арктики // Географический вестник // Geographical bulletin. 2016. No. 3(38). С. 35–48.
2. Зимин А.В. Закономерности субмезомасштабных процессов и явлений в Белом море // Ученые записки РГГМУ. 2016. № 44. С. 104–120.
3. Zimin A.V., Kozlov I.E., Atadzhanova O.A., Chapron B. Complex monitoring of short-period internal waves in the White Sea // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2016. Vol. 52. No. 9. P. 951–960.
4. Свергун Е.И., Зимин А.В. Оценка повторяемости интенсивных внутренних волн в Белом и Баренцевом морях по данным экспедиционных исследований // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2017. Т. 10. № 2. С. 13–19.
5. Атаджанова О.А., Зимин А.В., Романенков Д.А., Козлов И.Е. Наблюдение малых вихрей в Белом, Баренцевом и Карском морях по данным спутниковых радиолокационных измерений // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 2. С. 80–90.
6. Романенков Д.А., Зимин А.В., Родионов А.А., Атаджанова О.А., Козлов И.Е. Изменчивость фронтальных разделов и особенности мезомасштабной динамики вод Белого моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2016. Т. 9. № 1. С. 59–72.

## ЛЕДОВЫЕ КОЛЬЦА БАЙКАЛА: НАБЛЮДЕНИЯ, ГИПОТЕЗЫ, ТЕОРИЯ

**Зырянов В.Н.<sup>1</sup>, Кураев А.В.<sup>2,3</sup>, Костяной А.Г.<sup>4</sup>**

*<sup>1</sup>Институт водных проблем РАН*

*<sup>2</sup>LEGOS, Université de Toulouse, CNES, CNRS, IRD, UPS Toulouse, France*

*<sup>3</sup>Томский государственный университет*

*<sup>4</sup>Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва,*

*Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: e-mai: v.n.zyryanov@yandex.ru,*

*kouraev@legos.obs-mip.fr, kostianoy@gmail.com*

The phenomenon of ice rings in Baikal is discussed. It was shown that melting of the ice cover from the bottom side in the form of a ring is due to the formation of the Stuartson's layer on the lateral surface of the geostrophic eddy and, as a result, generation of the divergent ring vortex in the Ekman layer under the ice.

В 2009 г. по спутниковым снимкам впервые были обнаружены на льду Байкала гигантские кольца в ледовом покрове [1]. И в последующие годы такие кольца регулярно фиксировались на спутниковых снимках на льду Байкала. Внимательное изучение космических снимков за предыдущие годы показало, что кольца на снимках появлялись даже раньше, начиная с 1970-х гг. [2]. Причем аналогичные кольца были зафиксированы также в разные годы (начиная с 1975) на озере Хубсугул в Монголии [2]. Кольца имеют практически круглую форму в диаметре 5–7 км с шириной самого кольца более темного и более тонкого льда порядка 1 км. Конечно, образования таких гигантских размеров можно было увидеть только со спутников. По кольцу лед тонкий, может составлять 20–30 см и менее, и представляет опасность для людей и машин, а внутри кольца и вне его лед толстый до метра толщины и белый (рис. 1).

Подледные гидрологические измерения течений и термической структуры вод в районе колец показали [2], что в геострофической области озера под кольцом сидит антициклонический вихрь, который и доставляет более теплую глубинную воду к нижней поверхности льда, что и приводит к вытаиванию льда снизу (рис. 1). Но вопрос, почему же лед вытаивается снизу по кольцу, остается открытым. В данной работе предлагается теория этого феномена.

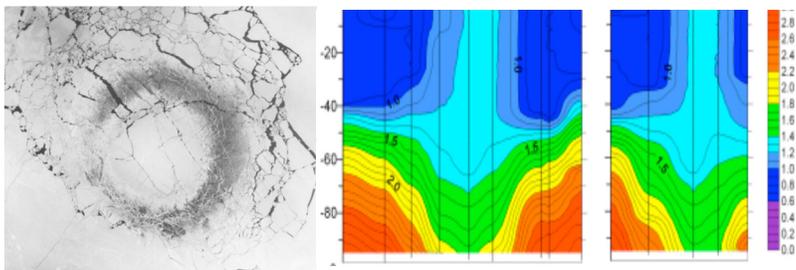


Рис. 1. Кольцо во льду Байкала ( Слюдянка, 25.04. 2009) [ 2], (слева); вертикальное распределение температуры в водной толще под кольцом (Байкал, м. Нижнее Изголовье, 2012, апрель) [ 2], (справа).

### Постановка задачи

Таяние льда по кольцу происходит в слое Экмана, примыкающего к нижней поверхности льда. Рассмотрим антициклонический геострофический вихрь и слой Экмана над ним у льда (рис. 2). Тогда в цилиндрических координатах (рис. 2) для радиальной скорости течения  $v_r(r, z)$  и азимутальной  $v_\phi(r, z)$  в слое Экмана будем иметь выражения:

$$\begin{aligned}
 v_r(r, z) &= v_\phi^{(g)}(r) \exp(-\alpha z) \sin(\alpha z) \\
 v_\phi(r, z) &= -v_\phi^{(g)}(r) [1 - \exp(-\alpha z) \cos(\alpha z)]
 \end{aligned}
 \tag{1}$$

где  $v_\phi^{(g)}(r)$  – азимутальная скорость в геострофическом вихре,  $\alpha = \sqrt{f/2E_v}$ ,  $f$  – безразмерный параметр Кориолиса,  $E_v = f_0 / A_z H_0^2$  – вертикальное число Экмана,  $A_z$  – коэффициент вертикального турбулентного обмена импульсом. В компоненты скорости движения в слое Экмана (1) радиальная скорость в геострофическом вихре не входит, так как она равна нулю.

Будем рассматривать однородную по плотности жидкость. Зададим структуру антициклонического геострофического вихря в виде топографического вихря [3, 4]. На самом деле, как показали наблюдения над местами появления колец на Байкале, кольца, как правило, появляются в углах каньонов, и пока гидродинамика их образования не совсем ясна. Оставляя пока на данный момент в стороне причины образования геострофических вихрей, сосредоточимся на динамике течений в слое

Экмана. Будем считать, что кинематика геострофических вихрей в Байкале аналогична кинематике топографических вихрей. Заметим, что те и другие одного типа – антициклонические.

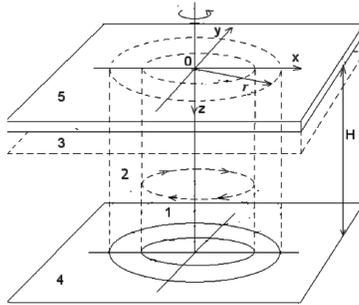


Рис. 2. К постановке задачи: 1 – геострофический антициклонический вихрь, 2 – круговой цилиндрический слой Стьюартсона, 3 – подледный слой Экмана, 4 – дно, 5 – лед.

Для азимутальной скорости  $v_\phi^{(g)}(r)$  в геострофическом вихре радиуса  $R = 1$  будем иметь выражение [3, 4]:

$$v_\phi^{(g)}(r) = -\tilde{\sigma} \begin{cases} K_1(\sigma)I_1(\sigma r), & r \leq 1; \\ I_1(\sigma)K_1(\sigma r), & r > 1. \end{cases} \quad (2)$$

где  $\tilde{\sigma}$  – интенсивность вихря,  $\sigma = \sqrt{b/U_0}$ ,  $b = \beta L^2/U_0$  – планетарный параметр,  $\beta$  – бета-эффект,  $L$  – размерный радиус вихря,  $U_0$  – характерная скорость течения,  $K_1, I_1$  – Бесселевы функции мнимого аргумента 1-го порядка.

Для вертикальной скорости  $w(r, z)$  имеем выражение из уравнения неразрывности в цилиндрических координатах:

$$\frac{\partial w(r, z)}{\partial z} = -\frac{\partial v_r}{\partial r} - \frac{\partial v_\phi}{r \partial \phi} - \frac{v_r}{r}. \quad (3)$$

Принимая во внимание, что в силу радиальной симметрии  $\partial v_\phi / r \partial \phi = 0$ , будем иметь из (3)

$$\frac{\partial w(r, z)}{\partial z} = -\frac{\partial v_r}{\partial r} - \frac{v_r}{r} \quad (4)$$

Подставляя  $v_r(r, z)$  из (1) в (4) и интегрируя по  $z$  от нижней границы льда  $z = 0$  до горизонта  $z$ , получим

$$w(r, z) = -\sqrt{\frac{E_v}{2f}} \left( \frac{dv_\phi^{(g)}}{dr} + \frac{v_\phi^{(g)}}{r} \right) \left[ 1 - \sqrt{2} \exp(-\alpha z) \sin\left(\alpha z + \frac{\pi}{4}\right) \right] \quad (5)$$

Из (2) следует, что

$$\frac{dv_\phi^{(g)}}{dr} + \frac{v_\phi^{(g)}}{r} = -\tilde{\sigma} \begin{cases} K_1(\sigma) \left[ \sigma \frac{I_0(\sigma r) + I_2(\sigma r)}{2} + \frac{I_1(\sigma r)}{r} \right], & r \leq 1; \\ I_1(\sigma) \left[ -\sigma \frac{K_0(\sigma r) + K_2(\sigma r)}{2} + \frac{K_1(\sigma r)}{r} \right], & r > 1 \end{cases} \quad (6)$$

где  $K_0, I_0$  – Бесселевы функции мнимого аргумента нулевого порядка,  $K_2, I_2$  – Бесселевы функции мнимого аргумента 2-го порядка.

Зная теперь  $v_r(r, z)$ ,  $v_\phi(r, z)$  и  $w(r, z)$ , можно вычислить трехмерную структуру течения в подледном пограничном слое Экмана, генерируемую геострофическим вихрем.

Как показали расчеты, по внутренней стороне слоя Стьюартсона идет подъем теплых глубинных вод в слой Экмана. Наиболее интенсивные горизонтальные и вертикальные движения воды происходят в экмановском слое в зоне пересечения этих слоев.

Основной вывод – вытаивание льда снизу в виде кольца обусловлено формированием слоя Стьюартсона на боковой поверхности геострофического вихря и генерации им кольцевого дивергентного вихря в слое Экмана подо льдом.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (Грант 16-05-00209, ИВП РАН, Зырянов В.Н.); грантов (Кураев А.В.) – ERA.NET RUS Plus S&T #226 “ERALECC”, CNES TOSCA «LakeIce», CNRS PICS «BaLaLaICA», Toulouse Arctic Initiative, RFBR 13-05-91051, GDRI «Car-Wet-Sib», RFBR-RGO 17-05-41043-RGO-a, IDEX InHERA; темы Госбюджета № 149-2018-0003 (ИО РАН, Костяной А.Г.) «Механизмы формирования циркуляционных структур Мирового океана: ключевые процессы в пограничных слоях и их роль в динамике океана на основе экспедиционных исследований, дистанционного зондирования, численного и лабораторного моделирования».

## ЛИТЕРАТУРА

1. Granin N.G. The ringed Baikal // Science from First Hands. 2009. Vol. 3. P. 22–23 (in Russian).
2. Kouraev A.V., Zakharova E.A., Rémy F., Kostianoy A.G., Shimaraev M.N., Hall N.M.J., and Suknev A.Ya. Giant ice rings on Lakes Baikal and Hovsgol: inventory, associated water structure and potential formation mechanism // Limnology and Oceanography. 2016. Vol. 61. P. 1001–1014. DOI: 10.1002/lno.10268.
3. McCartney M.S. Inertial Taylor columns on a beta-plane // J. Fluid Mech. 1975. Vol. 68. No. 1. P. 71–96.
4. Zyryanov V.N. The Steady Ocean Current Theory. St-Petersburg: Gidrometeoizdat, 1985. 248 p. (in Russian).

## ЗОНАЛЬНАЯ НЕСИММЕТРИЧНОСТЬ ВЯЗКИХ ВОЛН НА БЕТА-ПЛОСКОСТИ

**Зырянов В.Н., Чебанова М.К.**

*Институт водных проблем РАН, 119333, Москва, ул. Губкина, д.3,  
тел: +7 499 135-5456 e-mail: v.n.zyryanov@yandex.ru; ejek@inbox.ru*

Effects of the viscosity, Earth rotation and sphericity (beta-effect) on the long waves dynamics are investigated based on the linear model. The basic equation for the complex amplitudes of gravitational long waves was obtained. As shown, for the waves of frequency near inertial viscosity always plays a significant role irrespective of ocean depths. The beta-effect and fluid viscosity can be reasons of the asymmetry of western and eastern bays in the tidal waves dynamics.

Детально длинные волны в океане постоянной глубины в приближении  $\beta$ -плоскости описаны в монографии [1]. Однако в мелководных областях морей и океанов трение начинает существенно влиять на динамику длинных волн и распространение таких волн, как приливные, в мелководных областях, эстуариях и бухтах плохо описываются в приближении невязкой жидкости. Критерием применимости приближения идеальной жидкости является волновой слой Стокса, при глубинах меньше которого трение становится существенным и пренебрегать им нельзя [2].

Впервые эффект вязкого затухания в динамике морских течений исследовался Экманом [3], позже Веландером [4], а также авторами [5; 6]. Мофьелд [7] исследовал влияние вертикальной вязкости на распространение баротропной волны Кельвина. В [8] автор обобщил экмановскую теорию на нестационарный случай и получил уравнения, описывающие предельные режимы распространения длинных волн во вращающейся однородной вязкой жидкости.

Вязкость играет существенную роль в динамике приливных волн в бухтах и эстуариях. Контрольным параметром для разделения режимов течения на вязкий и слабовязкий в эволюции длинных волн является толщина слоя Стокса, при глубинах меньших слоя Стокса трение становится существенным для волн данной частоты. Роль трения не сводится только к процессу вязкого затухания амплитуды волны, как это обычно представляется в литературе, а проявляется в изменении

дисперсионных соотношений. Важным следствием влияния вязкости в динамике длинных волн является возникновение редуцированной глубины в уравнении, которая всегда меньше реальной глубины водоема.

В работе получено основное уравнение для комплексных амплитуд колебаний уровня воды в водоеме на  $\beta$ -плоскости:

$$i\omega\bar{\xi} = \frac{\partial}{\partial x}(F_1\bar{\xi}_x) + \frac{\partial}{\partial y}(F_1\bar{\xi}_y) + \frac{\partial G_1}{\partial H}J(H, \bar{\xi}) - \frac{\partial G_1}{\partial f}\beta\bar{\xi}_x,$$

где

$$F_1 = \frac{giH\omega}{f^2 - \omega^2} + \frac{ig}{2\mu_1(f + \omega)} \operatorname{th} \mu_1 H - \frac{ig}{2\mu_2(f - \omega)} \operatorname{th} \mu_2 H,$$

$$G_1 = \frac{gHf}{f^2 - \omega^2} - \frac{g}{2\mu_1(f + \omega)} \operatorname{th} \mu_1 H - \frac{g}{2\mu_2(f - \omega)} \operatorname{th} \mu_2 H,$$

$$J(G_1, \xi) = \frac{\partial G_1}{\partial H}J(H, \xi) - \frac{\partial G_1}{\partial f}\beta\xi_x - \text{якобиан},$$

$$\mu_1 = \sqrt{\frac{i(\omega + f)}{A_z}} \quad \mu_2 = \sqrt{\frac{i(\omega - f)}{A_z}}$$

$H$  – глубина,  $g$  – ускорение свободного падения,  $A_z$  – коэффициент вертикального турбулентного обмена (константа),  $\omega$  – частота волны,  $i$  – мнимая единица,  $f = 2\Omega \sin \tilde{\phi}$  – параметр Кориолиса,  $\Omega$  – угловая скорость вращения Земли,  $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$  – бета-эффект.

Уравнение также описывает предельные режимы распространения длинных волн – гравитационные волны, волны Россби и вязкие волны при глубинах меньших слоя Стокса.

Во вращающейся жидкости возникает два слоя Стокса. Толщина одного из слоев Стокса стремится к бесконечности при приближении к инерционной частоте. Учитывая роль слоя Стокса как контрольного параметра для оценки влияния вязкости, можно сделать вывод, что для волн около инерционной частоты вязкость всегда должна играть существенную роль, независимо от глубины океана.

В [2] показано, что поправка к основному эволюционному уравнению за счет учета ускорения Кориолиса для волн в закритической области глубин является малой и ею можно пренебречь. При таком подходе

будем всегда иметь симметричность бухт, открытых на запад (западные бухты) и открытых на восток (восточные бухты). Однако в природе наблюдается явная несимметричность зональных бухт. Как показывает простой анализ бухт и заливов с большими приливами – залив Фанди, Мезенская губа Белого моря, Пенжинский залив Охотского моря и др., все эти заливы западные. Очевидно, что имеет место явная несимметричность в приливах в западных восточных заливах и эта несимметричность должна быть как-то связана с вращением Земли. В данной работе представлены результаты теоретических исследований влияния вращения и сферичности Земли (бета-эффект) на динамику длинных волн.

Сферичность Земли создает несимметричность в динамике зональных волн, которая проявляется через возникновение планетарного дрейфа. Скорость планетарного дрейфа зависит от широты, частоты волны и глубины океана. Для данной широты имеется диапазон около инерционных частот, в пределах которого планетарный дрейф направлен на запад. За пределами этого интервала планетарный дрейф имеет восточное направление. Максимальные значения планетарного дрейфа достигаются в широтах 45–55°с.ш. Интересно, что именно в этих широтах лежат бухты с экстремальными приливами, причем, эти бухты открыты на запад. Таким образом, планетарный дрейф для полусуточных приливов дополнительно нагоняет воду в западные бухты, создавая преимущество приливных колебаний в западных бухтах относительно восточных.

Другой причиной несимметричности западных и восточных направлений в приливной динамике является трение. Влияние трения проявляется в различии декрементов затухания для западных и восточных волн. Для волн с частотами, близкими к инерционной, декремент затухания для западных волн может быть в 5–6 раз больше, нежели для восточных.

Несимметричность западных и восточных волн проявляется и в поведении групповой скорости, с которой происходит перенос энергии и массы в зональных направлениях. В определенном диапазоне частот, близких к инерционной, групповая скорость волн, бегущих как на восток, так и на запад, имеет исключительно восточное направление. В средних широтах частота полусуточного периода попадает в такой диапазон.

Несимметричность западных и восточных направлений в динамике длинных волн проявляется также в несимметричности амплитуд длинных волн в западных (открытых на запад) и восточных (открытых

на восток) бухтах. Как следует из теории, амплитуда полусуточного прилива в западных бухтах оказывается больше, нежели в восточных, при прочих равных условиях.

Вязкость, вращение и сферичность Земли влияют на периоды сейш в частично закрытых водных объектах. Уравнение, описывающее динамику приливной волны в прямолинейном зональном канале, позволяет получить дисперсионное соотношение на спектр сейшевых колебаний с учетом вязкости и бета-эффекта. В пренебрежении вязкостью и вращением Земли это соотношение сводится к формуле Мериана. Расчеты периодов сейш для вязкой вращающейся жидкости дают меньшее значение периода соответствующей моды сейши, нежели расчет по формуле Мериана для идеальной не вращающейся жидкости. Более того, в результате вращения Земли периоды сейш начинают зависеть от широты. Вязкость, в свою очередь, вызывает увеличение периода из-за уменьшения длины гравитационной волны. Совместное действие этих факторов может вызывать эффект, схожий с диссипативно-конфузорной перемежаемостью в динамике приливных волн в мелководном эстуарии, как описано в [9].

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ле Блон П., Майсек Л. Волны в океане. Т. 1 / Пер. с англ. М.: Мир, 1981. 480 с.
2. Зырянов В.Н. Топографические вихри в динамике морских течений. М: Ин-т водн. пробл. РАН, 1995. 239 с.
3. Ekman V.W. On the influence of the Earth's rotation on ocean currents // *Aroh. math. astron. fhs.* 1905. Vol. 2. No. 11. P. 1–53.
4. Welander P. Wind action on a shallow sea: Some generalizations of Ekman's theory // *Tellus.* 1957. Vol. 9. No. 1. P. 45–52.
5. Jelesnianski C.P. Bottom stress time-history in linearized equations of motion for storm surges // *Month. Weather Rev.* 1970. Vol. 98. No. 6. P. 462–478.
6. Jordan T.P., Baker J.R. Vertical structure of time-dependent flow dominated by friction in a well-mixed fluid // *J. Phys. Oceanogr.* 1980. Vol. 10. No. 7. P. 1091–1103.
7. Mofjeld H.O. Effects of vertical viscosity on Kelvin waves // *J. Phys. Oceanogr.* 1980. Vol. 10. No. 7. P. 1039–1050.
8. Музылев С.В. Влияние вертикального турбулентного обмена на длинные волны во вращающейся жидкости // *Динамика течений и литодинамические процессы в реках, водохранилищах и окраинных морях.* М.: Наука, 1991. С. 173–183.
9. Зырянов В.Н., Чебанова М.К. Диссипативно-конфузорная перемежаемость в динамике приливных волн // *Известия РАН. Механика жидкости и газа.* 2017. № 6. С. 13–23.

## ИССЛЕДОВАНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ ЭНЕРГОМАССООБМЕНА ВБЛИЗИ ТОРОСОВ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

**Иванов Б.В.<sup>1,2</sup>, Харитонов В.С.<sup>1</sup>, Смоляницкий В.М.<sup>1</sup>,  
Безгрешнов А.М.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Государственный научный центр «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт», СПб, 199397, Беринга 38, тел. +7 812 337-3101, +7 812 337-3241, E-mail: [aaricoop@aari.ru](mailto:aaricoop@aari.ru), ([makarov@aari.ru](mailto:makarov@aari.ru))

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Университетская наб. 7, тел. +7 812 328-2000, E-mail: [spbu@spbu.ru](mailto:spbu@spbu.ru)

The report presents the results of field and theoretical studies of the radiation properties of hummocky formation in the polar region of the Arctic Basin. The main attention is paid to redistribution of solar radiation in the thickness of the hummock and the albedo of its slopes under various conditions of illumination and depending on the form of the hummock.

Морской ледяной покров, являясь продуктом взаимодействия океана и атмосферы, представляет собой значимый индикатор современного состояния Арктической климатической системы. Как правило, исследования особенностей процессов энергомассообмена в полярных районах связаны с учетом площадей занятых молодыми льдами и открытой водой (разводья, полыньи), которые считаются основными источниками теплоотдачи в атмосферу зимой и зонами поглощения солнечной энергии летом. Поэтому большинство крупномасштабных и региональных моделей морского льда учитывают, как правило, только площадь занятую такими участками. В то же время в ряде районов Арктического бассейна от 30 до 90% площади поверхности дрейфующих льдов, в зависимости от сезона, покрыто торосами. Немногочисленные экспериментальные и теоретические исследования показывают, что характер и интенсивность процессов энергомассообмена при наличии торосов сильно отличается от условий, наблюдающихся на ровном льду. Практических схем, учитывающих эти особенности в математических моделях морского льда, до настоящего времени не создано. В последние годы исследования торосов становятся все более актуальными и в связи с ростом объемов инженерных изысканий при поисках и добыче углеводородного сырья на Арктическом шельфе. Торосы – характерный элемент морского ледяного покрова, представляющие собой беспорядоч-

дочное нагромождение кусков битого льда под водой и на поверхности ровного льда, которые образовались при ледовых сжатиях. Как правило, торосы формируются в области границы припая или при сжатии льдов в полыньях и разводьях. Различают отдельно стоящие торосы, гряды торосов, восторошенные поля. Нами рассматриваются гряды торосов, форма парусов которых имеет вид треугольной призмы или полуцилиндра, расположенные горизонтально. Поперечное сечение таких торосов в вертикальной плоскости имеет вид треугольника или полуокружности. Важная характеристика паруса тороса – угол наклона его поверхностей. Большинство исследователей отмечают, что с увеличением возраста тороса углы ската его паруса уменьшаются и торос приобретает округлую форму (weathering hummock). Анализируются результаты натурных исследований и экспериментов, выполненных на дрейфующих станциях «Северный Полюс», в экспедициях на борту НЭС «Академик Федоров» и в приполюсном районе Арктического бассейна на ледовой базе «Барнео». Задача количественного описания эволюции торосистого образования включает в себя решение вопроса об усвоении тепла солнечной радиации толщиной паруса тороса. Приводится методика экспериментальных исследований отражательных свойств склонов торосов и средства измерений. Описываются оригинальные спектральные измерения отражательных характеристик боковых поверхностей торосов при различных условиях освещенности. Экспериментально показано, что толщина паруса тороса усваивает солнечной радиации на 20–60% больше, чем ровный морской лед. Представлены теоретические обоснования выявленной особенности и влияния торосистых образований на изменение альбедо морского ледяного покрова.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-00471 «Термодинамика торосов – новый взгляд на теплообмен между атмосферой и ледяным покровом в Арктике. Натурные эксперименты, моделирование».

## АРАЛЬСКОЕ МОРЕ КАК ПРИРОДНЫЙ «СОЛНЕЧНЫЙ ПРУД»: ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ И ПЕРЕМЕШИВАНИЯ

Ижицкий А.С.<sup>1</sup>, Кириллин Г.Б.<sup>2</sup>, Завьялов П.О.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Институт океанологии им. П.П. Ширинова РАН,  
Нахимовский пр., 36, 117997, г. Москва, тел. +7 903 119-77-66,  
e-mail: [izh@ocean.ru](mailto:izh@ocean.ru), [peter@ocean.ru](mailto:peter@ocean.ru)*

<sup>2</sup>*Leibniz-Institute of Freshwater Ecology and Inland Fisheries,  
Müggelseedamm, 310, 12587, Berlin, tel. +49 (0)30 641 815,  
e-mail: [kirillin@igb-berlin.de](mailto:kirillin@igb-berlin.de)*

Investigation of thermal structure and vertical mixing conditions on the residual basin of the Aral Sea is presented. Data of direct measurements and results of model simulations are discussed.

В докладе представлены результаты исследования особенностей вертикальной структуры вод в остаточных водоемах Аральского моря. В основу работы легли данные натурных наблюдений, полученные авторами в ходе экспедиций Института океанологии им. П.П. Ширинова РАН (ИО РАН) на Аральское море в 2015 и 2016 гг.

Как известно, высыхание Аральского моря сопровождалось резким падением уровня его поверхности, сокращением площади и объема вод [1]. Кроме того, в значительной степени менялись гидрофизические и гидрохимические характеристики вод моря. Так, например, западный бассейн Большого Арала стал гипергалинным водоемом с высокой плотностной стратификацией вод [2, 3].

К настоящему моменту Аральское море разделилось на несколько водоемов, находящихся в относительно постоянных границах, имеющих общее происхождение, но крайне разнящиеся гидрологические условия. В 2014 г. сотрудниками ИО РАН была проведена экспедиция, в задачи которой ставилось проведение комплексных исследований в акватории четырех основных остаточных водоемов бывшего Аральского моря. Выполненные работы позволили установить и описать существующие значительные различия между их экосистемами [4]. В частности, полученные в заливе Чернышева западного бассейна Большого Арала вертикальные профили температуры впервые позволили выявить слож-

ную трехслойную структуру вод с ярко выраженным подповерхностным максимумом и температурной инверсией в придонном слое [4].

Более подробные измерения в заливе Чернышева были выполнены в ходе двух последующих экспедиций, результаты которых рассматриваются в данной работе. На основе данных измерений заякоренных станций описана временная изменчивость температур водной толщи залива и режим перемешивания в период осенне-зимнего выхолаживания, проведена оценка величин вертикальных потоков тепла и коэффициента турбулентного теплообмена. С помощью численных экспериментов восстановлена сезонная изменчивость вертикального профиля температур.

Результаты исследования показывают, что изоляция придонных слоев воды от взаимодействия с атмосферой и пониженная интенсивность процессов фотосинтеза приводят к формированию анаэробной зоны в заливе Чернышева. Кроме того, резкий вертикальный градиент плотности приводит к формированию скачка мутности в пикноклине, на котором происходит накопление солнечной радиации в теплый период. Практически полное подавление вертикального турбулентного теплообмена за счет плотностной стратификации приводит к сохранению накопленного тепла в придонном слое водоема в течение всего года. Так, при значениях температуры воздуха ниже  $-20^{\circ}\text{C}$  и температуре поверхностного слоя вод ниже  $0^{\circ}\text{C}$  в зимний период, температура придонного слоя сохраняется равной  $16^{\circ}\text{C}$ .

Таким образом, в настоящее время исследуемая часть Арала представляет собой так называемый «солнечный пруд» естественного происхождения, образовавшийся в природных условиях аридной зоны в результате продолжительного и глубокого кризиса экосистемы моря. Кроме того, большое количество накопленных в бассейне органических веществ способствует высокой активности анаэробных микроорганизмов и развитию процессов метаногенеза.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 14-50-00095.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Завьялов П.О., Арашкевич Е.Г., Бастида И., Гинзбург А.И., Дикарев С.Н., Житина Л.С., Ижицкий А.С., Ишниязов Д.П., Костяной А.Г., Кравцова В.И., Кудышкин Т.В., Курбаниязов А.К., Ни А.А., Никишина А.Б., Петров М.А., Сажин А.Ф., Сапожников Ф.В., Соловьев Д.М., Хан В.М., Шермет Н.А. Большое Аральское море в начале XXI века: физика, биология, химия. М.: Наука, 2012. 228 с.

2. Izhitskiy, A.S., Zavialov P.O., Roget E., Huang H.P. and Kurbaniyazov A.K. On thermohaline structure and circulation of the Western Large Aral Sea from 2009 to 2011: Observations and modeling // *Journal of Marine Systems*. 2014. Vol. 9. P. 234–247. DOI: [10.1016/j.jmarsys.2013.06.013](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.06.013).
3. Ижицкий А.С., Химченко Е.Е., Завьялов П.О., Серебряный А.Н. Гидрофизическое состояние Большого Аральского моря осенью 2013 г.: термическая структура, течения, внутренние волны // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 4. С. 451–463.
4. Izhitskiy, A.S., Zavialov P.O., Sapozhnikov P.V., Kirillin G.B., Grossart H.P., Kalinina O.Y., Zalota A.K., Goncharenko I.V. and Kurbaniyazov A.K. Present state of the Aral Sea: diverging physical and biological characteristics of the residual basins // *Scientific Reports*. 6. 23906. DOI: [10.1038/srep23906](https://doi.org/10.1038/srep23906) (2016).

## МЕЗОМАСШТАБНЫЕ ПРОЦЕССЫ В РАЙОНЕ ФРОНТАЛЬНЫХ ЗОН ЮЖНОГО ОКЕАНА

Ионов В.В.<sup>1</sup>, Лукин В.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Университетская набережная, 7–9, 199034, Санкт-Петербург, тел. +7 812 328–9709,  
e-mail: [v.ionov@spbu.ru](mailto:v.ionov@spbu.ru)

<sup>2</sup> Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (ФГБУ ААНИИ), ул. Беринга, 38, 199397, Санкт-Петербург, тел. +7 812 337-3104,  
e-mail: [lukin@aari.ru](mailto:lukin@aari.ru)

This paper is about mesoscale processes on the surface fronts of the Southern ocean. It was done with in situ data and by satellite data on the thermic surface fronts. The methodology of synoptical monitoring of fronts is based on observations during the seasonal maritime operations for supply of Russian Antarctic stations.

Для фундаментальных представлений о климате планеты в целом существенно важно понимание физических процессов идущих в поверхностных водах Мирового океана. В самом деле, «не исследуя климат океана и его изменчивость, а также влияние этой изменчивости на климат всей Земли, нельзя всерьез думать о постановке глобальных климатологических задач» [1]. Достоверно оценить климатические изменения в океане можно лишь осуществляя синоптический (от *sinoptikos* – обзреваяющий все вместе) мониторинг его основных климатически значимых физических параметров: низкочастотных колебаний уровня моря, флуктуаций температуры поверхности моря и характера ледового покрова. Наиболее доступны для оперативных прямых и спутниковых наблюдений – сведения о температуре поверхности моря [2].

Главная особенность циркуляции вод Южного океана – самое мощное на Земле, не встречающее сплошной поперечной преграды – Течение западных ветров – Антарктическое циркумполярное течение (АЦТ). АЦТ играет ключевую роль в глобальном переносе массы, тепла, количества движения (импульса), перенося климатические возмущения из одного бассейна Мирового океана в другой. Характерная черта циркуляции поверхностных вод Южного океана – множественность фронтальных разделов водных масс различного происхождения. Главные из этих циркумполярных фронтов формируют АЦТ и подвержены мезомасштабным процессам меандрирования и связанного с ним вихреобразования.

Основное направление исследований сотрудников кафедры океанологии СПбГУ под руководством и при участии авторов в период сезонных 53–55; 57, 58; 60, и 62, 63-й Российских антарктических экспедиций (РАЭ) в 2007–2017 гг. – получать *новые сведения* о наличии (или отсутствии) смещений по широте климатических фронтов Южного океана как свидетельств проявлений глобального потепления в поверхностном слое вод Мирового океана. Информация об изменении географической широты положения циркумполярных фронтов в начале (декабрь) и конце (февраль) астрального лета каждого года за многолетний промежуток времени может быть индикатором климатических возмущений циркуляции поверхностных вод Южного океана [3].

Разработанная нами методология синоптического мониторинга термических фронтов Южного океана использует возможности ежегодных рейсов от Африки к Антарктиде и обратно научно-экспедиционных судов (НЭС) РАЭ для непрерывных прямых измерений температуры поверхностного слоя моря (ТПСМ) и сведений о градиентах температуры поверхности моря (ТПМ), получаемых на борту со спутников NOAA в реальном времени. Данные *ежесекундных* попутных измерений ТПСМ дают возможность знать местоположение и пространственную структуру поверхностных фронтов, рассчитывая горизонтальные градиенты ТПСМ *существенно детальнее*, чем это позволяли измерения *in situ* на гидрологических станциях *прежде*: в лучшем случае на расстоянии через 30 морских миль. В частности, иметь точные сведения о географической широте положения фронта, протяженности зоны фронта по широте, ее ширине в км, диапазоне температур на краях зоны фронта, среднем для зоны фронта горизонтальном градиенте ТПСМ в °С/км [2].

Совместный анализ градиентов непрерывно регистрируемой ТПСМ *in situ* и градиентов ТПМ синхронно фиксируемых спутниковым радиометром в инфракрасном (ИК) диапазоне электромагнитного спектра (ЭМС), позволяет *оперативно и достоверно* определять местоположения обостренных термических градиентов на поверхности Южного океана по пути следования судна. Работа со снимками ведется в терминах относительных величин яркостей в ИК-диапазоне ЭМС, при этом выявляются наиболее резкие контрасты тонов на спутниковых изображениях, свидетельствующие о наличии значительного горизонтального градиента ТПМ (рис. 1).

По натурным данным о ТПСМ, при выполнении меридиональных разрезов через Южный океан, может быть определено весьма точное широтное положение основных климатических фронтов: Субтропического (СТФ), Субантарктического (САФ) и Полярного (ПФ) фронтов.

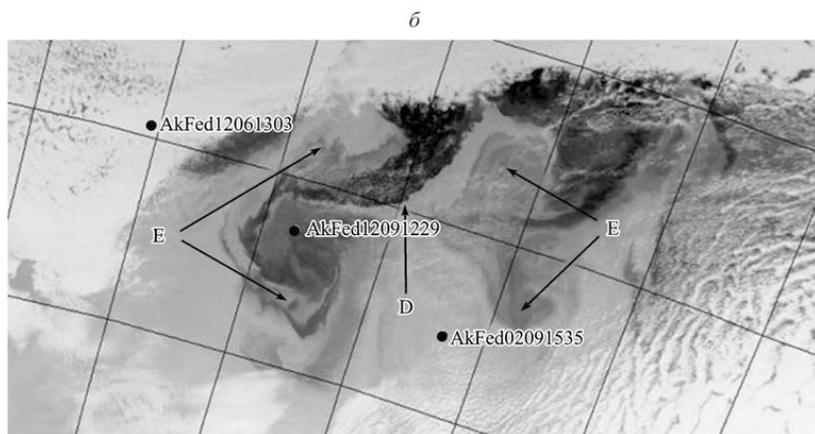
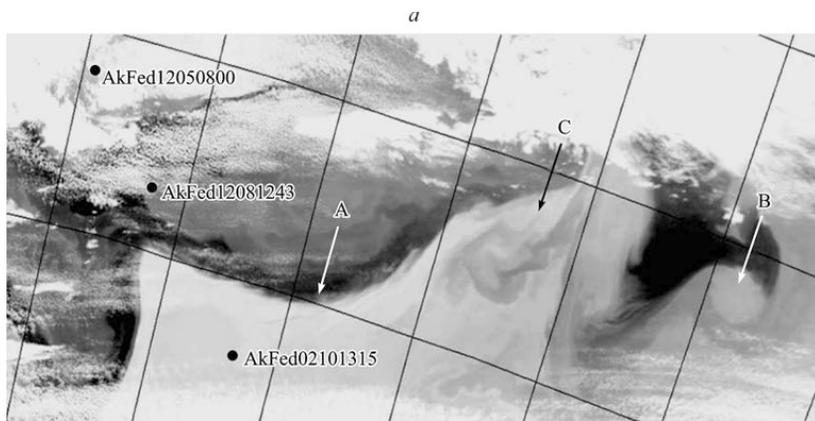


Рис. 1. Меандрирование и вихреобразование на основных циркумполярных фронтах: а) фрагмент ИК-снимка NOAA-19 области пересечения СТФ; б) фрагмент того же снимка фронта САФ ( $44^{\circ}55'$ ), широтная протяженность зоны фронта САФ:  $44^{\circ}40' - 45^{\circ}45'$ . Черные точки указывают места НЭС «Академик Федоров» при пересечении соответствующих фронтов [4].

Однако спутниковые ИК изображения климатических фронтов свидетельствуют о значимости для них мезомасштабных процессов меандрирования и вихреобразования, маскирующих действительное положение фронтов. Горизонтальные размеры термических неоднородностей по ИК-снимкам имеют величины от 10 км (В) (рис. 1, а) до 400 км. Оценки крупномасштабных меандров лежат в пределах от 180 км до 280 км. Характерные размеры вихревых структур составляют около 200 км. Особенностью меандров (А) является их заметная пространственная

асимметрия. Часто данные образования (С) состоят из большого числа «струйных волокон» (filaments) возникающих на фронте. Как правило, меандры выглядят как холодные (области более светлого тона на снимке) вторжения клиновидной формы в более теплые (области более темного тона на снимке) воды. Теплые интрузии выглядят более гладкими, без «острых» языков.

Меандрирование струи АЦТ и динамическая неустойчивость климатических фронтов порождают иногда мезомасштабные вихревые структуры, имеющие грибовидную форму (рис. 1,б). Средний пространственный масштаб «ножки гриба» (D) составляет около 80 км и его «шляпки» (E) – 200 км. Горизонтальные размеры циклонического и антициклонического вихрей в диполях (E) составляют величину порядка 150 км [5].

## ЛИТЕРАТУРА

1. Федоров К.Н., Островский А.Г. Климатически значащие физические параметры океана // П.: Гидрометеиздат, 1986. 42 с.
2. Ионов В.В. Синоптический мониторинг поверхностных термических фронтов Южного океана // Труды ВНИРО. 2015. Т. 157. С. 143–150.
3. Ионов В.В., Лукин В.В. Десять лет мониторинга климатически значащих термических характеристик поверхности Южного океана на основе прямых и спутниковых наблюдений // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 3 (113). С. 5–15.
4. Ионов В.В., Шилов И.О. Синоптический мониторинг температуры морской поверхности для изучения вихреобразования в Южном океане // Известия Русского географического общества. 2011. Т. 143. Вып. 5. С. 39–44.
5. Ионов В.В. Синоптический мониторинг термических фронтов Южного океана как зон потенциально высокой первичной продуктивности фотического слоя моря // Сб. статей: Экология, Экономика, Информатика. Ростов-на-Дону. Издательство Южного федерального университета, 2015. Т. 2: Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем. С. 700–704.

## ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ИМПУЛЬСНЫХ ИНТРУЗИОННЫХ ТЕЧЕНИЙ

**Исаченко И.А.**

*Институт океанологии им. П.П. Ширинова РАН,  
117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36,  
e-mail: isatchenko@gmail.com*

The results of 2-dimensional numerical simulation in the vertical plane of density currents from the finite water volume and from the pulsed source are presented. The evolution of the intrusive current is shown to be significantly influenced by the period and duration of the pulsations of the inflow.

Хорошо известно, что стратифицированные по плотности течения, возникающие в различных условиях в морях и океанах, имеют в той или иной степени нестационарный, перемежающийся или эпизодический характер [1–4]. Их возникновение может быть обусловлено обменом между бассейнами с водами различной плотности, охлаждением шельфовых вод и их осолонением при льдообразовании или испарении (каскадинги), как следствие пресноводного стока рек или гидротехнических сооружений, неустойчивостью апвеллинговых фронтов (филаменты) и др. Так, например, хорошо документированы случаи блокировки перетока средиземноморской воды через пролив Босфор, коррелирующие с прохождением штормов [5–7]. Чем мелководнее пролив, тем сильнее течение подвержено влиянию переменных внешних сил (например, приливов и ветра). Неудивительно, что во многих фиордах обмен с водами шельфа имеет выраженный пульсирующий характер [4]. Например, в одном из фиордов в заливе Св. Лаврентия наблюдаются кратковременные, длительностью до трех часов, плотностные потоки толщиной около 5 м [8]. Такие течения являются важной компонентой процесса обновления придонных и промежуточных вод стратифицированных сводоемов.

Исследования особенностей распространения интрузионных течений от сильно нестационарных источников и их отличий от напорных течений и течений конечного объема представлены в небольшом числе работ [9–10], в которых обнаружен ряд характерных особенностей такого класса течений. Целью данной работы является исследование динамики структурных особенностей периодически возникающих интрузионных течений переменной интенсивности.

Расчеты выполнены с использованием авторской версии двумерной численной модели [11] динамики стратифицированной жидкости в вертикальной плоскости. Показаны результаты моделирования ряда плотностных течений от источника конечного объема: придонная интрузия в однородной и линейно стратифицированной жидкости, опускание конечного объема по склону дна, в постановках, близких к классическим [12–14].

Выполнено моделирование симметричного интрузионного течения от пульсирующего источника в жидкости с двухслойной плотностной стратификацией при различных начальных параметрах. Начальная стратификация определялась перепадом плотности между слоями и толщиной промежуточного слоя. Интрузионное течение в модельном пространстве формировалось за счет притока жидкости промежуточной плотности в виде двух одинаковых импульсов. Объем каждого импульса был помечен отдельным пассивным трассером, что позволило визуализировать внутреннюю структуру потока (рис.1) и отследить изменение положения переднего фронта течения во времени.

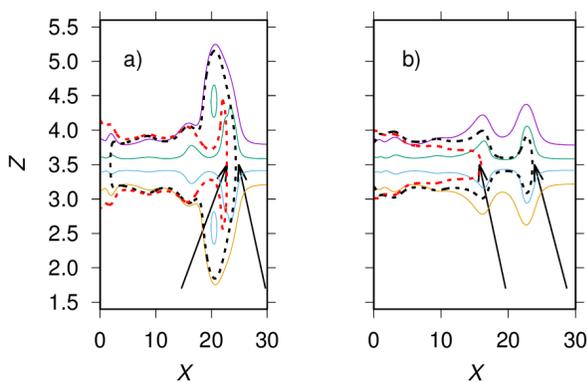


Рис. 1. Пример сценариев развития течения. Показано распределение изолиний безразмерной избыточной плотности (сплошные линии, значения 0.2, 0.4, 0.6, 0.8) и трассеров (значение 0.1), которым помечены объемы первого (черная штриховая линия) и второго (красная штриховая линия) затоков. Значения на осях  $X$  и  $Z$  соответствуют безразмерным координатам. Стрелками отмечены положения наиболее удаленных от источника точек на изолиниях трассеров. На рис. а) видно, что часть объема второго затока вторглась в объем первого, на рис. б) объем второго затока потерял скорость и не достигает головы первого.

Результаты численных экспериментов указывают на существенное влияние пульсаций расхода источника на эволюцию интрузионного течения, а также на зависимость структуры течения от условий затока.

Анализ переноса пассивной примеси в расчетах с различными начальными параметрами обнаруживает режим течения, в котором объем второго импульса распространяется быстрее и дальше в горизонтальном направлении за счет частичного перемешивания с объемом первого.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № 0149-2018-0012).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Simpson J.E. Gravity currents: In the environment and the laboratory. Cambridge: Cambridge university press, 1997. 244 с.
2. Ivanov V.V., Shapiro G.I., Huthnance J.M., Aleynik D.L., and Golovin P.N. Cascades of dense water around the world ocean // Progress in oceanography. 2004. Vol. 60. No. 1. P. 47–98.
3. Самолюбов Б.И. Плотностные течения и диффузия примесей. М.: Изд. ЛКИ, 2007. 352 с.
4. Gade H.G., Edwards A. Deep-water renewal in fjords / H.J.Freeland, D.M. Farmer, C.D. Levings (eds.) // Fjord Oceanography. New York: Plenum Press, 1980. P. 453–489.
5. Latif M.A., Özsoy E., Oguz T., and Ünlüata Ü. Observations of the Mediterranean inflow into the Black Sea // Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. 1991. Vol. 38. P. S711–S723.
6. Di Iorio D., Yüce H. Observations of Mediterranean flow into the Black Sea // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1999. Vol. 104. No. C2. P. 3091–3108.
7. Jarosz E., Teague W.J., Book J.W., and Beşiktepe S. On flow variability in the Bosphorus Strait // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2011. Vol. 116. No. C8. P. 1–17.
8. Seibert G.H., Trites R.W., Reid S.J. Deep water exchange processes in the Saguenay Fjord // J. Fish. Res. Bd. Can. 1979. Vol. 36. P. 42–53.
9. Sutherland B.R. Interfacial gravity currents. I. Mixing and entrainment // Physics of Fluids. 2002. Vol. 14. No. 7. P. 2244–2254.
10. O’Callaghan J., Rickard G., Popinet S., and Stevens C. Response of buoyant plumes to transient discharges investigated using an adaptive solver // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2010. Vol. 115. No. C11025. P. 1–17.
11. Гриценко В.А., Юрова А.А. Об основных фазах отрыва придонного гравитационного течения от склона дна // Океанология. 1999. Т. 39. № 2. С. 187–191.
12. Simpson J. E., Britter R. E. The dynamics of the head of a gravity current advancing over a horizontal surface // Journal of Fluid Mechanics. 1979. Vol. 94. No. 3. P. 477–495.
13. Beghin P., Hopfinger E. J., Britter R. E. Gravitational convection from instantaneous sources on inclined boundaries // Journal of Fluid Mechanics. 1981. Vol. 107. P. 407–422.
14. Maxworthy T., Leilich J., Simpson J.E., and Meiburg E.H. The propagation of a gravity current into a linearly stratified fluid // Journal of Fluid Mechanics. 2002. Vol. 453. P. 371–394.

## ДОЛГОПЕРИОДНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ ФРОНТАЛЬНЫХ ЗОН МИРОВОГО ОКЕАНА

Казьмин А.С.

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва, Нахимовский  
проспект, д. 36, тел, факс: +7 (499) 1246392, +7 (499) 1245983,  
e-mail: akazmin@ocean.ru*

Global satellite sea surface temperature data and NCEP/NCAR reanalysis wind data used to study the connection between long-term variability of the oceanic frontal zones and large-scale atmospheric forcing.

Фронты и фронтальные зоны являются неотъемлемыми элементами структуры Мирового океана, встречаются во всем спектре пространственных масштабов от десятков метров до размеров самого океана, формируются различными фронтогенетическими механизмами и играют важную роль в гидрофизических и биологических процессах. Наибольший интерес вызывают крупномасштабные океанические фронтальные зоны (ОФЗ) климатического происхождения. Изменчивость ОФЗ важна, поскольку она интегрально отражает процессы взаимодействия океана и атмосферы. В работе представлены результаты исследования связи долгопериодной изменчивости ОФЗ с крупномасштабным атмосферным ветровым воздействием на основе анализа глобальных спутниковых измерений температуры поверхности океана (ТПО) и данных о поле ветра из реанализа NCEP/NCAR.

Среднегодовое распределение климатологические карты распределения локальных градиентов ТПО демонстрируют глобальную картину географического распределения основных ОФЗ и их сезонной изменчивости [1,2]. Примеры карт для февраля и августа представлены на рис. 1. В качестве оценки интенсивности фронтальных зон использовалось максимальное значение ( $G_{\max}$ ) величины меридионального градиента зонально осредненной ТПО ( $G(y,t) = |(\partial \langle T \rangle / \partial y)|$ ). В качестве оценки интенсивности конвергенции экмановского переноса, рассматриваемой в качестве фронтогенетического механизма [1,3–5], использовался меридиональный сдвиг зональной компоненты скорости ветра  $dU/dy$ . Долгопериодная изменчивость  $G_{\max}$  и  $dU/dy$  для субполярных и субтропических ОФЗ представлена на рис. 2 и 3, соответственно.

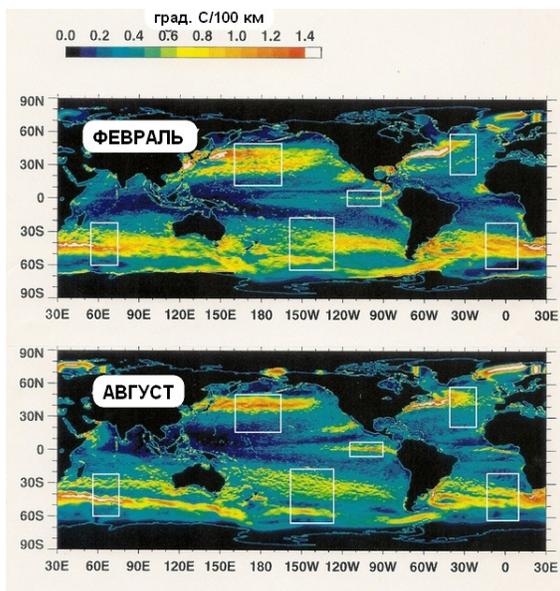


Рис. 1. Среднее многолетнее распределение величины локального градиента ТПО в Мировом океане.

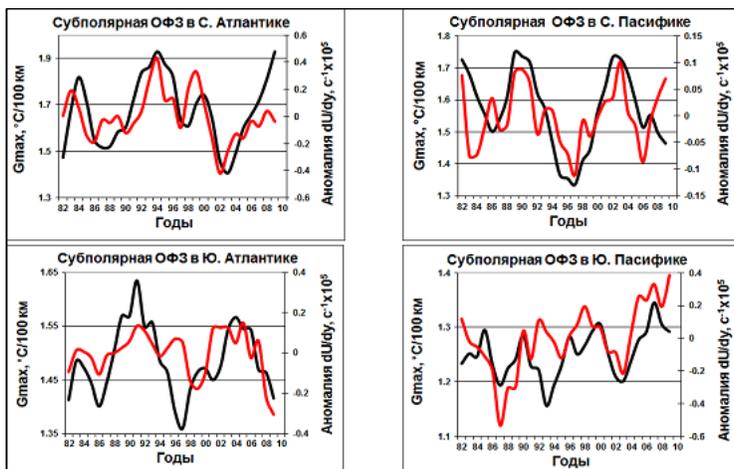


Рис. 2. Изменчивость  $G_{\max}$  (черная линия) и  $dU/dy$  (красная линия) в субполярных ОФЗ Атлантического (слева) и Тихого (справа) океанов.

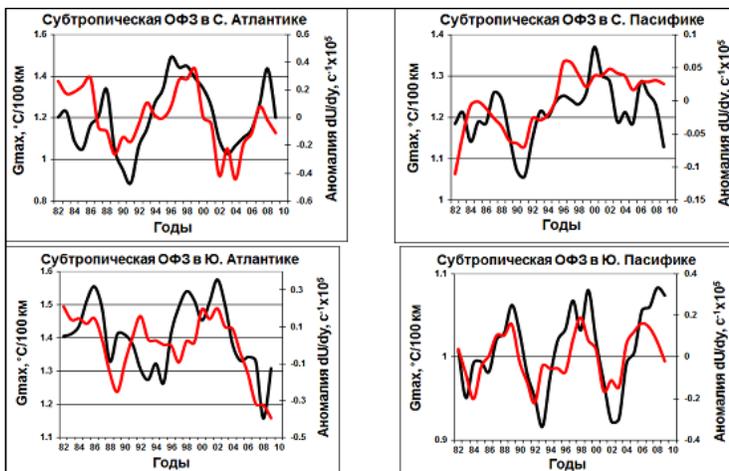


Рис. 3. Изменчивость  $G_{\max}$  (черная линия) и  $dU/dy$  (красная линия) в субтропических ОФЗ Атлантического (слева) и Тихого (справа) океанов.

Эти иллюстрации указывают на наличие ковариаций между  $G_{\max}$  и  $dU/dy$  с периодами 7–10 лет. Корреляционный анализ подтверждает достаточно высокую, статистически значимую корреляцию между этими величинами. В работе впервые документально подтверждено, что долгопериодная (квазидекадная) изменчивость интенсивности ОФЗ Мирового океана (субполярных и субтропических) связана с изменчивостью меридионального сдвига зональной компоненты скорости ветра, определяющей интенсивность конвергенции экмановского переноса.

Работа выполнена по теме Госбюджета № 0149-2018-0003 «Механизмы формирования циркуляционных структур Мирового океана: ключевые процессы в пограничных слоях и их роль в динамике океана на основе экспедиционных исследований, дистанционного зондирования, численного и лабораторного моделирования»

## ЛИТЕРАТУРА

1. Kazmin A.S., Rienercker M.M. Variability and frontogenesis in the large-scale oceanic frontal zones // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101. No. C1. P. 907–921.

2. Казьмин А.С. Изменчивость крупномасштабных океанических фронтальных зон: анализ глобальной спутниковой информации // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 1. С. 213–218.
3. Roden G.I. Aspects of the mid-Pacific transition zone // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75. No. 6. P. 1097–1109.
4. Roden G.I. Temperature and salinity fronts at the boundaries of subarctic-subtropical transition zone in the western Pacific // J. Geophys. Res. 1972. Vol. 77. No. 36. P. 7175–7178.
5. Roden G.I. On North Pacific temperature, salinity, sound velocity and density fronts and their relation to the wind and energy flux fields // J. Phys. Oceanogr. 1975. Vol. 5. No. 4. P. 557–571.

## МЕЗОМАСШТАБНАЯ ДИНАМИКА ВОД КАК ФАКТОР ВИЗУАЛИЗАЦИИ ВИДОВЫХ РАЗЛИЧИЙ ФИТОПЛАНКТОНА НА СПУТНИКОВЫХ ИЗОБРАЖЕНИЯХ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

Карабашев Г.С.

*Институт океанологии им. П.П. Ширинова РАН,  
Нахимовский пр., 36, 117997, г. Москва, тел. +7 967 213-4331,  
e-mail: [genkar@mail.ru](mailto:genkar@mail.ru)*

Paper presents recent findings concerning spectral minima of sea surface reflectance at wavelengths of maximal absorption by phytoplankton pigments in the blue. These results show promise for discrimination of phytoplankton species based on multispectral remote sensing in the visible.

**Введение.** Доклад основан на результатах анализа изображений поверхности тест-площадки (ТП) в зоне схождения Бразильского и Мальвинского течений, зарегистрированных мультиспектральным сканером цвета океана MODIS и доступных на портале NASA <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov>. Предметом анализа были минимумы коэффициента яркости Rrs на длинах волн максимумов полос поглощения света пигментами фитопланктона. Такие минимумы свидетельствуют о наличии пигментов в верхнем слое поверхности моря в границах ТП, соответствующей пикселю ее спутникового изображения (дефицит яркости из-за поглощения света пигментами, или ДПП). Выяснилось, что набор коротковолновых спектральных каналов сканера MODIS позволяет различать ДПП, обусловленный хлорофиллом *a* и дополнительными пигментами в спектрах Rrs внутренних морей, шельфа и открытого океана [1–4], где вероятно скопление фитопланктона в приповерхностном слое под действием различных факторов, включая мезомасштабную динамику вод [5]. Настоящий доклад представляет результаты попытки показать, насколько значимым может быть влияние такой динамики на формирование признаков фитопигментов в спектрах яркости вод в зонах схождения океанических течений, где велика интенсивность мезомасштабного водообмена.

Подходы и материалы. Использовались декабрьские MODIS-изображения ТП между 46°ю.ш., 59° з.д. и 43°ю.ш., 54°з.д., где обычны мезомасштабные неоднородности, вследствие взаимодействия выше-

названных течений. Исходные изображения ТП выбирались на сайте NASA так, чтобы потери данных из-за облачности и иных помех не препятствовали достаточно полному отображению структуры полей Rrs и ТПО. С 2002 по 2013 гг. было выявлено 9 подходящих изображений ТП. Они анализировались средствами описательной статистики с целью выявить повторяемость минимумов поглощения света хлорофиллом и дополнительными фитопигментами в спектрах Rrs, различающихся длинами волны своих максимумов в зависимости от количества и состава оптически значимых примесей морской воды.

**Результаты и их обсуждение.** Результаты в планируемом объеме будут получены в текущем месяце благодаря завершенности подготовительно-методического этапа. Пока что остановимся на данных, свидетельствующих о реальности четкой дифференциации вод мезомасштабной структуры по спектральным свойствам ДПП. Она представлена на рис. 1, напоминает вихревой диполь, прогрессирующий в северном направлении, и выглядит так, как если бы пиксели верхней карты могли заполнить пробелы в нижней и наоборот.

Ориентация и локализации диполя вдоль 5000-метровой изобаты исключает возможность вклада вод Патагонского шельфа в формирование диполя, так что его спектральные особенности обусловлены не иначе как явлениями открытого океана. По совокупности признаков спектры с максимумами на 531 нм, естественные для Балтики, появились на ТП как следствие поглощения света пигментами живого фитопланктона и растворенной органикой, поступающей в воду при его разложении. Пространственное разделение пикселей с одним и двумя пигментными минимумами Rrs в вихревом диполе согласуется с современными представлениями о формировании мезомасштабных ниш, оптимальных для развития водорослей той или иной видовой принадлежности [6]. Предварительные оценки выявили существенную межгодовую изменчивость встречаемости спектров Rrs разных классов при численном превосходстве спектров с максимумом на 412 нм в среднем. При этом даже малонаселенные классы пикселей встречались в виде компактных скоплений, приуроченных к особенностям структуры изображений ТП, что не позволяет списать их на случайные погрешности измерений.

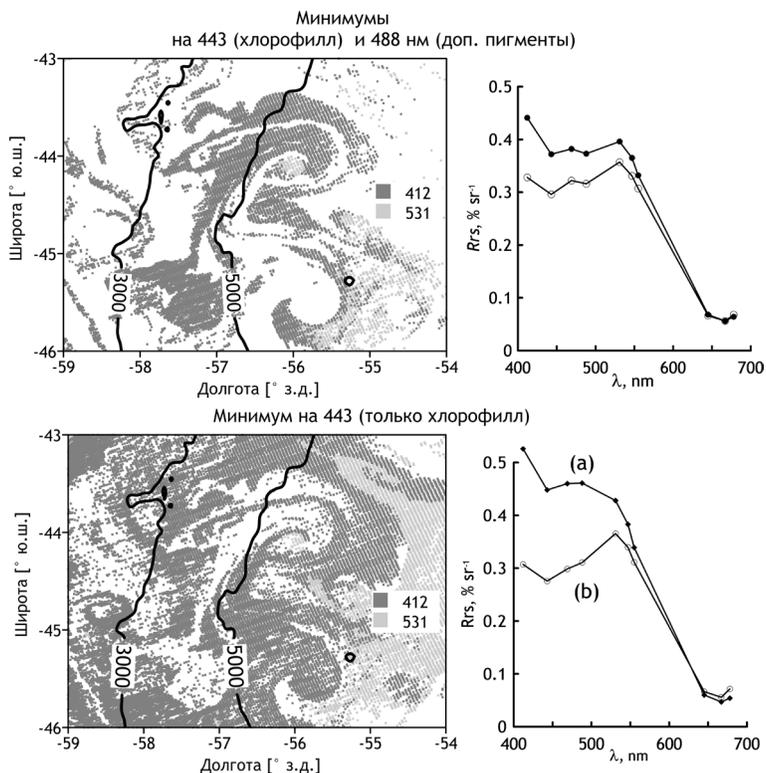


Рис. 1. Анализ изображения ТП на MODIS-снимке A2008341184000.L2\_LAC\_OC от 6 декабря 2008 г. Верхний: распределение пикселей, спектры которых отличаются минимумами  $R_{rs}$  на 443 нм (поглощение света хлорофиллом) и 488 нм (то же доп. пигментами). Темно-серые точки обозначают пиксели с максимумом на 412 нм, светло-серые – с максимумом на 531 нм. Средние спектры, рассчитанные по данным соответствующих выборок, приведены на графике справа (точки (a) – максимумы на 412 нм, кружки (b) – на 531 нм). Нижний: то же, но пиксели с единственным минимумом на 443 нм (хлорофилл).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Karabashev G.S., Evdoshenko M.A. On spectral indications of cyanobacteria blooms at ecologically different aquatic areas from satellite data. // Proc. VIII Int. Conf. "Current Problems in Optics of Natural Waters" (ONW'2015), Saint-Petersburg, 2015. P. 171–176. DOI: <http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.1.2812.6161>.

2. Karabashev, G.S., Evdoshenko, M.A. Narrowband shortwave minima in spectra of backscattered light from the sea obtained from ocean color scanners as a remote indication of algal blooms // *Oceanologia*. 2016. Vol. 58(5) P. 279–291. DOI:<http://dx.doi.org/10.1016/j.oceano.2016.05.001>.
3. Карабашев Г.С., Евдошенко М.А. Коротковолновые минимумы коэффициентов яркости водной поверхности как спутниковый показатель «цветений» *Nodularia spumigena* на юге Каспийского моря // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2017. Т. 14. № 1. С. 159–174. DOI: <http://dx.doi.org/10.21046/2070-7401-2017-14-1-159-174>.
4. Karabashev G.S., Evdoshenko M.A. A new approach to satellite diagnostics of phytoplankton blooms from reflectance spectra of ocean surface // *Proc. IX Int. Conf. “Current Problems in Optics of Natural Waters” (ONW’2017)*, Saint-Petersburg, 2017. P. 123–126.
5. Karabashev G.S., Evdoshenko M.A. Narrowband shortwave minima of multispectral reflectance as indication of algal blooms associated with the mesoscale variability in the Brazil-Malvinas Confluence // *Oceanologia*. 2018. Vol. 60. P. 527–543. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2018.04.003>.
6. Mahadevan, A., The impact of submesoscale physics on primary productivity of plankton // *Annu. Rev. Mar. Sci.* 2016. Vol. 8. P. 161–184. 2016. DOI: <http://dx.doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015912>.

## ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И ДИНАМИКИ ПРИБРЕЖНЫХ ВДОЛЬСКЛОНОВЫХ ВЗВЕСЕНЕСУЩИХ ПОТОКОВ ШТОРМОВОЙ ПРИРОДЫ

Килесо А.В.<sup>1</sup>, Гриценко В.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Балтийский федеральный университет им. И. Канта,  
ул. А.Невского, 14, 236016, г. Калининград, e-mail: [aleksandr.kiles0@gmail.com](mailto:aleksandr.kiles0@gmail.com)*

<sup>2</sup>*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,  
Нахимовский пр., 36, 117997, Москва, +7 4012 95-6911, e-mail: [ioran@ocean.ru](mailto:ioran@ocean.ru)*

A numerical simulation of intensive pulsed bottom currents with suspended matters was performed. The effect of various values of the angle of slope of the bottom on the dynamics of suspended matters was analyzed.

Хорошо известно, что поступление осадочного материала в береговую зону моря Калининградской области происходит, главным образом, в результате абразии подводного склона и размыва последствий обрушения берегов. Однако до сих пор нет единого представления о дальнейшей динамике осадочного материала в водной среде, особенно в штормовых условиях. Результаты натурных экспериментов [1–3] свидетельствуют о существовании придонных потоков, которые выносят осадочный материал в сторону моря.

Целью данной работы является описание, с помощью численной модели, влияния угла наклона дна на структуру такого рода вдольсклоновых взвесенесущих потоков, возникающих в прибрежной зоне в штормовых условиях.

Система уравнений двумерной модели имеет вид:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + u \frac{\partial \omega}{\partial x} + w \frac{\partial \omega}{\partial z} = \frac{g}{\rho_0} \left( \frac{\partial \sigma}{\partial x} \cos(\alpha) - \frac{\partial \sigma}{\partial z} \sin(\alpha) \right) + v_{3\phi} \left( \frac{\partial^2 \omega}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \omega}{\partial y^2} \right)$$

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} + u \frac{\partial \sigma}{\partial x} + w \frac{\partial \sigma}{\partial z} = D_t \left( \frac{\partial^2 \sigma}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \sigma}{\partial y^2} \right)$$

$$\Delta \psi = \omega,$$

где  $\omega$  – завихренность,  $\psi$  – функция тока,  $\sigma$  – избыточная плотность,  $\Delta$  – оператор Лапласа,  $\alpha$  – угол уклона дна,  $v_{3\phi}$  – эффект

тивная вязкость,  $D_t D_t$  – коэффициент турбулентной диффузии. Также уточним, что  $\omega = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}$ ,  $u = \frac{\partial \psi}{\partial z}$ ,  $w = -\frac{\partial \psi}{\partial x}$ , а  $\sigma = \rho - \rho_0 \sigma = \rho - \rho_0$ .

Для описания динамики взвеси различной крупности использовался Эйлера подход. В модель было включено дополнительно уравнение переноса для тяжелого трассера.

$$\frac{\partial c_i}{\partial t} + u \frac{\partial c_i}{\partial x} + w \frac{\partial c_i}{\partial z} - w_s \frac{\partial c_i}{\partial z} = D_t \left( \frac{\partial^2 c_i}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 c_i}{\partial y^2} \right),$$

где  $w_s w_s$  – скорость осаждения трассера.

В работе выполнена серия модельных расчетов для различных значений угла наклона дна модельного пространства. Данные значения подбирались так, чтобы соответствовать характерным значениям угла наклона дна для подводного склона у берегов Калининградской области. Более высокие значения данного параметра характерны для наблюдаемых мелкомасштабных отрицательных, так и положительных форм донного рельефа. На рис. 1 представлен результат модельного расчета для угла наклона дна 0.5 градуса.

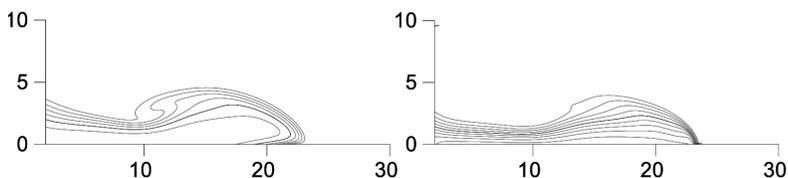


Рис. 1. Распределение полей безразмерной избыточной плотности (левый рисунок) и трассера, который определяет динамику взвешенного материала (правый рисунок) для одного из моментов времени.

Изолинии: от 0 до 1 с шагом 0.15 (для левого) и 0.1 (для правого).

Сетка  $1500 \times 200$ . Характерные значения:

$$\alpha = 0.052, U = 3 \frac{\text{cm}}{\text{s}}, H = 6 \text{ см}, \Delta \rho = 0.01 \text{ г/см}^3$$

Анализ полученных модельных расчетов показал, что даже незначительное увеличение угла наклона дна может способствовать уносу взвешенного материала на большие глубины в сторону моря. В целом данные расчеты позволят в дальнейшем оценить районы выноса взвешенного материала.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ 17-05-41029 РГО\_а.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бабаков А. Н. Пространственно-временная структура течений и миграций наносов в береговой зоне юго-восточной Балтики (Самбийский п-ов и Куршская коса). Дисс. канд. геогр. наук: 25.00.28. Калининград: КГУ, 2003. 273 с.
2. Жиндарев Л.А. Морфолитодинамика расчлененных отмелей побережий бесприливных морей. Автореф. дис. ... д-ра геог. наук: 11.00.04. М., 1997.
3. Пустельников О.С. Литологическая характеристика взвешенных наносов при различных гидродинамических условиях // Результаты международного эксперимента ЛЮБЯТОВО – 76 // Труды Института водного строительства Польской Академии Наук. Гданьск, 1978. № 5. С. 229–241.

## ИНЕРЦИОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ В ОПЕРАТИВНОМ ПРОГНОЗЕ ЦИРКУЛЯЦИИ ЧЕРНОГО МОРЯ

**Коротаев Г.К., Холод А.Л.**

*ФГБУН Морской гидрофизический институт РАН,  
ул. Капитанская, 2, 299011, Севастополь*

В результате работ по проектам 6-й и 7-й Рамочных программ Европейской Комиссии в ФГБУН МГИ РАН в середине нулевых годов создана оперативная система диагноза и прогноза состояния Черного моря. Она нацелена на воспроизведение изменчивости полей температуры, солености и скорости течений на масштабах вплоть до синоптических, но сравнение результатов диагноза течений с наблюдениями дрейфа SVP-BT дрейфетров показало возможность разрешения и инерционных колебаний. Грубость используемых в системе метеорологических прогнозов, не учитывающих порывы ветра, не позволяет ожидать высоких точностей при слабых ветрах. Однако при прохождении интенсивного шторма локальные особенности поля ветра не должны быть существенными для развития инерционных колебаний. В этой связи в докладе, по данным системы оперативных прогнозов Черного моря, анализируется возбуждение инерционных колебаний сильным штормом осенью 2007 г., попавшим в период ее активной работы.

В период непосредственного воздействия штормового ветра происходит нарастание скорости течения в отдельных районах до 5 м/с и ее поворот в направлении часовой стрелки. После прохождения шторма развиваются инерционные колебания, имеющие типичную круговую форму годографа скорости течений и постепенно затухающие во времени. Колебания имеют высокую когерентность по пространству, так что в центральной части моря весь поверхностный слой осциллирует почти как единое целое. Затухание инерционных колебаний на поверхности происходит вследствие переноса энергии в глубинные слои моря. Через определенный промежуток времени инерционные колебания охватывают весь столб жидкости до дна, но при этом их скорость становится уже незначительной.

Настоящее исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 17-77-30001).

## ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ СУБМЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ В МОРЯХ РОССИИ

Костяной А.Г.<sup>1</sup>, Гинзбург А.И.<sup>1</sup>, Лаврова О.Ю.<sup>2</sup>, Митягина М.И.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Нахимовский пр., 36, 117997,  
г. Москва, тел. +7 499 124-8810, +7 499 129-1954,

e-mail: [kostianoy@gmail.com](mailto:kostianoy@gmail.com), [ginzburg@ocean.ru](mailto:ginzburg@ocean.ru)

<sup>2</sup>Институт космических исследований РАН, ул. Профсоюзная, 84/32, 117997,  
г. Москва, тел. +7 499 333-4256,

e-mail: [olavrova@iki.rssi.ru](mailto:olavrova@iki.rssi.ru), [mityag@iki.rssi.ru](mailto:mityag@iki.rssi.ru)

Satellite images of high resolution, primarily radar images, have shown that submesoscale eddies (characteristic diameters of 2–8 km) are a common element of water dynamics of the inland Russian seas (the Black, Caspian, Baltic, and White). Examples of satellite images of such eddies are presented, and mechanisms of their generation are discussed.

Многочисленные натурные измерения (начиная с 1970-х годов, когда проводились советский эксперимент Полигон-70, американский эксперимент MODE и советско-американский эксперимент POLYMODE) и спутниковые изображения показали, что океаны и моря полны вихрей, имеющих различные механизмы формирования и различные пространственные и временные характеристики. Среди них – фронтальные вихри крупномасштабных течений, вихри открытого моря, топографические вихри, вихри, создаваемые при атмосферном воздействии, внутритермоклинные линзы, диполи, триполи и т.д. Их диаметры варьируются в широких пределах: от нескольких километров до более 200 км и время жизни – от нескольких дней до десятков месяцев и даже лет (в случае внутритермоклинных линз). Вихри с горизонтальным масштабом порядка внутреннего радиуса деформации Россби относятся к мезомасштабным (синоптическим в русской литературе) вихрям. Эти геострофические или квазигеострофические вихри, имеющие антициклоническое или циклоническое вращение (по часовой стрелке или против часовой стрелки в Северном полушарии соответственно), наиболее изучены до настоящего времени как измерениями *in-situ*, так и спутниковыми наблюдениями. Они являются мощным механизмом горизонтального (из-за вовлечения окружающих вод на периферии вихря)

и вертикального (из-за восходящего / нисходящего движения воды в центре вихря) перемешивания в океане.

Спутниковые фотографии в областях солнечного блика на поверхности моря американских океанографов показали, что в различных районах Мирового океана существуют субмезомасштабные вихри [1–4]. Они, как правило, имели спиральную форму и вращались в циклоническом направлении. Такие вихри также были обнаружены на радарных изображениях в разных регионах океанов и морей (например, [5–7]).

Предполагается, что субмезомасштабные вихри характеризуются большим числом Россби ( $Ro$  порядка  $O(1)$ ) и более высокой (по порядку величины) вертикальной скоростью, чем мезомасштабные вихри, что определяет их важную роль в вертикальном обмене между поверхностными и более глубокими слоями океанов и морей. Однако на сегодняшний день информация о механизмах их генерации, эволюции и вертикальной структуры явно недостаточна. Измерения *in-situ* в областях таких вихрей практически отсутствуют из-за их спорадического проявления, небольшого времени жизни и небольших пространственных размеров. Таким образом, накопление спутниковых наблюдений субмезомасштабных вихрей в различных регионах Мирового океана вместе с соответствующей информацией о гидрофизических и метеорологических условиях чрезвычайно важно.

В этом докладе обсуждаются наблюдения субмезомасштабных вихрей в российских морях (Черном, Каспийском, Балтийском и Белом), а также сделаны предположения о возможных механизмах их образования.

Спутниковое дистанционное зондирование показало, что субмезомасштабные вихри являются общим элементом динамики внутренних российских морей [6–15]. Они имеют короткое время жизни (день или несколько дней) и небольшие размеры (2–8 км), поэтому основным инструментом для их наблюдения является спутниковая информация с высоким пространственным разрешением. Такие вихри в значительной степени обуславливают горизонтальное перемешивание в открытом море и водообмен между шельфом и открытым морем; последнее особенно важно для морских приморских территорий с высоким уровнем загрязнения речными стоками, городскими сбросами и туристическими отходами.

Механизмами генерации субмезомасштабных вихрей в прибрежных зонах морей являются: импульс ветра; сдвиговая неустойчивость прибрежных течений; речной сток; взаимодействие вихрей и их диссипация; взаимодействие течений с мелкомасштабными особен-

ностями береговой линии (мысы, косы) или неровностями рельефа дна. В глубоком море они могут быть результатом фронтальной неустойчивости, включая неустойчивость на границах мезомасштабных структур (вихри, струи апвеллинга). Менее очевидны механизмы формирования субмезомасштабных вихрей или полей таких вихрей в областях, где отсутствуют фронты или сдвиги скорости (примеры радиолокационных изображений таких вихревых полей в Черном, Каспийском и Балтийском морях представлены в докладе). Нами было высказано предположение, что их образование может быть результатом атмосферных импульсных эффектов или конвекции. Дальнейшие исследования с помощью спутниковых данных совместно с анализом гидрометеорологической информации помогут прояснить эту проблему.

Работа выполнена за счет гранта РФФИ № 14-17-00555 «Исследование влияния динамических и циркуляционных процессов на распространение антропогенных и биогенных загрязнений морской поверхности на основе комплексного использования спутниковой информации».

## ЛИТЕРАТУРА

1. Scully-Power P. Navy Oceanographer Shuttle Observations, STS 41-G, Mission Report // Naval Underwater Systems Center Tech. Rep. NUSC TD 7611. 1986. 71 p.
2. Stevenson R.E. Oceanography from the Space Shuttle // Office of Naval Research. The University Corporation for Atmospheric Research. 1989. 200 p.
3. Stevenson R.E. Spiral eddies: the discovery that changed the face of the oceans // 21st Century Science and Technology. 1998. Vol. 11. P. 58–71.
4. Munk W., Armi L., Fischer K., Zachariasen F. Spirals on the sea // Proc. Royal Society. Lond. A. 2000. Vol. 456. P. 1217–1280.
5. Eldevik T., Dysthe K.B. Spiral eddies // J. Phys. Oceanogr. 2002. Vol. 32. No. 3. P. 851–869.
6. Ivanov A.Yu., Ginzburg A.I. Oceanic eddies in synthetic aperture radar images // Proc. Indian Academy of Sciences. Earth and Planetary Sciences. 2002. Vol. 111. No. 3. P. 281–295.
7. Костяной А.Г., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А., Лаврова О.Ю., Митягина М.И. Мелкомасштабные вихри Черного моря // Седьмая Всероссийская открытая конференция “Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса”. Москва, 16–20 ноября 2009 г. / Сборник тезисов конференции. М.: ИКИ РАН, 2009. С. 201.
8. Костяной А.Г., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А., Лаврова О.Ю., Митягина М.И. Мелкомасштабные вихри Черного моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7. № 1. С. 248–259.
9. Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Митягина М.И., Гинз-

- бург А.И., Шерemet Н.А. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. М.: ИКИ РАН, 2011. 470 с.
10. Зацепин А.Г., Кондрашов А.А., Корж А.О., Кременецкий В.В., Островский А.Г., Соловьев Д.М. Субмезомасштабные вихри на кавказском шельфе Черного моря и порождающие их механизмы // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 4. С. 554–567.
  11. Lavrova O.Yu., Kostianoy A.G., Storchkov A.Yu. Mesoscale and submesoscale eddies on the sea shelf and their impact on oil spill spread // *SPIE Remote Sensing Conference*. 19–22 September 2011. Prague Czech Republic [8175–19].
  12. Каримова С.С. Статистический анализ субмезомасштабных вихрей Балтийского, Черного и Каспийского морей по данным спутниковой радиолокации // *Исследование Земли из космоса*. 2012. № 3. С. 3147.
  13. Родионов А.А., Романенков Д.А., Зимин А.В., Козлов И.Е., Шапрон Б. Субмезомасштабные структуры вод Белого моря и их динамика. Состояние и направления исследований // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2014. Т. 7. № 3. С. 29–41.
  14. Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Костяной А.Г. Спутниковые методы выявления и мониторинга зон экологического риска морских акваторий. М.: ИКИ РАН, 2016. 335 с.
  15. Kostianoy A.G., Ginzburg A.I., Lavrova O.Yu., and Mityagina M.I. Satellite remote sensing of submesoscale eddies in the Russian Seas // In: *The Ocean in motion*. (Eds.) M.G. Velarde, R. Tarakanov, A. Marchenko. Springer Oceanography. Springer, Cham, Switzerland, 2018, P. 397413. DOI: [https://doi.org/10.1007/978-3-319-71934-4\\_24](https://doi.org/10.1007/978-3-319-71934-4_24).

## ЭНЕРГИЯ СТРУЙ И СИНОПТИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ АНТАРКТИЧЕСКОГО ЦИРКУМПОЛЯРНОГО ТЕЧЕНИЯ В ПРИПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ЮЖНОГО ОКЕАНА

**Кошляков М.Н., Тараканов Р.Ю., Савченко Д.С.**

*Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: mnkoshl@ocean.ru*

Kinetic energy of six jets of the Antarctic Circumpolar Current (ACC) and of the cyclonic and anticyclonic synoptic eddies generated by these jets is studied in application to the surface layer of Antarctic Circle. The study is based on the data of satellite altimeter observations during 1993–2015 available in the Internet (<http://aviso.altimetry.fr>). Main results of the study: a) Five times excess of the mean energy of jets proper over the mean summary (cyclones plus anticyclones) energy of eddies. b) Two times excess of mean energy of cyclonic eddies over energy of anticyclones in the upper ocean layer.

В основу исследования положены ежесуточные цифровые карты (карты AVISO – Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data) абсолютной динамической топографии поверхности океана (АДТПО) за 1993–2015 гг., рассчитанные во французском агентстве CLS по данным спутниковых альтиметрических наблюдений и находящиеся в открытом доступе в Интернете (DT Global–MADT–Upd product, <http://aviso.altimetry.fr>). Под АДТПО подразумевается обусловленное океанской циркуляцией отклонение поверхности океана от равновесной формы геоида. Изолинии АДТПО (изогипсы) являются линиями тока геострофического течения на поверхности океана, причем в Южном полушарии течение направлено так, что более высокие значения АДТПО остаются слева от направления течения. На основе указанных карт с разрешением  $\frac{1}{4}^\circ$  ш.  $\times \frac{1}{4}^\circ$  д. были выявлены оконтуренные замкнутыми изогипсами циклонические (локальные минимумы АДТПО, вращение воды по часовой стрелке) и антициклонические (противоположные по знаку возмущения АДТПО и направление вращения воды) вихри. По этим картам был выполнен описываемый ниже анализ распределения и изменчивости энергии струй АЦТ и вихрей.

Наблюдения показывают, что АЦТ имеет многоструйный характер [4, 3]. В работе [4], в результате анализа данных спутниковой аль-

Струя АЦТ	Стрежень струи	Границы струй
		35
сСАТ	25	
		17
срСАТ	0	
		-13
юСАТ	-23	
		-32
сЮПТ	-40	
		-57
срЮПТ	-68	
		-78
юЮПТ	-85	
		-93
сЮАТ	-103	
		-113
юЮАТ	-120	
		-130

симметрии и других наблюдений на разных участках антарктического кольца, были выявлены восемь струй АЦТ, достаточно устойчиво привязанных к определенным диапазонам значений АДТПО. Анализ ряда карт АДТПО в зоне АЦТ позволил скорректировать эти диапазоны, в результате чего были определены значения АДТПО в стрезнях и на границах струй АЦТ (табл., рис. 1). Все струи АЦТ динамически неустойчивы, что проявляется в их меандрировании, возникновении внутри меандров циклонических и антициклонических вихрей, усилении вихрей до достижения ими максимумов содержащейся в них энергии и последующим ослаблением вихрей, сопровождающимся их обратной трансформацией в меандры и, таким образом, их слиянием с породившими их струями [2].

С целью количественного исследования энергии струй АЦТ и вихрей, для каждых суток периода с 1993 по 2015 гг. и для каждой точки описанного выше массива значений АДТПО в пределах всего антарктического

кольца были рассчитаны зональная  $u$  и меридиональная  $v$  составляющие скорости геострофического течения на поверхности океана. Далее выполнялся расчет кинетической энергии каждой из шести струй АЦТ: среднего (срСАТ) и южного Субантарктического течения, трех струй Южного полярного течения и северной струи Южного антарктического течения (сЮАТ) и каждого вихря в приповерхностном слое океана толщиной  $h$  в 1 м. При расчете энергии струи интегрирование велось по всей ее площади в пределах рассматриваемого района океана (всего антарктического кольца или одного из его секторов) за вычетом участков занятых вихрями. Расчет энергии вихрей велся отдельно для циклонов и антициклонов. При этом интегрирование выполнялось отдельно для кольцевых участков области данного вихря, заполненных водой из различных струй АЦТ (от срСАТ до сЮАТ) согласно с приведенными в

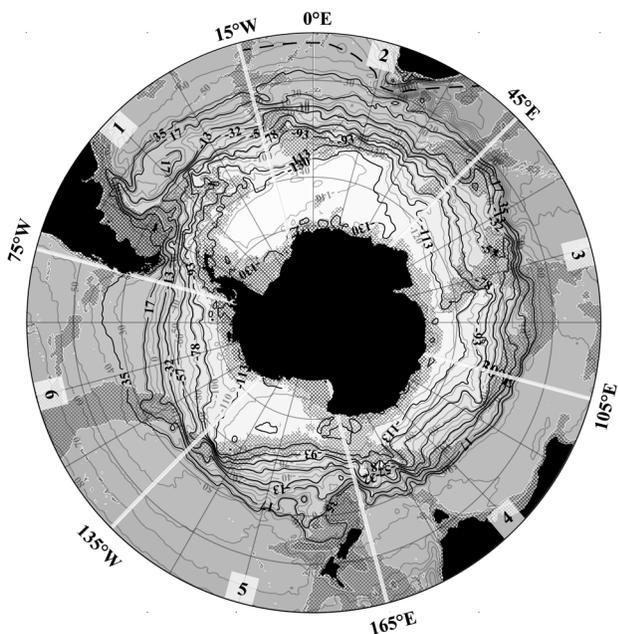


Рис. 1. Средняя за 1993–2015 гг. карта АДТПО (см) Южного океана. Выделены изогипсы, являющиеся граничными между струями АЦТ (см. таблицу). Жирная штриховая линия – северная граница распространения циклонических вихрей струй АЦТ в секторе 2. Темная и светлая клетки соответственно показывают участки дна с глубиной менее 1000 м и от 1000 до 3000 м. Показаны секторы Южного океана: 1 – Западно-атлантический; 2 – Восточно-атлантический; 3 – Индийский; 4 – Австралийский; 5 – Западно-тихоокеанский; 6 – Восточно-тихоокеанский.

таблице значениями АДТПО на границах между струями. Затем результаты интегрирования для данных суток, относящихся к воде из одной и той же струи АЦТ, суммировались по всем циклонам и отдельно по всем антициклонам в пределах исследуемого района. В заключение этого этапа анализа, для каждой из шести струй и каждого из двадцати трех лет строились четыре кривые эволюции  $E(t)$ : кривая эволюции энергии собственно струи; суммарная по всем циклонам кривая эволюции энергии частей этой струи, вовлеченных в циклонические вихри; аналогичная кривая для антициклонов; суммарная кривая для циклонов и антициклонов. На рис. 2 представлен пример таких кривых для юСАТ, сектора 4 и 2012 г.

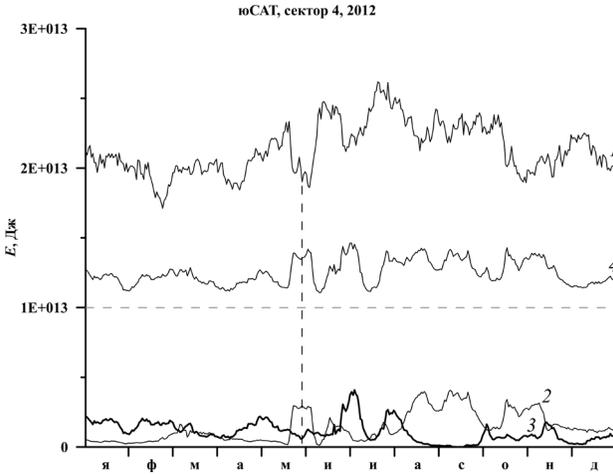


Рис. 2. Годовой ход кинетической энергии южной струи Субантарктического течения (кривая 1) и ее частей, вовлеченных в циклонические (кривая 2) и антициклонические (кривая 3) вихри в приповерхностном слое сектора 4 в 2012 г. Кривая 4, представляющая собой сумму кривых 2 и 3, для наглядности сдвинута вверх вдоль оси  $E$  на величину  $10^{13}$  Дж. Вертикальная штриховая прямая отмечает совпадения по времени локального минимума кривой 1 и максимума кривой 3.

Переходя к энергии вихрей, вспомним, что основным источником этой энергии является доступная потенциальная энергия (ДПЭ) струй, пропорциональная квадрату перепада плотности воды поперек струи [1]. Вследствие геострофичности и бароклинности океанских струй, включая струи АЦТ, рост их ДПЭ должен сопровождаться ростом их кинетической энергии (КЭ), в том числе и в верхнем слое океана; в то же время при росте ДПЭ струй должен усиливаться процесс генерации вихрей, а значит, должна расти КЭ вихрей. Таким образом, следует ожидать роста КЭ вихрей при росте КЭ струй, что полностью подтверждается проведенными расчетами. При этом суммарная по всем струям (и средняя по времени!) энергия собственно струй оказывается равной  $6.85 \cdot 10^{14}$  Дж, а энергия порожденных ими вихрей –  $1.38 \cdot 10^{14}$  Дж, то есть в 5 раз меньше.

Что касается соотношения средних энергий циклонов и антициклонов, то для антарктического кольца в целом суммарная по струям, средняя энергия циклонов составила  $0.93 \cdot 10^{14}$  Дж, а энергия анти-

циклонов –  $0.45 \cdot 10^{14}$  Дж, причем такое преимущество циклонов над антициклонами в верхнем слое океана сохраняется, за малыми исключениями, для всех струй АЦТ и всех секторов по отдельности. Можно предположить, что указанное преимущество обусловлено подъемом изопикнических поверхностей в циклонах, что приводит к сжатию слоя высоких скоростей вихревого движения к поверхности океана, в отличие от антициклонов, где изопикнические поверхности, наоборот прогнуты вниз.

Работа над статьей в части анализа взаимодействия струй и вихрей поддержана грантом РФФИ № 18-05-00283, в части разработки алгоритма выделения вихрей на альтиметрических картах АДТ и создания базы данных по вихрям осуществлена в рамках выполнения госзаданий по теме № 0149-2018-0003 и частично темы № 0149-2018-0027 президиума РАН.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Каменкович В.М. Бароклиническая неустойчивость крупномасштабных течений // В кн.: Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1987. С. 138–160.
2. Кошляков М.Н., Савченко Д.С., Тараканов Р.Ю. Энергообмен между струями Антарктического циркумполярного течения и синоптическими вихрями в проливе Дрейка и море Скотия // Океанология. 2018. Т. 58. № 3.
3. Тараканов Р.Ю., Гриценко А.М. Тонкая струйная структура Антарктического циркумполярного течения к югу от Африки // Океанология. 2014. Т. 54. № 6. С. 725–736.
4. Sokolov S., Rintoul S.R. The circumpolar structure and distribution of the Antarctic Circumpolar Current fronts. Part 1: Mean circumpolar paths // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 114. C11018, doi: 10.1029/2008J005108.

## ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ПРИБРЕЖНЫХ ВОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

**Кречик В.А., Капустина М.В., Гриценко В.А.**

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН  
Нахимовский пр., 36, 117997, Москва, тел. +7 4012 95-6911,  
e-mail: [ioran@ocean.ru](mailto:ioran@ocean.ru)*

Предложен еще один критерий отличия прибрежной и открытой зон моря. Выполнена проверка работоспособности критерия на примере прибрежных вод юго-восточной части Балтийского моря.  
Another criterion for distinguishing between coastal and open sea zones was proposed. Test of the criterion on the South-Eastern part of the Baltic Sea was made.

Термодинамическая изменчивость прибрежных морских вод заметно отличается от аналогичных процессов, происходящих в открытой части моря [2;8]. Именно в прибрежной зоне моря одинаково значимы практически все составляющие процесса взаимодействия вод моря с атмосферой, проявляющиеся в виде ветрового волнения и разного рода течений, ветроволнового и конвективного перемешивания, обрушения волн как источника мелкомасштабной турбулентности, вдольбереговые течения и мезомасштабные вихри, интенсифицирующие горизонтальное перемешивание, речной и терригенный стоки и т.д. Все перечисленные обстоятельства обладают региональной спецификой и заметно осложняют исследование внутригодовой и сезонной изменчивости свойств прибрежных вод. Для Балтийского моря ввиду специфики его физико-географических особенностей проблема разграничения прибрежных вод и вод открытой части моря стоит особенно остро, ввиду отсутствия явных геоморфологических признаков разграничения вод моря.

Цель данной работы состоит в определении внешней границы прибрежных вод юго-восточной части Балтийского моря.

Существует несколько критериев определения мористой границы прибрежных вод. В частности, формально административный [4]; сезонный – по зимней ледовой кромке [6]; по влиянию берегового и речного стока [5]; динамический – по глубине, равной половине длины вол-

ны наиболее крупных штормовых волн [3], которая в Гданьском бассейне проходит в районе 30-метровой изобаты [1]; литодинамический – по смене типа и крупности донных осадков [7]. Например, пески в Юго-Восточной Балтике залегают у берега до глубин 20–40 м [7]. Общая TS-диаграмма для открытых и прибрежных вод (рис. 1) наглядно демонстрирует качественное различие термохалинных условий на мелководье Балтийского моря и в более глубокой его части.

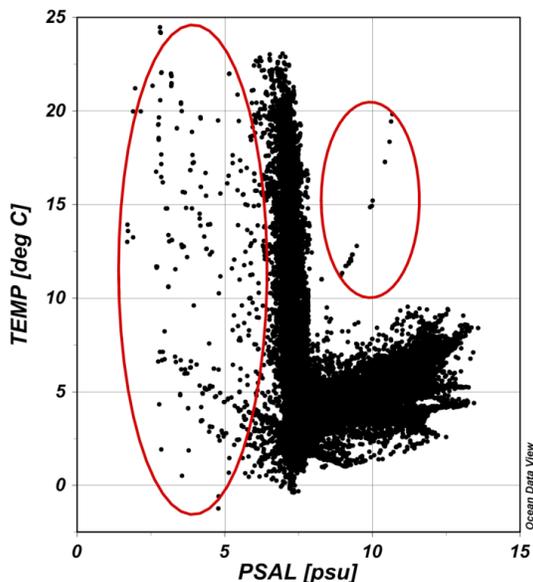


Рис. 1. TS-диаграмма вод открытой и прибрежной зон юго-восточной Балтики. Овалами выделены точки прибрежной зоны.

В данной работе определение положения границы прибрежных вод выполнено на основе предположения о воздействии атмосферных процессов до дна (т.е. доминирующие в регионе физические процессы захватывают всю водную толщу).

Проверка предположения была выполнена путем оценки глубин проникновения процессов весенне-летнего прогресса и осенне-зимней конвекции. Соленость ввиду ее консервативности как фактор не рассматривалась.

Глубина залегания ядра термоклина для весны и лета определялась по максимуму первой производной (т.к. преобладающий процессом в данном случае является прогрев). Для зимы и осени с преобладанием в

прибрежной зоне моря процесса конвективного перемешивания рассчитывалась толщина однородного слоя по максимуму второй производной температуры. Затем выполнялось простое сравнение глубин ядра термоклина или мощности однородного слоя с глубиной в точке зондирования.

Для расчетов были использован массив STD-зондирований с глубинами до 60 м. Данная глубина совпадает с типичным для Балтики положением галоклина. Для анализа было выбрано 1889 станций: осень – 239, весна – 425, лето – 1091, зима – 134.

Выполненный анализ показал, что в различные сезоны количество случаев, когда прогрев/выхолаживание доходит до дна, резко сокращается в диапазоне глубин 25–35 м (см. рис. 2).

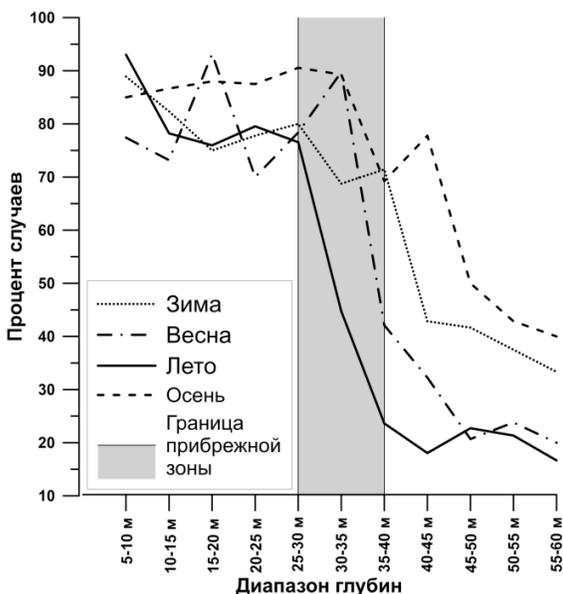


Рис. 2. Графики повторяемости «сквозного», от поверхности до дна, проникновения процессов прогрева/выхолаживания для акваторий юго-восточной Балтики с глубинами до 60 м.

Данное обстоятельство позволяет считать найденный диапазон глубин граничным разделом между прибрежными водами и открытым морем.

**Выводы.** Анализ массивов STD-данных по признаку проникновения от поверхности до дна процессов прогрева/охлаждения морских вод

позволил определить положение граничной зоны между открытыми и прибрежными водами между изобатами 25 и 35 м. Данный оценка вполне согласуется с величинами, полученными при использовании других признаков для выделения прибрежных вод, и может быть использована как еще один критерий идентификации прибрежных вод для региона Балтийского моря.

Работа выполнена в рамках государственного задания ФАНО России (тема № 0149-2019-0013).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бабаков А. Н. Пространственно-временная структура течений и миграций наносов в береговой зоне юго-восточной Балтики (Самбийский п-ов и Куршская коса): дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.28 Калининград: КГУ, 2003. 273 с.
2. Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод: Пер. с англ. М.: Мир, 1988. 324 с.
3. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М.: ГЕОС, 2001. 272 с.
4. Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2000 establishing a framework for Community action in the field of water policy // Official Journal. L. 327 22/12/2000. P. 0001–0073.
5. Fennel W., Seifert T., Kayser B. Rossby radii and phase speeds in the Baltic Sea // Continental Shelf Res. 11. 1991. P. 23–36.
6. Leppäranta M. An ice drift model for the Baltic Sea // Tellus. 1981. 33. P. 583–596.
7. The process of sediments deposition in the Gdansk Basin (the Baltic Sea). Eds. Emelyanov E.M., Выпых К. М: Inst. of Oceanology. 1987. 273 p.
8. Tomczak, M. Some historical, theoretical and applied aspects of quantitative water mass analysis // J. of Marine Research. 1999. Vol. 1. P. 275–303.

## СВЕРТОЧНЫЕ НЕЙРОННЫЕ СЕТИ В ЗАДАЧЕ ДЕТЕКТИРОВАНИЯ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ЦИКЛОНОВ В ЮЖНОМ ОКЕАНЕ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

**Криницкий М.А.<sup>1</sup>, Веземская П.С.<sup>1,2</sup>, Гращенков К.В.<sup>1,3</sup>**

<sup>1</sup>*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, тел. +7 499 124-1301, e-mail: [info@ocean.ru](mailto:info@ocean.ru)*

<sup>2</sup>*НИИВЦ МГУ, Ленинские Горы, 1с4, 119234, г. Москва,  
тел. +7 495 939-5424*

<sup>3</sup>*Московский физико-технический институт (государственный университет),  
Институтский переулок, д.9, 141701, г. Долгопрудный, Московская обл.,  
тел. +7 495 408-4554, e-mail: [info@mipt.ru](mailto:info@mipt.ru)*

This paper presents a novel approach for detection of polar mesocyclones in the Southern Ocean with Deep Convolutional Neural Networks using infrared (10.3–11.3 micron) and microwave (~6.7 micron) satellite mosaics. This technique demonstrated high accuracy score (97%) within a binary classification problem setup.

В докладе представлен не имеющий аналогов метод детектирования полярных мезомасштабных циклонов с использованием глубоких сверточных нейронных сетей по данным спутниковых мозаик поля облачности в инфракрасном канале и канала водяного пара. Продемонстрированы возможности метода на примере базы данных полярных мезоциклонов Южного Океана [1].

Полярные мезоциклоны (ПМц) – это интенсивные короткоживущие (от 6 до 36 часов) атмосферные вихри диаметром от 100 до 800 км. [1], формирующиеся над поверхностью океана в субполярных и полярных областях. ПМц характеризуются большими скоростями приводного ветра и приводят к формированию интенсивного турбулентного теплообмена на поверхности океана, что может сильно влиять на характеристики поверхностных вод, изменяя их плотность, и, как следствие, скорость и интенсивность конвективных процессов в океане. Кроме того, скорость ветра и интенсивность динамических процессов делают полярные мезоциклоны опасными явлениями в регионах активного судоходства и нефтедобычи на шельфе.

В настоящий момент существует два основных метода идентификации и построения траекторий ПМц. Один из них основан на автоматиче-

ской обработке данных атмосферных реанализов. Однако современные реанализы недостаточно надежно воспроизводят динамику и статистические характеристики полярных мезоциклонов вследствие грубого пространственного разрешения, а также упрощенного описания вертикальной динамики атмосферы [1–3]. Другой способ идентификации ПМц основан на визуальном анализе спутниковых мозаик в инфракрасном и микроволновом диапазонах, представляющих данные соответственно о полях облачности и интегрального водяного пара. Такой подход считается наиболее точным, однако он сопряжен с существенными временными затратами. В связи с этим оценки, полученные по данным спутниковых наблюдений, представлены регионально или для коротких промежутков времени [4–8].

В лаборатории взаимодействия океана и атмосферы ИО РАН с применением метода визуальной идентификации и построения траекторий по данным спутниковых наблюдений была построена база траекторий мезомасштабных циклонов для зимы 2004 г. в Южном Океане ([www.sail.msk.ru/antarctica](http://www.sail.msk.ru/antarctica)). Были проанализированы 976 спутниковых изображений облачности в инфракрасном канале, и по известным из литературы методикам были визуально идентифицированы и построены траектории 1735 ПМц. Созданная таким образом база траекторий предоставляет уникальную основу для валидации автоматических схем построения траекторий.

С использованием этой базы данных был разработан альтернативный метод автоматического детектирования ПМц с применением глубоких сверточных нейронных сетей (DCNN) [9–12] на данных спутниковых мозаик поля облачности в инфракрасном канале и канала водяного пара. В докладе продемонстрированы несколько различных архитектур DCNN, позволяющих решить задачу в подходе бинарной классификации – по признаку наличия/отсутствия ПМц в области пространства, отображаемой на участке спутниковой мозаики.

Для составления набора данных, используемого при обучении нейронных сетей, для каждого ПМц, зарегистрированного в базе данных ПМц Южного Океана [1], была найдена соответствующая область мозаики инфракрасного и микроволнового каналов для соответствующего момента времени. Квадратная область размером  $100 \times 100$  точек (соответствующая размерам  $500 \times 500$  км), получаемая таким образом, является примером объекта, используемого в настоящем исследовании. Пол-

ный набор данных составляет 6177 областей, содержащих ПМц и 5012 областей, для которых достоверно известно, что в них не наблюдается облачных сигнатур ПМц. Задача идентификации решается как бинарная классификация получаемых участков спутниковых мозаик по принци-

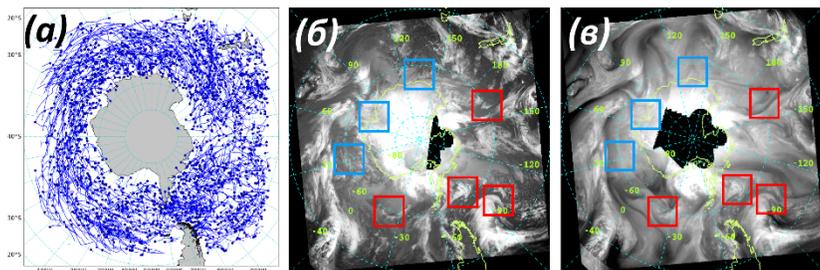


Рис. 1. Исходные данные, используемые для тренировки глубокой сверточной нейронной сети в задаче детектирования ПМц: (а) траектории всех ПМц в Южном Океане, зарегистрированные в базе данных (<http://sail.ocean.ru/antarctica/>), где синими точками обозначены координаты образования ПМц; спутниковые мозаики в (б) инфракрасном и (в) микроволновом каналах на момент 00:00 UTC 02.06.2004. Цветными квадратами обозначены области пространства, в которых зарегистрирован (красные) и не зарегистрирован (синие) ПМц согласно базе данных.

пу наличия/отсутствия ПМц. Критерием качества классификации была принята доля верно классифицированных объектов – как содержащих ПМц, так и не содержащих.

Архитектуры примененных глубоких сверточных нейронных сетей были подобраны с соблюдением современных подходов конструирования DCNN, предназначенных для задач классификации изображений. В работе проведено исследование их эффективности и предложен подход, позволяющий детектировать ПМц с точностью до 97% в терминах доли верно классифицированных объектов. Разработанный метод в дальнейшем может быть расширен на любые типы циклонов и атмосферных явлений, имеющих различимую структуру в поле облачности и в канале водяного пара. Этот метод в дальнейшем открывает возможность автоматического построения траекторий полярных мезомасштабных циклонов на основании только спутниковых мозаик, без использования высококоразрешающего гидродинамического моделирования.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Verezemskaya P. et al. Southern Ocean mesocyclones and polar lows from manually tracked satellite mosaics // *Geophysical Research Letters*. 2017. Vol. 44. No. 15. P. 7985–7993.
2. Condron A., Renfrew I.A. The impact of polar mesoscale storms on northeast Atlantic Ocean circulation // *Nature Geoscience*. 2013. Vol. 6. No. 1. P. 34–37.
3. Laffineur T. et al. Polar Lows over the Nordic Seas: Improved Representation in ERA-Interim Compared to ERA-40 and the Impact on Downscaled Simulations // *Mon. Wea. Rev.* 2014. Vol. 142. No. 6. P. 2271–2289.
4. Rojo M. et al. Polar low tracks over the Nordic Seas: a 14-winter climatic analysis // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2015. Vol. 67. No. 1. P. 246–260.
5. Claud C. et al. Southern hemisphere winter cold-air mesocyclones: climatic environments and associations with teleconnections // *Climate Dynamics*. 2009. Vol. 33. No. 2–3. P. 383–408.
6. Blechschmidt A.-M. A 2-year climatology of polar low events over the Nordic Seas from satellite remote sensing // *Geophysical Research Letters*. 2008. Vol. 35, № 9.
7. Noer G. et al. A climatological study of polar lows in the Nordic Seas // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2011. Vol. 137. No. 660. P. 1762–1772.
8. Smirnova J.E. et al. Statistical characteristics of polar lows over the Nordic Seas based on satellite passive microwave data // *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2016. Vol. 52. No. 9. P. 1128–1136.
9. Lecun Y. et al. Gradient-based learning applied to document recognition // *Proceedings of the IEEE*. 1998. Vol. 86. No. 11. P. 2278–2324.
10. LeCun Y., Bengio Y., Hinton G. Deep learning // *Nature*. 2015. Vol. 521. No. 7553. P. 436–444.
11. Krizhevsky A., Sutskever I., Hinton G.E. Imagenet classification with deep convolutional neural networks // *Advances in neural information processing systems*. 2012. P. 1097–1105.
12. Shin H. et al. Deep Convolutional Neural Networks for Computer-Aided Detection: CNN Architectures, Dataset Characteristics and Transfer Learning // *IEEE Transactions on Medical Imaging*. 2016. Vol. 35. No. 5. P. 1285–1298.

## ОБ ОСОБЕННОСТЯХ СЕЗОННОЙ ГЕНЕРАЦИИ СИНОПТИЧЕСКИХ АНТИЦИКЛОНОВ В ЧЕРНОМ МОРЕ

Кубряков А.А.<sup>1,2</sup>, Зацепин А.Г.<sup>2</sup>, Станичный С.В.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Морской гидрофизический институт РАН, ул. Капитанская, 2, 299011,  
г. Севастополь, тел. +7 798 741-1045, e-mail: [arskubr@ya.ru](mailto:arskubr@ya.ru)

<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: [arskubr@ya.ru](mailto:arskubr@ya.ru)

Based on the analysis of satellite and hydrological data, as well as the results of numerical and laboratory modeling, the mechanism of seasonal generation of anticyclonic mesoscale eddies in the Black Sea is investigated. It is argued that the spatially inhomogeneous inflow of fresh water due to river runoff and precipitation contribute to the generation and intensification of these eddies during the spring-summer period of the year.

Сезонная и межгодовая изменчивость характеристик синоптических вихрей в Черном море была рассчитана по данным спутниковой альтиметрии за 1993–2015 гг., с использованием метода автоматической идентификации вихрей [1]. Полученный большой статистический объем данных показал, что изменчивость количества антициклонов на сезонных и межгодовых масштабах находится в противофазе с кинетической энергией течений в бассейне, т.е. формирование антициклонов наблюдается в период ослабления общей циклонической бассейновой циркуляции [2]. В то же время наиболее интенсивные антициклоны наблюдаются в годы с сильным развитием Основного черноморского течения (ОЧТ) и формируются в начальный период его ослабления, обыкновенно ранней весной – в апреле. Данные численного моделирования показывают также, что в годы с интенсивным ОЧТ, мощные орбитальные движения в антициклонах наиболее сильно проникают в глубинные воды бассейна.

Лабораторные эксперименты с переменным ветровым воздействием в двуслойной жидкости [3] позволили воспроизвести наблюдаемую по спутниковым измерениям связь между генерацией антициклонов и ослаблением ОЧТ. В круглом бассейне задавалось циклонически-завихренное ветровое воздействие, которое приводило к возникновению циклонической циркуляции вод, имеющей характер вдольберегового фронтального течения. После прекращения ветрового воздействия, че-

рез 3–6 лаб. суток, происходил бурный рост меандров и прибрежных антициклонических вихрей. Через 20–25 суток среднее циклоническое течение вытеснялось этими вихрями в глубоководную часть бассейна, а через 45–50 суток оно распадалось, и в динамике доминировали вихревые пары. При повторном включении ветрового воздействия снова возникала экмановская дивергенция, которая прижимала фронтальное течение к берегу, что приводило к диссипации образующихся антициклонов. При этом в баротропной жидкости таких эффектов не возникало, что указывает на определяющую роль доступной потенциальной энергии и бароклинной неустойчивости вдольберегового течения в возникновении синоптических вихрей.

Одним из важных источников доступной потенциальной энергии в Черном море являются значительно опресненные речным стоком шельфовые воды. Например, на основе данных гидрологических съемок в 2017 г. в антициклоне у юго-западного побережья Крыма было показано, что значительный вклад в его геострофическую циркуляцию вносят градиенты солености в его поверхностном слое. Эти градиенты связаны с захватом опресненных азово-морских вод у побережья Крыма и их переносом орбитально-полоидальными циркуляциями вихря в его ядро.

Влияние захвата шельфовых вод на эволюцию синоптических антициклонов также демонстрируется на основе модели NEMO [4]. Анализ показал, что интенсификация антициклонов наблюдается одновременно со значительным опреснением верхнего слоя в вихре. Это опреснение, связанное с захватом шельфовых вод орбитально-полоидальными движениями, вызывает увеличение потенциальной энергии вихря и увеличения геострофической скорости течения на его периферии.

Существование и изменчивость общей циклонической циркуляции вод и кросс-шельфовый обмен в Черном море тесно связаны. Изменчивость интенсивности ОЧТ в Черном море на сезонных и межгодовых масштабах определяется ветровым воздействием. Увеличение циклонической завихренности ветра в зимний период приводит к возникновению экмановской дивергенции и оттоку легких поверхностных вод из центра моря на его периферию. Этот процесс вызывает опускание пикноклина на континентальном склоне и подъем в центре моря, что приводит к росту горизонтальных градиентов плотности и интенсификации ОЧТ на периферии бассейна. Наличие экмановской дивергенции прижимает ОЧТ к берегу, не позволяя ему сильно меандрировать и порождать синоптические антициклоны в прибрежной части моря.

После окончания зимы, в апреле-мае, завихренность поля ветра над Черным морем значительно уменьшается. В результате этого экманов-

ская дивергенция, прижимающая воды к берегу, ослабевает, и легкие поверхностные воды из периферийной зоны моря возвращаются в его центральную часть. В это время эти воды еще более опреснены в результате увеличения речного стока в весенний период. Оценки влияния такого процесса на кросс-шельфовый обмен соли даны в [5]. Таким образом, в результате релаксации прибрежного даунвеллинга, легкие шельфовые воды натекают на более плотные воды открытой части моря. Поток плавучести в этом случае генерирует антициклоническую завихренность вдольберегового течения, что должно способствовать образованию синоптических антициклонов над континентальным склоном бассейна [6].

Корреляционный анализ альтиметрических данных об изменении уровня моря и данных о завихренности поля ветра показывает, однако, что этот процесс не равномерен вдоль континентального склона бассейна. Анализ показывает, что наибольшие значения положительной корреляции между уровнем моря и завихренностью ветра наблюдается при сдвиге значений завихренности ветра (временном лаге) вперед на 14 дней. При этом максимальные значения корреляции располагаются в зоне, вытянутой вдоль всей периферии моря, что связано с оттоком поверхностных вод из центра моря и их притоком в прибрежную зону под действием экмановской дивергенции. При увеличении лага между этими параметрами зона высокой корреляции смещается к центру моря, что обусловлено обратным движением нагнанных ветром вод к берегу. При лаге ~120 дней локальные максимумы корреляции наблюдаются в трех местах: в районе Севастопольского антициклона, в районе Керченского пролива и в районе Батумского антициклона.

Это значит, что повышение уровня моря у берега, вызванное завихренностью ветра, через 4 месяца локализуется в этих областях. Анализ вихревой динамики по данным спутниковой альтиметрии показывает, что именно в этих районах антициклоны наблюдаются наиболее часто, и они обладают наибольшей интенсивностью. Представляется вероятным, что такая конфигурация вызвана расположением источников положительной плавучести (пресных вод): речной сток в районе северо-западного шельфа, проникновение Азовских вод в районе Керченского пролива. Пресные речные воды увеличивают доступную потенциальную энергию и вызывают дополнительную активность антициклонов в этих районах. Для района Батумского антициклона возможно важным источником плавучести являются атмосферные осадки. Здесь, на юго-востоке Черного моря, осадки максимальны: суммарный поток пресных вод, связанных с осадками, в этом районе оценивается

примерно как 1/6 от стока Дуная. В отличие от фронтальной зоны северо-западного шельфа, этот источник равномерно распределен по области, примерно соответствующей положению Батумского антициклона, что может также способствовать его пространственной стабилизации.

Подытоживая работу, еще раз отметим, что пространственно-неравномерное поступление пресных вод в поверхностный слой Черного моря, по-видимому, способствует образованию и интенсификации синоптических антициклонов в весенне-летний период года.

Анализ характеристик вихрей выполнен при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-05-00264\_а, исследование кросс-шельфового обмена и его влияния на вихреобразование выполнено в рамках гранта РНФ № 14-50-00095.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Kubryakov A. A. and Stanichny S. V. Mesoscale eddies in the Black Sea from satellite altimetry data // *Oceanology*. 2015. Vol. 55. No. 1. P. 56–67.
2. Kubryakov A. A. and Stanichny S. V. Seasonal and interannual variability of the Black Sea eddies and its dependence on characteristics of the large-scale circulation // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2015. T. 97. P. 80–91.
3. Zatsepin A. G., Denisov E. S., Emel'yanov S. V., Kremenetskiy V. V., Poyarkov S. G., Stroganov O. Yu., Stanichnaya R. R., and Stanichny S. V. Effect of Bottom Slope and Wind on the Near-Shore Current in a Rotating Stratified Fluid: Laboratory Modeling for the Black Sea // *Oceanology*. Vol. 45. Suppl. 1. 2005. P. S13–S26.
4. Kubryakov A. A., Mizyuk A. I., Puzina O. S., and Senderov M. V. Three-Dimensional Identification of the Black Sea Mesoscale Eddies according to NEMO Numerical Model Calculations // *PHYSICAL OCEANOGRAPHY*. 25(1). P. 18.
5. Kubryakova E. A. and Korotaev G. K. Mechanism of horizontal mass- and salt-exchange between the waters of continental slope and central part of the Black Sea // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2017. 53(1). P. 102–110.
6. Yankovsky A. E. and Chapman D. C. A simple theory for the fate of buoyant coastal discharges // *Journal of Physical oceanography*. 1997. Vol. 27(7). P. 1386–1401.

## О НЕУСТОЙЧИВОСТИ ГЕОСТРОФИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ С ПОСТОЯННЫМ ВЕРТИКАЛЬНЫМ СДВИГОМ СКОРОСТИ С УЧЕТОМ ДИФФУЗИИ МАССЫ И ИМПУЛЬСА

**Кузьмина Н.П.<sup>1</sup>, Скороходов С.Л.<sup>2</sup>, Журбас Н.В.<sup>1</sup>, Лыжков Д.А.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36, тел. +7 499 124-5996, e-mail: [kuzmina@ocean.ru](mailto:kuzmina@ocean.ru)  
<sup>2</sup> ФИЦ “Информатика и Управление” РАН  
 119333, ул. Вавилова, 44, г. Москва, тел. +7 499 135-0440,  
 e-mail: [sskorokhodov@gmail.com](mailto:sskorokhodov@gmail.com)

The instability of the geostrophic current with a constant vertical velocity shear is analyzed including friction and diffusion of buoyancy. The model problem reduces to solving a spectral equation of the Orr-Sommerfeld type. The results of numerical calculations of model equation are compared with analytical results obtained for an ideal fluid.

Анализируется неустойчивость геострофических течений с постоянным вертикальным сдвигом скорости применительно к описанию образования интрузий и вихрей во фронтальных зонах океана, характеризующихся абсолютно устойчивой стратификацией.

Для исследования устойчивых и неустойчивых возмущений течений используется уравнение потенциального вихря в квазигеострофическом приближении, представленное в безразмерном виде в работе [1]. Спектральная задача для геострофического течения с постоянным вертикальным сдвигом скорости сводится к следующему уравнению и граничным условиям (подробнее см. [1, 2]):

$$(z - c) \left( \frac{d^2 F}{dz^2} - Bu \cdot (k^2 + \pi^2) F \right) = \frac{1}{ikR} \left( \frac{d^4 F}{dz^4} - Pr \cdot Bu \cdot (k^2 + \pi^2) \frac{d^2 F}{dz^2} \right), \quad (1)$$

$$(z - c) \frac{dF}{dz} - F = \frac{1}{ikR} \frac{d^3 F}{dz^3} \text{ при } z = 0, z = 1, \quad (2)$$

$$\frac{d^2 F}{dz^2} = 0 \text{ при } z = 0, z = 1, \quad (3)$$

где  $F(z)$  – возмущение давления,  $k$  – безразмерное волновое число вдоль течения,  $R = \text{Pe} \cdot H/L$ ,  $\text{Pe}$  – число Пекле (аналог числа Рейнольдса),  $H$  – вертикальный масштаб слоя,  $L$  – поперечный масштаб течения,  $\text{Bi}$  – число Бургера,  $\text{Pr}$  – число Прандтля,  $c = c_1 + \dot{c}_2$  – собственное значение задачи. Возмущения являются неустойчивыми, если  $c_2 > 0$ . Как видно из (1)–(3), существуют сходства и различия данной спектральной задачи с задачей Орра-Зоммерфельда для течения Куэтта.

В рамках идеальной жидкости, то есть без учета трения и диффузии плавучести, данная задача идентична известной задаче Иди [3], решения которой выражаются экспоненциальными функциями. Близким к задаче (1)–(3) является аналитический анализ Майлза [4], который был посвящен изучению влияния диффузии плавучести на бароклинную неустойчивость геострофического течения в полубесконечном слое. Численные решения задачи (1)–(3) в широком диапазоне изменения волнового числа и при различных значениях чисел Бургера, Прандтля и Пекле позволяют в полном объеме описать различные виды неустойчивости геострофического течения с постоянным вертикальным сдвигом скорости. Сравнение решений задачи (1)–(3) с решениями аналогичной задачи для идеальной жидкости может дать важную информацию о влиянии диссипативных процессов на развитие неустойчивости геострофических течений.

Задача (1)–(3) решалась численным высокоточным методом, предложенным в работе [5]. Численные расчеты проверялись с помощью аналитических асимптотических разложений при малых  $k$ . Для анализа различий решений задачи (1)–(3) и аналогичной задачи для идеальной жидкости рассчитывались комплексные фазовые скорости (собственные значения), а также инкременты роста неустойчивых мод. На рис. 1 представлены распределения собственных значений в координатных осях  $c_1$  и  $c_2$  при некоторых конкретных значениях параметров задачи ( $\text{Bi}$ ,  $\text{Pr}$ ,  $R$ ) и различных волновых числах  $k$  для идеальной жидкости (а) и диссипативной жидкости (б). Устойчивые и неустойчивые возмущения геострофического течения идеальной жидкости характеризуются постоянной фазовой скоростью. С учетом диффузии плавучести и трения неустойчивые возмущения геострофического течения имеют более широкий спектр изменчивости по волновому числу, причем как для устойчивых, так и неустойчивых возмущений при больших волновых числах существует зависимость фазовой скорости от волнового числа. На рис. 2 представлены инкременты роста неустойчивых мод: а) идеальная жидкость, б) диссипативная жидкость. Первый максимум на рис. 2б соответствует максимально растущей моде с масштабом

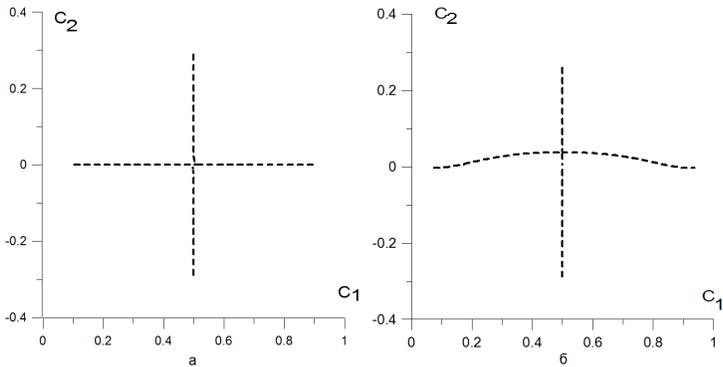


Рис. 1. Собственные значения в координатных осях  $c_1$  и  $c_2$  в широком диапазоне изменения волнового числа  $k$  при,  $R = 1$ ,  $Bu = 0.0001$ ,  $Pr = 1$ :  
 а) идеальная жидкость; б) диссипативная жидкость.

$l \sim L/k$ , который равен приблизительно радиусу Россби. Этот максимум практически совпадает с максимумом на рис. 2а (максимально растущая бароклинная мода): существующие различия при  $Pr = 1$  незначительны. Второй максимум на рис. 2б соответствует максимально растущей моде с масштабом, меньшим радиуса Россби (неустойчивость, обусловленная диффузией плавучести и трением).

Расчеты задачи (1)–(3) при различных числах Прандтля ( $Pr = 1, 4, 10$ ) показали, что с увеличением числа Прандтля при постоянных значе-

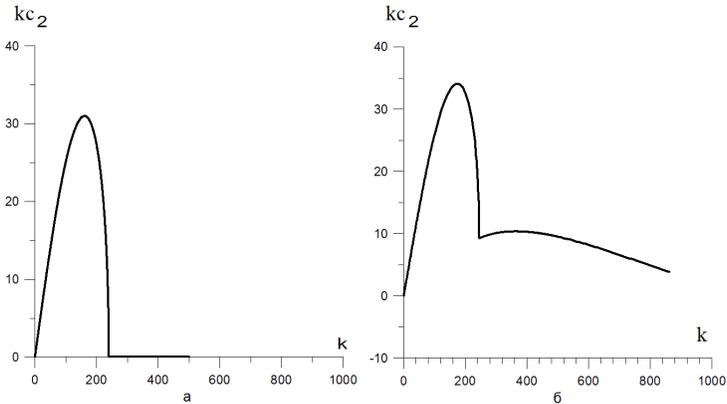


Рис. 2. Инкременты роста неустойчивых мод при  $R = 1$ ,  $Bu = 0.0001$ ,  $Pr = 1$ :  
 а) идеальная жидкость; б) диссипативная жидкость.

ниях чисел Пекле и Бургера амплитуды первого и второго максимумов возрастают. Однако амплитуда первого максимума растет медленнее амплитуды второго максимума, что может приводить при некоторых значениях числа Прандтля к выравниванию инкрементов роста бароклинных возмущений и коротковолновых возмущений, обусловленных трением и диффузией плавучести. По мнению авторов, неустойчивые коротковолновые моды следует отнести к так называемым субмезомасштабным структурам.

В работе приводятся результаты расчетов задачи (1)–(3) при различных значениях чисел Бургера, Прандтля и Пекле и сравнение полученных результатов с решениями задачи о неустойчивости течения для идеальной жидкости.

Исследования, представленные в докладе, поддерживались ФАНО России (государственное задание по теме 0149-2018-0002), РФФИ (проект 16-01-00781).

Расчеты распределений собственных значений для идеальной жидкости и интерпретация результатов проводилась Н.В. Журбас. Эта часть работы поддерживалась грантом РФФ 17-77-10080.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Кузьмина Н.П., Скороходов С.Л., Журбас Н.В., Лыжков Д.А. О неустойчивости геострофического течения с линейным вертикальным сдвигом скорости на масштабах интрузионного расслоения // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54. № 1. С. 54–63.
2. Kuzmina N.P. Generation of large-scale intrusions at baroclinic fronts: an analytical consideration with a reference to the Arctic ocean // Ocean Science. 2016. Vol. 12. P. 1269–1277. DOI: 10.5194/os-12-1269-2016.
3. Eady E.T. Long waves and cyclone waves // Tellus. 1949. Vol. 1 (3). P. 33–52.
4. Miles J.W. Effect of Diffusion on Baroclinic Instability of the Zonal Wind // J. Atmos. Sci. 1965. Vol. 22. P. 146–151.
5. Скороходов С.Л. Численный анализ спектра задачи Орра-Зоммерфельда // Журнал вычислительной математики и математической физики. 2007. Т. 47. № 10. С. 1672–1691.

## МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕЗОМАСШТАБНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ МОРСКИХ ТЕЧЕНИЙ ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ СЕВЕРОКАВКАЗСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЧЕРНОГО МОРЯ

Куклев С.Б., Дивинский Б.В., Зацепин А.Г.

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д.36, тел.: +7 86141 2-80-69, факс: +7 86141 2-80-89,  
e-mail: kuklev@ocean.ru*

The results of sub-mesoscale eddies field observation obtained at the hydrophysical testing site of the IO RAS in the shelf zone of the Black Sea are presented. The main parameters of the eddies their generation mechanisms are determined.

Основная цель исследований – верификация трехмерной гидродинамической модели, способной корректно воспроизводить основные элементы мезомасштабной изменчивости течений. В работе используется модель DHIMIKE 21/3 Coupled Model FM (DHI, 2007), многокомпонентная вычислительная система, направленная на исследование широкого круга задач прибрежной гидродинамики. В состав системы входят несколько взаимосвязанных модулей, из которых отметим собственно гидродинамический (модель течений) и волновой модули. Объединение моделей, с одной стороны, приводит к существенному увеличению общего времени счета, с другой – позволяет в более полной форме описывать гидродинамику вод.

Входными параметрами модели являются: данные глобального реанализа ERA-Interim с пространственной дискретностью в  $0.25^\circ$  и временной в 3 часа (приземный ветер, коротко- и длинноволновая радиация, температура воздуха, относительная влажность, облачность, испарение, осадки); средние расходы основных рек бассейна Черного моря (Джаошвили, 2002); климатические поля температуры и солёности за август на горизонтах 0, 50, 100, 200, 300, 400, 500 м (Physical oceanography of the Black Sea, 2004).

Расчетная сетка состоит из 24000 элементов. По вертикали – 20  $\sigma$ -слоев с неравномерным покрытием (сгущение у поверхности и дна). Счет – сквозной за весь 2016 г. Начало счета – 1 ноября 2015 г. с нулевыми начальными условиями по скоростям. Верификация гидродинамической модели производилась по материалам натуральных

наблюдений, выполненных акустическим доплеровским измерителем скорости течения ADCPWH-600, входящими в состав подспутникового полигона [3].

На рис. 1 представлены (расчетные и экспериментальные): две компоненты ( $U$ ,  $V$ ) горизонтальной скорости течений; модуль горизонтальной скорости; направление течения. Сравнение производится для поверхностного слоя (глубина 1.5 м) и придонного (18.5 м).

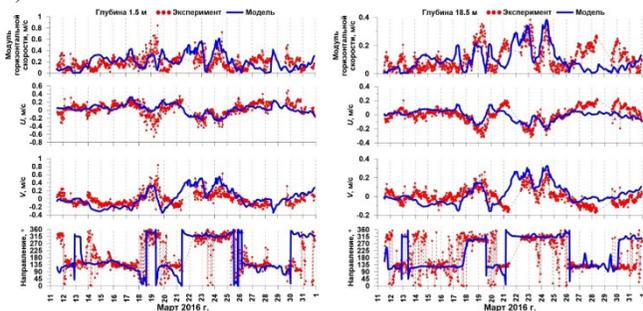


Рис. 1. Сравнение расчетных и экспериментальных параметров течений.

Как следует из рис. 1, модель корректно воспроизводит изменчивость прибрежных течений, как по амплитуде, так и по направлению. Отметим, что получить идеальное соответствие вряд ли возможно, поскольку так или иначе имеет дело с ограниченной по физическим представлениям моделью. На рис. 2 представлены экспериментальные и модельные розы течений за январь-март 2016 г., на рис. 3 – сравнение элементов мезомасштабной динамики вод, зафиксированных в ходе полевых исследований и полученных в результате моделирования.

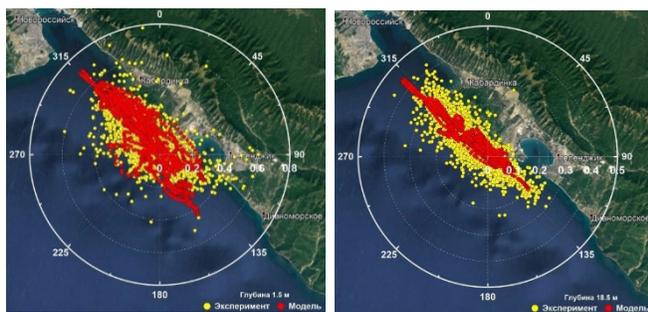


Рис. 2. Роза течений на шельфе северо-кавказского побережья Черного моря за январь-март 2016 г.

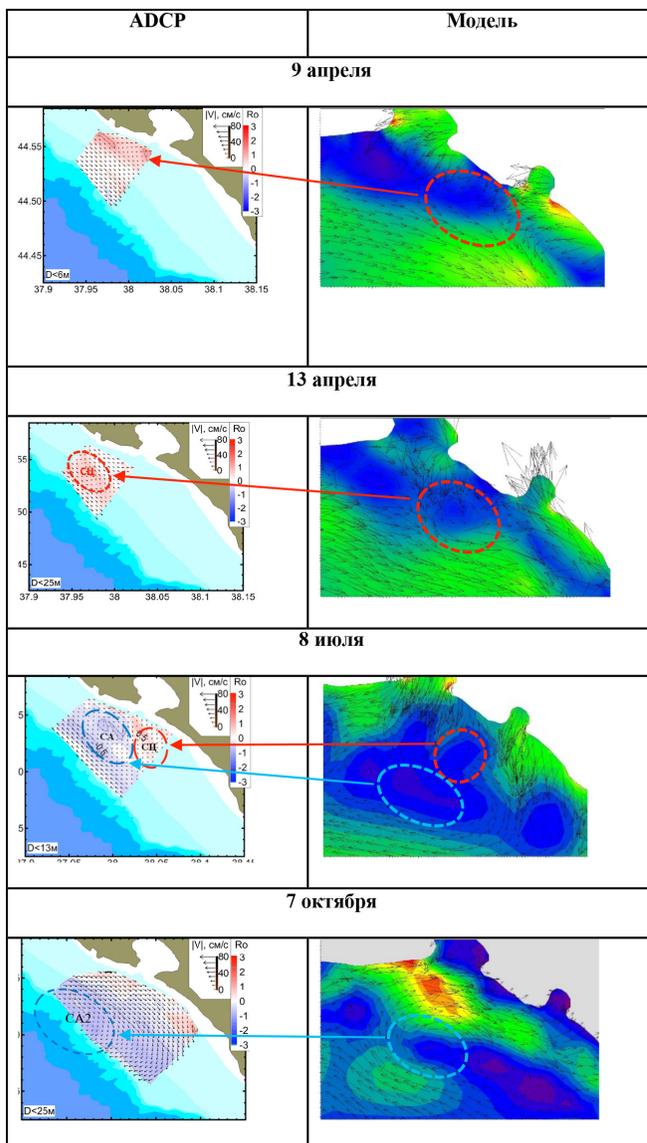


Рис. 3. Сравнение элементов мезомасштабной динамики вод, зафиксированных в ходе полевых исследований и полученных в результате моделирования (все данные за 2016 г.)

Как следует из рис. 2, обе розы (экспериментальная и модельная) указывают на основной характер прибрежных течений, а именно на преобладание вдольбереговых течений с ЮВ на СЗ. В экспериментальных данных обнаруживается большее рассеивание, что как раз и свидетельствует об ограниченности модельных представлений.

В качестве примера на рис. 3 сравниваются данные натурных наблюдений (профилирование с помощью буксируемого ADCP) и результатов моделирования. Красным цветом локализованы циклонические образования, голубым – антициклонические. Как видно из рисунка, модель, в целом, корректно воспроизводит динамическую структуру морских течений.

Таким образом, несмотря на некоторые недостатки, можно заключить, что трехмерная гидродинамическая модель Черного моря успешно верифицирована и может служить инструментом дальнейших исследований. Следующим этапом исследований будет получение статистических характеристик мезомасштабных образований на участке шельфа от Сочи до Анапы (геометрические размеры, время жизни, вертикальная мощность, динамические характеристики).

Работа выполнена в рамках госзадания №№ 0149-2018-0013, 0149-2018-0003, а также при поддержке грантов РФФИ (проекты 16-45-230781,18-05-80035).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Елкин Д.Н., Зацепин А.Г. Лабораторное исследование механизма периодического вихреобразования за мысами в прибрежной зоне моря // *Океанология*. 2013. Т. 53. № 1. С. 29–41.
2. Зацепин А.Г., Баранов В.И., Кондрашев А.А., Корж А.О., Кременецкий В.В., Островский А.Г., Соловьев Д.М. Субмезомасштабные вихри на Кавказском шельфе и порождающие их механизмы // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 4. С. 592–605.
3. Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В., Низов С.С., Пиотух В.Б., Соловьев В.А., Швоев Д.А., Цибульский А.Л., Куклев С.Б., Куклева О.Н., Москаленко Л.В., Подымов О.И., Баранов В.И., Кондрашов А.А., Корж А.О., Кубряков А.А., Соловьев Д.М., Станичный С.В. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря // *ФАО*. 2014. № 1 С. 16–29.

## РЕЗУЛЬТАТЫ НАТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ СУБМЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Куклев С.Б.<sup>1</sup>, Зацепин А.Г.<sup>1</sup>, Баранов В.И.<sup>1</sup>, Куклева О.Н.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д.36, тел.: +7 86141 2-8069, факс: +7 86141 2-80-89, e-mail: kuklev@ocean.ru*

The results of sub-mesoscale eddies field observation obtained at the hydrophysical testing site of the IO RAS in the shelf zone of the Black Sea are presented. The main parameters of the eddies their generation mechanisms are determined.

Натурные исследования субмезомасштабных вихревых структур шельфовой зоны северо-восточной части Черного моря проводятся с 2007 г [2]. С организацией в 2011–2013 гг. черноморского гидрофизического полигона ИО РАН [3], эти исследования приобрели относительно регулярный характер. С 2007 г. по настоящее время выполнено 42 целенаправленные судовые экспедиции, в ходе которых было зарегистрировано 32 субмезомасштабных вихря, определены их параметры. Анализ сопутствующей информации (данные измерений автоматизированных станций полигона, спутникового зондирования, метеоданные) позволил выявить основные механизмы их формирования.

Для исследований используются буксируемый за судном акустический профилограф скорости течения ADCP, закрепленный в специально изготовленной для этого обтекаемой гондоле. Буксировка осуществляется на кабель-тросе, по которому производится электропитание прибора и передаются результаты измерений на бортовой сервер (полевой влагозащищенный ноутбук). Бортовой сервер коммутирован с GPS-навигатором, который регистрирует географические координаты в точках зондирования, что при обработке данных позволяет строить карты пространственного распределения течений. Система крепления кабель-троса к гондоле обеспечивает ее отклонение в сторону от набегающего потока, что исключает влияние кильватерной струи на измеряемые параметры (рис. 1).

Обработка данных осуществляется программным комплексом, разработанным в ИО РАН. Выполняется построение карт горизон-

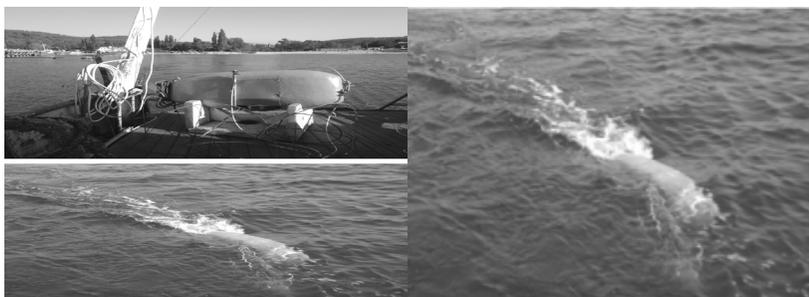


Рис. 1. Профилограф ADCP в гондole на борту судна (слева) и в буксируемом положении в море (справа).

тального распределения течений с осреднением по избранным слоям. Опыт исследований показал, что в вихревое движение вовлекается в основном верхний квазиоднородный слой. Развитый сезонный термоклин является своеобразным препятствием для проникновения вихревых движений в более глубокие слои моря. Поэтому для осреднения и графического представления результатов выбираются слои выше и ниже сезонного термоклина. Дополнительно рассчитываются и наносятся на карту распределения значения числа Россби, которое позволяет более точно идентифицировать вихревые структуры и границы их распространения.

Субмезомасштабные вихри могут иметь как циклоническую, так и антициклоническую завихренность. Циклонические вихри чаще наблюдается в период ослабления Основного черноморского течения (ОЧТ), когда над склоновой зоной формируются мезомасштабные антициклонические меандры ОЧТ (антициклонические вихри). В этом случае в шельфовой зоне на периферии антициклона создаются условия формирования циклонической завихренности. В этой области из-за сдвиговой неустойчивости течения формируются субмезомасштабные циклоны. Это один из механизмов формирования субмезомасштабных вихрей, связанный с баротропной сдвиговой неустойчивостью, возникающей на периферии более крупных динамических структур: течений, мезомасштабных вихрей.

Другим механизмом формирования вихрей является взаимодействие потока с орографическими особенностями берега [1]. На акватории полигона наблюдается периодическое вихреобразование в результате отрыва прибрежного течения от мыса Идокопас. Третий механизм связан с особенностями рельефа северо-кавказского побережья Черного моря, где на фоне высоких абразионных береговых уступов встречаются

участки их понижения (например, в бухтах). Это приводит к локальному усилению ветра, дующего с берега, и, как следствие, неравномерному пространственному ветровому воздействию, вызывающему завихренность в поле поверхностных течений.

Статистика зарегистрированных субмезомасштабных вихрей показала, что их характерные размеры составляют от 2 до 6 км. При этом размеры циклонических вихрей (2–4 км) обычно меньше антициклонических (3–6 км). Отметим, что и в том, и в другом случае их размеры меньше бароклинного радиуса деформации Россби, который для черноморских условий составляет ~17 км. Угловая скорость в вихрях по модулю обычно превышает параметр Кориолиса (число Россби по модулю превышает единицу), что позволяет характеризовать их как агеострофические. Короткое время жизни, не превышающее нескольких суток, свидетельствует об их нестационарности.

Работа выполнена в рамках госзадания №№ 0149-2018-0003, 0149-2018-0013, а также при поддержке грантов РФФИ № 17-05-00381, 16-45-230781 и РНФ № 14-50-00095.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Елкин Д.Н., Зацепин А.Г. Лабораторное исследование механизма периодического вихреобразования за мысами в прибрежной зоне моря // *Океанология*. 2013. Т. 53. № 1. С. 29–41.
2. Зацепин А.Г., Баранов В.И., Кондрашев А.А., Корж А.О., Кременецкий В.В., Островский А.Г., Соловьев Д.М. Субмезомасштабные вихри на Кавказском шельфе и порождающие их механизмы // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 4. С. 592–605.
3. Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В., Низов С.С., Пиотух В.Б., Соловьев В.А., Швоев Д.А., Цибульский А.Л., Куклев С.Б., Куклева О.Н., Москаленко Л.В., Подымов О.И., Баранов В.И., Кондрашов А.А., Корж А.О., Кубряков А.А., Соловьев Д.М., Станичный С.В. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря // *ФАО*. 2014. № 1. С. 16–29.

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ И ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ НЕЛИНЕЙНЫХ ВНУТРЕННИХ ВОЛН

**Куркин А.А., Талалушкина Л.В., Родин А.А., Куркина О.Е.,  
Лобовиков П.В., Лиходеев Н.М., Земляникин А.Ю.**

*Нижегородский государственный технический университет  
им. Р.Е. Алексеева, ул. Минина, 24, 603950, г. Нижний Новгород,  
тел. +7 831 436-6393, e-mail: [aakurkin@gmail.com](mailto:aakurkin@gmail.com)*

Paper presents a part of research activities of Laboratory of Modeling of Natural and Anthropogenic Disasters, NNSTU n.a. R.E. Alekseev, concerning investigation of dynamics of nonlinear internal gravity waves in layered fluid.

Представленный доклад посвящен развитию комплексного подхода к изучению нелинейных внутренних волн в многослойных жидкостях, нашедшего отражение в двух направлениях исследований лаборатории моделирования природных и техногенных катастроф Нижегородского государственного технического университета им. Р.Е. Алексеева: моделировании в экспериментальном бассейне с солевой стратификацией и численном моделировании в рамках современных CFD комплексов.

В настоящее время программные комплексы, реализующие интегрирование системы уравнений Навье – Стокса, используются для решения широкого спектра задач океанологии, связанных с исследованием внутренних волн (в том числе с интерпретацией натуральных данных) и воздействия таких волн на окружающую среду. Однако результаты моделирования с использованием разных программных продуктов (имеющих различия в численных алгоритмах и используемых технологиях), могут иметь достаточно существенные отличия даже в простейших тестовых случаях [1, 2]. Причиной этого может быть также некорректная постановка граничных условий, которые, в свою очередь, зависят от коэффициентов вязкости и поверхностного натяжения жидкости, определение которых также является важным этапом исследования, поскольку даже при небольших отличиях значений этих коэффициентов в рамках одной и той же модели исследуемые динамические характеристики на границах могут существенно отличаться. Как правило, эти коэффициенты определяются эмпирически из натуральных наблюдений или лабораторных экспериментов. Параметризация коэффициента вертикальной

турбулентной вязкости необходима для корректного описания вертикальной структуры волновых полей уединенных внутренних волн, а также транспортные свойства таких волн по отношению к частицам в придонном слое и их воздействия на различные подводные инженерные конструкции.

Верификация, а также адаптация численной модели под задачи проводимого исследования – важный этап любой научной работы, связанной с моделированием. Однако интерпретация наблюдений океанических внутренних волн сопряжена с рядом трудностей: одновременное протекание множества динамических процессов в толще и на поверхности океана (в том числе, распространение различных типов волн), меняющееся со временем состояние окружающей среды и т.д., что создает дополнительные проблемы при инициализации модели. В лабораторных экспериментах хорошо известны начальные условия, а наиболее важные параметры волнового поля могут быть зафиксированы, измерены и записаны для всего времени жизни волны. Повторение запусков позволяет более точно оценить необходимые для инициализации и верификации численных моделей параметры. Кроме того, с точки зрения численного счета, условия, реализуемые в лабораторных экспериментах, относительно просты в настройке.

В нашей лаборатории используется экспериментальный бассейн, предназначенный для моделирования как поверхностных, так и внутренних волн с солевой стратификацией жидкости ([http://lmmnad.nntu.ru/projects/wave\\_tank/](http://lmmnad.nntu.ru/projects/wave_tank/)). Схемы экспериментов представлены на рис. 1, где  $g_1$  – кварцевый преобразователь атмосферного давления ПДК-Р-М, диапазон измерения давления 0.1 – 40 МПа, точность до 0.07% ВПИ,  $g_2$  – система кварцевых преобразователей давления ПДК-Р-М, установленных на высоте  $h = 5$  и 15 см от дна бассейна;  $g_3$  – герметичная вертикальная стенка, поднимающаяся вверх со скоростью 1 м/с. Для экспериментов с начальным повышением уровня границы раздела слоев верхний слой жидкости имел плотность 0.99575 г/см<sup>3</sup> (краситель Уранин А, зеленый), нижний слой – с плотность 1.01949 г/см<sup>3</sup> (краситель С-01, синий). Для экспериментов с начальным понижением уровня верхний слой жидкости имел плотность 0.99506 г/см<sup>3</sup>, нижний – 1.02118 г/см<sup>3</sup>. Плотность и температура слоев определялись с помощью вискозиметра Stabinger viscometer SVM 3001 (диапазон измеряемой температуры от –60 °С до +135 °С, диапазон измеряемой плотности от 0.6 г/см<sup>3</sup> до 3 г/см<sup>3</sup>). Видеофиксация: 6 камер Logitech C920, камера sony hdr-cx405.

Эксперимент по генерации уединенной волны в стратифицированном бассейне проводился с использованием метода гидро-

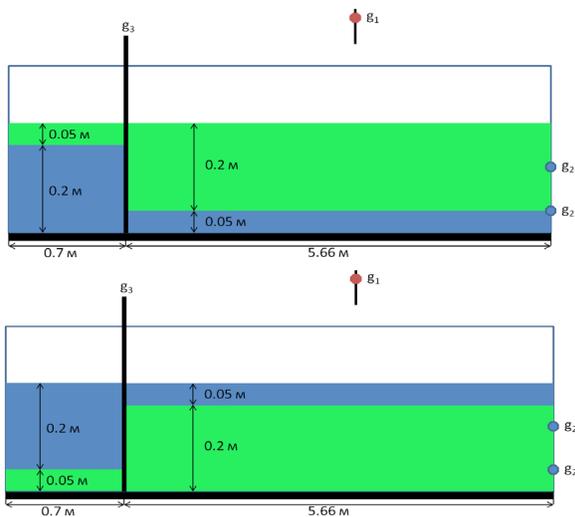


Рис. 1. Схема проводимых в стратифицированном бассейне экспериментов с начальным повышением уровня (сверху) и понижением уровня (снизу).

динамического коллапса, когда резко поднимается вертикальная стенка  $g_3$ . Сгенерированная уединенная волна повышения (понижения) уровня в двухслойной жидкости движется в направлении правой границы, отражается, взаимодействуя со стенкой, и продолжает движение в противоположном направлении (несколько раз). В ходе эксперимента оценивались давление на вертикальную стенку при распространении внутреннего солитона, а также характеристики и структура тече-

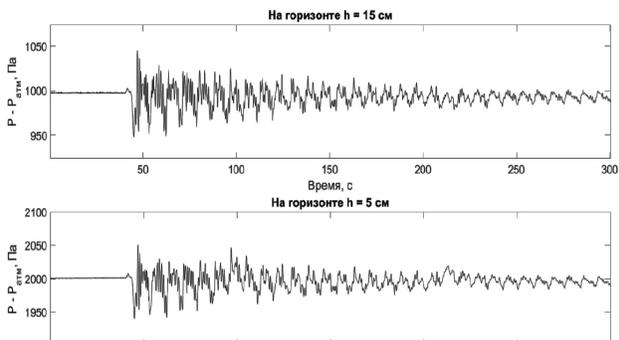


Рис. 2. Давление на стенку стратифицированного бассейна при распространении солитона повышения уровня.

ния вблизи дна бассейна. В качестве примера на рис. 2 представлена записи давления на двух горизонтах на правой границе в эксперименте по генерации солитона положительной полярности. На нижнем горизонте отчетливо видны возмущения давления, возникающие в процессе отражения уединенной волны от границы лотка (время прохождения волной всей длины лотка составляло 50–60 секунд и увеличивалось по мере затухания возмущения). Толщина пикноклина мала, и горизонтальная скорость течения при распространении волн изменяется практически скачком в пикноклине, обеспечивая условия для развития неустойчивости Кельвина-Гельмгольца и турбулизации течения (на рис. 3 отчетливо видны вихреобразные структуры).



Рис. 3. Неустойчивость Кельвина – Гельмгольца в лабораторном эксперименте при распространении солитона повышения уровня.

В качестве инструмента численного моделирования в проводимом исследовании использовались программный комплекс MITgcm [3], а также модуль исследования уединенных внутренних волн в слоистой жидкости пакета программ инженерного анализа ЛОГОС, разработанный в рамках сотрудничества нашей лаборатории с РФЯЦ-ВНИИЭФ.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Thiem O., Carr M., Berntsen J., and Davies P.A. Numerical simulation of internal solitary wave-induced reverse flow and associated vortices in a shallow, two-layer fluid benthic boundary layer // *Ocean Dynamics*. 2011. Vol. 61. Iss. 6. P. 857–872.
2. Куркина О.Е., Куркин А.А., Пелиновский Е.Н., Семин С.В., Талипова Т.Г., Чураев Е.Н. Структура течений в солитоне внутренней волны // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 6. С. 845–851.
3. Adcroft A., Campin J.-M. MITgcm User Manual. 2011. 455 p.

## **ИССЛЕДОВАНИЕ СУБМЕЗОМАСШТАБНЫХ ПРОЦЕССОВ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ: СПУТНИКОВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ И СИНХРОННЫЕ НАТУРНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ**

**Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Краюшкин Е.В.,  
Назирова К.Р., Строчков А.Я.**

*Институт космических исследований Российской академии наук  
117997, г. Москва, ул. Профсоюзная 84/32, тел. +7(495) 333-42-56,  
e-mail: olavrova@iki.rssi.ru*

The paper shows presents some results of remote sensing monitoring and in-situ observations of submesoscale eddies in the southeastern part of the Baltic Sea. Remote sensing data were used for statistical investigation of submesoscale eddies and in-situ data – for remote sensing data verification and comprehensive description of different eddies parameters in the sea.

Институт космических исследований РАН проводит исследования по изучению субмезомасштабных процессов в Российских морях, начиная с 2002 г. Основное внимание уделялось субмезомасштабным вихревым процессам в Черном, Балтийском и Каспийском морях. Начиная с 2002 г. сотрудники Лаборатории аэрокосмической радиолокации проводят непрерывный спутниковый мониторинг поверхности морей на основе данных современных спутниковых сенсоров, работающих в различных диапазонах электромагнитного спектра. Использовались данные радиолокационных сенсоров ASAR Envisat, Radarsat 1–2, TerraSAR-X, SAR-C Sentinel-1A, -1B. К исследованиям также привлекались данные сенсоров, работающих в видимом и ИК-диапазонах: Modis Terra/Aqua, TM Landsat-5, ETM+ Landsat-7, OLI Landsat-8, Meris Envisat. В последние годы активно используются данные MSI Sentinel-2A, -2B, OLCI Sentinel-3A. На основе спутниковых данных определены районы регулярных проявлений субмезомасштабных вихревых структур, оценены их межгодовая и сезонная изменчивость [1].

Начиная с 2013 г., нами проводятся регулярные натурные измерения для верификации спутниковой информации, а также для более детального изучения параметров субмезомасштабных процессов в прибрежной зоне. Экспедиционные работы включают в себя определение параметров прибрежных течений при помощи акустического доплеровского

профилографа течений (ADCP) и лагранжевых дрейфтеров, а также исследование термохалинной структуры вод и распределения мутности и концентрации хлорофилла-а. С 2012 г. было проведено в общей сложности 11 экспедиций на Черном и Балтийском морях.

Основное внимание уделялось в последние годы изучению прибрежной динамики вод и вихревых образований в юго-восточной части Балтийского моря.

По результатам спутникового мониторинга была проведена статистическая работа по выявлению частоты встречаемости вихревых образований в летнее время в Гданьском заливе, а также отдельных районов их локализации [2]. Было показано, что проявления вихревых структур в летний период наблюдаются практически на всех спутниковых изображениях видимого диапазона высокого пространственного разрешения. В то же время частота встречаемости проявлений вихревых структур за счет сликового механизма на радиолокационных изображениях существенно ниже, что связано с активной ветровой ситуацией в регионе. Было показано, что вихревые структуры, образующиеся в открытом море, достаточно устойчивые и могут наблюдаться в течение 7–10 дней, оставаясь практически неподвижными. С другой стороны, вихри, образующиеся в прибрежной зоне под действием обтекания даунвеллинговым течением мыса Таран, крайне неустойчивые и наблюдаются гораздо реже как в данных сенсоров видимого диапазона, так и на радиолокационных изображениях.

Начиная с 2014 г., ежегодно в летнее время нами проводятся экспедиционные исследования в прибрежной зоне Балтийского моря в районе Самбийского полуострова. Трижды удалось провести измерения параметров вихревых образований в этом районе. Измерения показали, например, что вихри, образующиеся за мысом Таран, оказывают влияние на толщу вод до 15–20 м, вовлекая в динамику воды сезонного термоклина [3]. В 2015 г. было проведено исследование по влиянию вихревых образований на прибрежную динамику вод и показано, что подобные структуры могут удерживать пассивные плавучие объекты в локализованном районе в течение не менее 10 дней [4]. В 2018 г. на основе спутниковых наблюдений и подспутниковых измерений было проведено исследование формирования и распространение вихревого диполя за мысом Таран, выявлены гидрометеорологические условия, способствующие его зарождению [5].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда в рамках гранта 14-17-00555.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Митягина М.И., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. М.: ИКИ РАН, 2011. 470 с.
2. Lavrova O.Yu., Krayushkin E.V., Nazirova K.R., and Stochkov A.Ya. Vortex structures in the Southeastern Baltic Sea: satellite observations and concurrent measurements // Proc. SPIE Remote Sensing of the Ocean, Sea Ice, Coastal Waters, and Large Water Regions 2018.
3. Lavrova O., Krayushkin E., Golenko M., and Golenko N. Effect of wind and hydrographic conditions on the transport of Vistula Lagoon waters into the Baltic Sea: Results of a combined experiment // IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. Vol. 9 (11). P. 5193–5201. DOI: 10.1109/JSTARS.2016.2580602.
4. Голенко М.Н., Краюшкин Е.В., Лаврова О.Ю. Исследование особенностей прибрежных поверхностных течений в Юго-Восточной Балтике по результатам подспутниковых дрейфтерных экспериментов и численного моделирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 7. С. 280–296. DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-7-280-296.
5. Краюшкин Е.В., Лаврова О.Ю., Назирова К.Р., Алферьева Я.О., Соловьев Д.М. Формирование и распространение вихревого диполя за мысом Таран в Юго-Восточной Балтике // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 4. С. 214–221. DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-4-214-221.

**МОДЕЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВКЛАДА ВЕТРА В  
ФОРМИРОВАНИЕ МЕЖГОДОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ  
РАСХОДА АНТАРКТИЧЕСКОГО  
ЦИРКУМПОЛЯРНОГО ТЕЧЕНИЯ**

**Лебедев К.В.**

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, тел. +7 499 124-6383,  
e-mail: [KLebedev@ocean.ru](mailto:KLebedev@ocean.ru)*

The interannual variability of the Antarctic Circumpolar Current is studied using the Argo-Based Model for Investigation of the Global Ocean. Analysis of the numerical experiments results has shown that the variable wind stress forcing is the key factor determining the interannual variability of the transport through the Drake Passage.

Исследование межгодовой изменчивости Антарктического циркумполярного течения (АЦТ) базируется на данных модельных расчетов с использованием разработанной в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН Арго-модели исследования глобального океана (АМИГО) [1–3], которая состоит из блока вариационной интерполяции на регулярную сетку данных профилирования Argo [4, 5] и блока модельной гидродинамической адаптации [6, 7] вариационно проинтерполированных полей. Такая методика позволяет получать по нерегулярно расположенным данным измерений Argo полный набор океанографических характеристик: температуру, соленость, плотность и скорость течений.

Исследование является продолжением выполненных ранее авторских работ по изучению роли ветра в формировании крупномасштабной океанской циркуляции и ее изменчивости [8, 9], в которых было показано, что значительная изменчивость полей течений и соответственно их расходов во многом связаны с нестационарным ветровым воздействием на поверхность океана. Цель данного исследования – оценить с использованием данных моделирования АМИГО сезонную и межгодовую изменчивость расхода АЦТ и изучить вклад ветра в формирование этой изменчивости.

Для изучения вклада ветрового воздействия в изменчивость расхода АЦТ были выполнены три серии численных экспериментов. В Экспе-

рименте 1 используемые в расчетах АМИГО поля температуры и солености были заменены их среднеклиматическими аналогами (расчет для января 2005 г. проводился по среднеклиматическим данным января 2005–2004 гг. и т.д.). Поля ветра при этом соответствовали реальным месяцам и сезонам (расчет для января 2005 г. проводился по данным тангенциального напряжения трения ветра января 2005 г. и т.д.). Это позволило оценить вклад в изменчивость расхода АЦТ ветрового воздействия.

В Эксперименте 2 используемые в расчетах АМИГО поля тангенциального напряжения трения ветра были заменены их осредненными за 2005–2014 гг. аналогами (для января 2005 г. использовались данные температуры и солености января 2005 г. и осредненный за январь 2005–2014 гг. ветер и т.д.). Целью этих расчетов была оценка вклада изменчивости термохалинных полей в изменчивость расхода АЦТ.

Контрольный Эксперимент 3 аналогичен Эксперименту 1, но отличался от него тем, что вместо среднеклиматических данных АМИГО в нем использовались данные World Ocean Atlas 2009.

Межгодовая изменчивость АЦТ проиллюстрирована на рис. 1 графиками изменчивости расхода в проливе Дрейка. Результаты численного моделирования АМИГО показаны толстой сплошной линией.

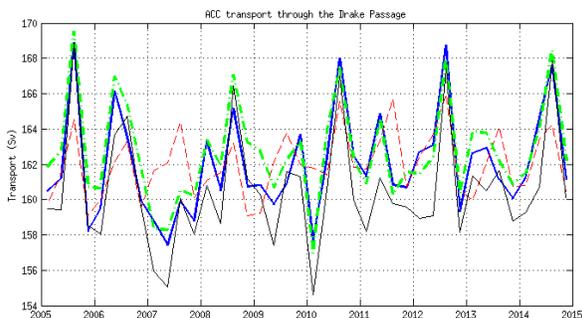


Рис. 1. Изменчивость расхода АЦТ (Св) в проливе Дрейка. Результаты расчетов АМИГО представлены синей сплошной линией, результаты Эксперимента 1 представлены зеленой штрих-пунктирной линией, результаты Эксперимента 2 изображены красной штриховой линией, Эксперименту 3 соответствует черная сплошная линия. Все данные представлены среднесезонными величинами и охватывают период 2005–2014 гг.

Результаты численного Эксперимента 1 с заменой реальных полей температуры и солености их среднеклиматическими для 2005–2014 гг. аналогами представлены штрих-пунктиром. Тонкая штриховая линия со-

ответствует результатам численного Эксперимента 2, в котором вместо реальных полей тангенциального напряжения трения ветра использовались их осредненные для 2005–2014 гг. аналоги. Тонкая сплошная линия отображает результаты контрольного Эксперимента 3 с использованием данных World Ocean Atlas 2009.

На рис. 2 представлены графики аномалий описанных выше расходов АЦТ, полученные в результате удаления среднего за период 2005–2014 гг. сезонного хода.

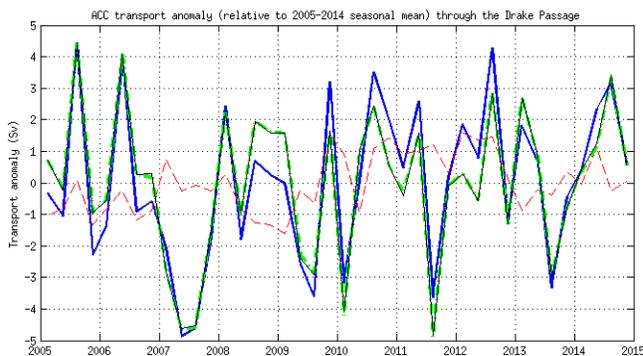


Рис. 2. Аномалии расхода АЦТ (Св) в проливе Дрейка относительно среднего сезонного хода. Обозначения аналогичны рис. 1.

График изменчивости расхода и его аномалий в Экспериментах 1 и 3, в которых реальный сезонный ветер накладывался на среднеклиматические сезонные поля температуры и солёности, ведет себя аналогично графику расхода АЦТ по данным АМИГО. Анализ графиков изменчивости расхода и его аномалий в Эксперименте 2, где на реальные сезонные поля температуры и солёности накладывался осредненный для соответствующего сезона ветер, не позволяет говорить о наличии значимой межгодовой изменчивости.

Проведенные модельные исследования позволяют сделать вывод о том, что основным фактором, определяющим межгодовую изменчивость расхода АЦТ в проливе Дрейка, является изменчивость полей тангенциального напряжения трения ветра, в то время как изменчивость термохалинных полей Южного океана оказывает на изменчивость расхода АЦТ в проливе Дрейка слабое влияние.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 16-17-10149.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Лебедев К.В. Арго-модель исследования глобального океана (АМИГО) // Океанология. 2016. Т. 56. № 2. С. 186–196.
2. Лебедев К.В., Саркисян А.С., Никитин О.П. Сравнительный анализ поверхностной циркуляции Северной Атлантики, воспроизведенной тремя различными методами // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2016. Т. 52. № 4. С. 465–474.
3. Саркисян А.С., Никитин О.П., Лебедев К.В. Физические характеристики Гольфстрима как индикатор качества моделирования циркуляции Мирового океана // Докл. АН. 2016. Т. 471. № 5. С. 595–598.
4. Lebedev K.V., DeCarlo S., Hacker P.W., Maximenko N.A., Potemra J.T., and Shen Y. Argo Products at the Asia-Pacific Data-Research Center // EOS Trans. AGU. 2010. Vol. 91(26). Ocean Sci. Meet. Suppl. Abstract IT25A-01.
5. Курносова М.О., Лебедев К.В. Исследование изменчивости переносов в системе Куроиси на  $35^{\circ}$ с.ш.,  $147^{\circ}$ в.д. по данным поплавков Argo и спутниковой альтиметрии // Докл. АН. 2014. Т. 458. № 2. С. 225–228.
6. Лебедев К.В. Среднегодовой климат океана. 2. Интегральные характеристики климата Мирового океана (переносы массы, тепла, солей) // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 1999. Т. 35. № 1. С. 96–106.
7. Иванов Ю.А., Лебедев К.В., Саркисян А.С. Обобщенный метод гидродинамической адаптации (ОМЕГА) // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 1997. Т. 33. № 6. С. 812–818.
8. Иванов Ю.А., Лебедев К.В. Моделирование реакции Северной Атлантики на нестационарное воздействие ветра // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 1996. Т. 32. № 5. С. 672–679.
9. Иванов Ю.А., Лебедев К.В. Модельные исследования оценки вклада ветровых течений в общую циркуляцию Мирового океана // Океанология. 2003. Т. 43. № 6. С. 827–833.

## МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗРУШИТЕЛЬНОГО ШКВАЛА В МОСКВЕ 29 МАЯ 2017 г.

Локощенко М.А.<sup>1</sup>, Мельничук А.Ю.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова,

Ленгоры, 119991, г. Москва, тел. +7 495 939-4284, e-mail: [loko@geogr.msu.ru](mailto:loko@geogr.msu.ru)

<sup>2</sup>ФГБУ «Центральное УГМС» Росгидромета, ул. Образцова, 6, 127055, г. Москва, тел. +7 495 684-8388

The meteorological conditions of strong squall in Moscow in May 29<sup>th</sup>, 2017, are discussed. As it shown this phenomenon was non-typical because neither thunderstorms, nor extremely high top of Cb clouds were observed. Probably strong wind (up to 28–30 m/s in gusts) was a result of thin zone of sharp cold front and its quick passing.

В докладе с использованием синоптических карт, данных наземной метеорологической сети, радиолокационной сети и радиозондирования в Московском регионе, а также акустического зондирования в МГУ подробно рассмотрены метеорологические условия шквала, произошедшего в Москве 29 мая 2017 г. и приведшего к массовым разрушениям и человеческим жертвам. Максимальная скорость ветра в порывах во время шквала достигла в столице и ее окрестностях по данным метеорологических станций МГУ и Внуково соответственно 28 и 30 м/с на высотах 10–15 м.

Явление шквала в тот день оказалось нетипичным, поскольку не сопровождалось, вопреки обычному ([1]; пример 20–21 июня 1998 г. – в [2]), ни грозой, ни аномально высокими значениями верхней границы и отражаемости облаков Сб по данным радиолокаторов. Данная особенность существенно осложнила прогноз этого опасного явления.

Одной из предпосылок шквала явился общий высокий фон значений скорости ветра  $V$ , связанный с синоптической ситуацией – нахождением Москвы в зоне интенсивных градиентных потоков на южной периферии обширного циклона. Так, уже ночью 29 мая в 04.10 на высоте 480 м  $V$  по данным акустического локатора (содара) «MODOS» в Метеорологической обсерватории (МО) МГУ достигла 32,6 м/с. Если бы это значение было отмечено в приземном слое воздуха, оно знаменовало бы собой явление урагана (12-й балл по шкале Бофорта). Заметим, что ураган в московском регионе в обозримом прошлом не отмечался ни разу ни на одной наземной станции. Но даже на высотах около 500 м столь

сильный ветер, исходя из опыта многолетнего акустического зондирования в МО МГУ, наблюдается крайне редко, в среднем – лишь один раз в год [3]. Данный результат отражает усиление крупномасштабного потока уже ночью 29 мая в градиентной зоне между циклоном на севере ЕТС (над Карелией и Ленинградской областью) и антициклоном над Румынией. Очевидно, усиление фоновых значений ветра послужило одной из причин аномально большой скорости ветра во время шквала.

Еще одной причиной шквала явилось сильное развитие энергии неустойчивости. С одной стороны, его прохождение пришлось на послеполуденные часы (в МО МГУ – с 15.39 до 15.50 по Московскому времени). С другой стороны, прогрев поверхности в суточном ходе был усилен тёплой адвекцией. Ночью, утром и в начале дня Москва находилась в тёплом секторе циклона, смещавшегося в юго-восточном направлении; центр этого циклона в начале ночи находился над Карелией, а к середине дня – над Ярославской областью. Господство воздушной массы, вероятно, тропического происхождения (частично трансформированной в температурном режиме) определило высокий фон значений температуры воздуха  $T$  в Москве: так, максимальная температура достигла в МО МГУ к 15 ч 26.4°C.

Наряду с общим усилением крупномасштабного потока и сильным прогревом подстилающей поверхности, шквал был вызван обостренным холодным фронтом, прошедшим Москву днем, и очень быстрым его прохождением. По данным автоматического комплекса АМК,  $T$  в черте города всего за 12 минут уменьшилась почти на 10°C (рис. 1): с 25.0°C в 15.39 до 15.2°C в 15.51 и 14.9°C в 15.52; следствием этого явилось дополнительное усиление энергии неустойчивости. Именно в эти минуты произошло явление шквала, отраженное в резком увеличении средних минутных значений скорости ветра: с 5.9 м/с в 15.38 до 10.2 м/с в 15.48. Максимальный порыв скорости  $V_{\text{MAX}}$  еще в 15.38 был по данным датчика 05103 комплекса АМК хоть и большим, но вполне обычным: 19,4 м/с. Однако минуту спустя (в 15.39) он возрос до 27.9 м/с, а в 15.40 достиг аномально высокого значения 28.3 м/с.

Заметим, что во время прохождения шквала средняя за 10 мин (с 15.40 до 15.50)  $V$  на высоте 40 м составила по данным содара «MODOS» в МО МГУ 11.5 м/с, а на высоте 60 м – 11.9 м/с. Примечательно близкое соответствие содарных данных результатам радиозондирования в ЦАО, согласно которым  $V$  в 14.30 в слое воздуха от 100 до 400 м возрас- тала от 13 до 16 м/с, а в вышележащем слое вплоть до 1000 м достигла 16–17 м/с. Согласно содарным данным в МО МГУ,  $V$  в 14.30 составила на высоте 100 м 14,6 м/с. Таким образом, высокий фон значений  $V$  наблюдался и в середине дня, непосредственно перед шквалом.

За всю историю регистрации максимального порыва в МО МГУ с 1975 г. (со времени внедрения анеморумбометров серии М-63) максимальное значение составляет 28 м/с и было отмечено 25 июня 1984 г.

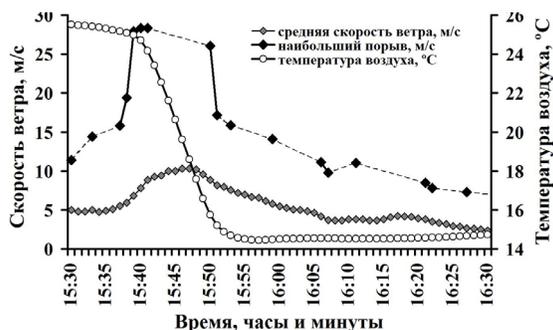


Рис.1. Поминутные данные измерений  $V$  и  $T$  автоматической метеостанцией АМК в МГУ днем 29 мая 2017 г.

Во время разрушительного шквала ночью 20–21 июня 1998 г., также приведшего к многочисленным разрушениям и человеческим жертвам [2],  $V_{\text{MAX}}$  составила здесь 20 м/с. Днем 29 мая 2017 г. при прохождении шквала стационарный прибор М-63М показал максимальный порыв 24 м/с, тогда как более чувствительный датчик 05103, обладающий меньшим порогом трогания и меньшей инерцией – 28.3 м/с. Таким образом, формально (без учета различий в характеристиках М-63М и 05103) в МГУ наблюдалось повторение рекордно высокого значения  $V_{\text{MAX}}$ , отмеченного в 1984 г.

Наиболее вероятной основной причиной шквала, следовательно, явилось быстрое прохождение обостренного холодного фронта и связанное с этим усиление энергии неустойчивости. Работа выполнена при частичной поддержке РФФ (проект № 16–17–10275) и РФФИ (проект № 18-55-45012).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Наливкин Д.В. Ураганы, бури и смерчи. Географические особенности и геологическая деятельность. Л.: Наука, Ленинградское отделение. 1969. 488 с.
2. Природные опасности России. Под общей редакцией В.И. Осипова и С.К. Шойгу. Гидрометеорологические опасности (Том 5) / Под редакцией Г.С. Голицына и А.А. Васильева. М.: Издательская фирма «Крук». 2001. 296 с.
3. Локощенко М.А. О ветровом режиме нижней атмосферы над Москвой по данным многолетнего акустического зондирования // Метеорология и гидрология. 2014. № 4. С. 19–31.

## МЕЗОМАСШТАБНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

**Маккавеев П.Н.**

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, 8(499)124-77-42, e-mail: [makkaveev55@mail.ru](mailto:makkaveev55@mail.ru)*

The influence of hydrophysical structures on the chemical of sea waters depends on its dynamic and on the time of their live. The pure transference on chemical substances, as conservative elements, is possible when the time of this structures is small. When the time of existence is large the biochemical process also are involved in the procedure.

Понятие изменений среднего (мезо-) масштаба достаточно широко и не имеет однозначного определения в научной литературе. В зависимости от целей исследования различные авторы подводят к этой классификационной категории географические проявления весьма различного рода. Согласно работе [3] гидрофизические неоднородности среднего масштаба (мезомасштабные явления, мезоструктуры) имеют характерные размеры проявления по вертикали от нескольких метров до нескольких сот метров. Горизонтальный масштаб их проявления заключен в диапазоне  $10^2$ – $10^4$  м. Минимальное время их существование предположительно составляет несколько часов. Максимальное время жизни этих структур может быть несколько месяцев и даже лет [2, 3]. Мезомасштабные гидрологические структуры (Mesoscale phenomena) постоянно и повсеместно встречаются в океане, с видимым отсутствием какой-то периодичности в своих проявлениях [5]. Некоторые такие неоднородности могут существовать долго, до нескольких лет. Некоторые крупные апвеллинги и фронтальные зоны в циркулирующих водных массах существуют практически постоянно, они только меняют интенсивность своего проявления, а также свое положение в пространстве.

В классической геохимии ландшафтов к этому масштабу более всего подходят локальный (с площадью до  $100 \text{ км}^2$ ) и региональный (от  $10^2$  до  $10^6 \text{ км}^2$ ). Что касается химической и биологической океанографии, то под категорией мезомасштабных явлений чаще всего понимают временные проявления от превышающих суточные до сезонных, включая и синоптические изменения.

Несомненно, мезомасштабные неоднородности гидрофизических полей будут в той или иной степени отражаться на гидрохимической характеристике вод. Существование неоднородностей гидрохимических полей этого масштаба обеспечивается, главным образом, динамическими факторами – переносом вод с различными характеристиками, которые, однако, влияют на химию вод и через биохимические процессы. Воздействие на биохимические процессы может идти двумя путями во-первых, при перемещении планктонных организмов и/или растворенного и взвешенного органического вещества, во-вторых, при изменении условий протекания биохимических реакций и условий жизнедеятельности водных организмов при изменении свойств водной массы.

Гидродинамические неоднородности среднего масштаба оказывают значительное и достаточно сложное влияние на формирование пространственных неоднородностей химического состава вод в океане. Это связано с тем, что локальные динамические активные зоны: вихри синоптического масштаба, апвеллинги, фронты и фронтальные зоны, квазистационарные круговороты создают условия для повышения концентрации океанического населения. Особенно это сказывается в «пустынных районах открытого океана», где образуются своеобразные оазисы жизни [1]. Помимо процессов переноса и смешения вод, в этих областях химия вод подвергается значительному воздействию биохимических процессов. В первую очередь, это будет затрагивать растворенный кислород, биогенные элементы и карбонатное равновесие вод. Степень воздействия будет зависеть от возраста, сформировавшегося в данной зоне биологического сообщества. Естественно, что небольшие по размеру и существующие всего несколько суток (возможно и часов) мезомасштабные динамические неоднородности могут вызвать лишь временную концентрацию обитающих на данной акватории организмов. В то время как долгоживущие или квазистационарные динамические неоднородности обеспечивают возникновение развитых биологических сообществ и соответствующее воздействие на распределение химического состава вод данной акватории.

Такая же картина наблюдается и при воздействии на химию воды и плотностных границ. Относясь по своим пространственным проявлениям к структурам среднего масштаба, многие из плотностных границ могут существовать значительное время, измеряемое даже и тысячами лет. У таких стабильных и обширных плотностных границ формируются устойчивые системы связанных химических и биохимических процессов. Вклад линз или других изолированных

водных объемов в формирование неоднородности гидрохимических полей состоит в первую очередь в механическом переносе элементов как квазиконсервативных субстанции. Принципиальные различия будут в том, где расположен данный изолированный объем воды и имеет ли он контакт с атмосферой. В линзах, находящихся в верхнем деятельном слое активно проходят фотосинтетические процессы. Это приводит к тому, что по величинам рН, содержанию кислорода и двуокиси углерода ( $\text{CO}_2$ ) и части биогенных элементов они практически не будут выделяться. Но содержание растворенного неорганического углерода ( $\text{C}_{\text{tot}}$ ), растворенного кремния и величина Alk может значительно отличаться от окружающей воды. Изолированный объем вод, находящийся ниже фотического слоя, будет отличаться от окружающей воды по всем параметрам карбонатного равновесия.

Рассматривая представление о временной характеристике мезомасштабных неоднородностей химического состава в океане, можно заключить, что нижним пределом по времени будут сутки (или первые сутки), верхним пределом можно считать сезонные изменения. Но во всех работах к среднему масштабу времени безоговорочно относят синоптические изменения которые столь же случайны, как и синоптические процессы в атмосфере. Изменения этого масштаба практически не могут прогнозироваться. Их изучение необходимо строить на статистической обработке большого количества экспедиционных данных для каждого отдельного района, привлекая возможно более широкий спектр наблюдений или постановке натуральных наблюдений в наиболее характерных районах.

Проанализировав значительное количество архивных гидролого-гидрохимических данных по Каспийскому, Черному, Карскому и Баренцеву морю, можно сделать вывод, что в прибрежной зоне следует обязательно учитывать изменения синоптического масштаба времени. Величина этих изменений может быть очень значительной, особенно в приустьевых районах рек. В некоторых случаях амплитуда изменений содержания кислорода, биогенных элементов и компонентов карбонатной системы синоптического масштаба может превышать или быть сравнимой с сезонными изменениями. Поскольку изменения гидрохимических полей синоптического масштаба практически не могут прогнозироваться, их изучение необходимо строить на статистической обработке большого количества экспедиционных данных для каждого отдельного района, привлекая, возможно, более широкий спектр наблюдений или постановке натуральных наблюдений и модельных экспериментов в наиболее характерных районах.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов М.Е., Федоров К.Н. Изучение экосистем открытых вод юго-восточной части Тихого океана. Фронтальные зоны юго-восточной части Тихого океана / Ред. М.Е. Виноградов, К.Н. Федоров. М.: Наука, 1984. С. 5–24.
2. Внутритермоклинные вихри в океане / Ред. К.Н.Федоров. М.: Институт океанологии АН СССР. 1986. 142 с.
3. Корчагин Н.Н., Монин А.С. Мезоокеанология. М.: Наука. 2004. 176 с.
4. Маккавеев П.Н. Изменчивость карбонатного равновесия вод Мирового океана различных временных и пространственных масштабов. Океанология на старте 21-го века / ред. А.Л.Верещака. Москва: Наука. 2008. С.109–156.
5. Dennis J., McGillicuddy Jr. The internal Weather of the Sea and Its Influences on Ocean Biogeochemistry // *Oceanography*, 2001. Vol. 14. № 4. P. 78–92.

## **ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДРЕЙФА МОРСКОГО МУСОРА, ОБРАЗОВАВШЕГОСЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ ЦУНАМИ 2011 Г. В ВОСТОЧНОЙ ЯПОНИИ**

**Максименко Н.А., Хафнер Я.**

*International Pacific Research Center, University of Hawaii at Manoa, 1680 East West  
Road, POST 401, Honolulu, Hawaii, 96822, USA, +1(808)956-2584,  
e-mail: [aximenk@hawaii.edu](mailto:aximenk@hawaii.edu)*

Presented are results of numerical simulations of marine debris drift, generated by the 2011 tsunami in the eastern Japan. Differences between pathways of debris with different properties are described. Model experiments are validates using reports of Japanese boats from the west coast of the US and Canada.

11 марта 2011 г. сильнейшее землетрясение восточнее японского острова Хонсю вызвало мощное цунами с высотой волн превышающей в некоторых районах 30 м, которые разрушили около 100 тысяч домов, привели к многочисленным человеческим жертвам и произвели всего за несколько часов около 1.5 миллиона плавающего мусора (по оценке Министерства окружающей среды Японии), который позднее распространился в другие районы северной части Тихого океана.

Уникальные наблюдения за необычным мусором позволили протестировать способность численной модели воспроизвести его дрейф. В этом исследовании мы использовали диагностическую модель SCUD (Surface CUrrents from Diagnostic) [1]. Модель использует данные спутниковой альтиметрии и ветра для оценки поверхностных течений, состоящих из геострофической и обобщенной Экмановской компонент. Коэффициенты модели оптимизированы локально, и используют исторические данные дрейфующих буев и скорости рассчитываются ежедневно на квази-глобальной сетке с разрешением в четверть градуса. Прямое воздействие ветра на объекты, возвышающиеся над поверхностью моря (парусность), описывалось добавлением к скорости течения соответствующей фракции вектора ветра.

В данном моделировании предполагалось, что парусность мусора была распределена равномерно между 0% (когда движение трассера совпадало с движением воды) и 6%. Рис. 1 показывает, что, хотя вначале все виды трассера движутся на восток от Японии, в дальнейшем

происходит их разделение ветром, которое приводит к совершенно разным траекториям трассеров с высокой, средней и низкой парусностью. Первый (обозначенный на рис. 1 красным цветом) достигает берегов Северной Америки в конце 2011 и начале 2012 гг. и почти полностью вымывается на побережье Аляски и Британской Колумбии. Это соответствует сообщениям из этих районов о значительном количестве больших, легких пенопластовых и пластиковых буев, используемых в Японии в рыбном промысле и на аквафермах.

Часть трассера со средней парусностью (желто-зеленый на рис.1) достигла берегов штатов Вашингтон, Орегон и Калифорния весной 2012 г. и рециркулировала в сторону Гавайских островов. Любопытно, что на Гавайях мусор от цунами приплыл с северо-востока, что также соответствует наблюдениям.

Наконец, трассер с низкой парусностью (синий на рис. 1) последовательно конвергирует в относительно небольшую область в северо-восточной части океана, известную как «garbage patch» и отличающуюся повышенной концентрацией потерянных рыболовных сетей и фрагментированного пластика [2].

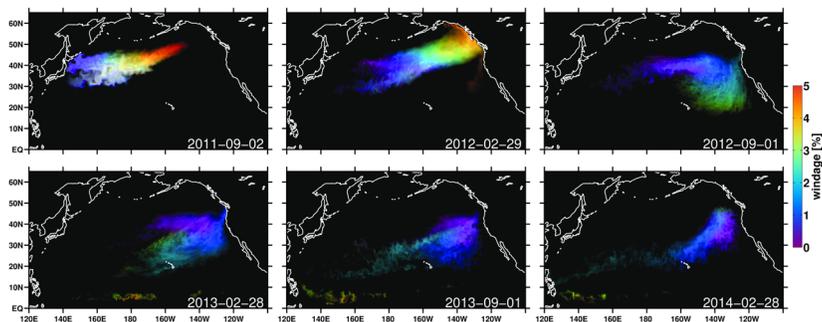


Рис. 1. Результаты моделирования дрейфа морского мусора от цунами на востоке Японии в 2011 г. Цвета соответствуют парусности (windage) модельного трассера.

Для количественного анализа результаты моделирования были сравнены с данными по 92-м японским лодкам, найденным на участке побережья между северной Калифорнией и островом Ванкувер (40–51°с.ш.). Было замечено, что лодки прибывали не непрерывно, а короткими (несколько недель) импульсами, при этом импульсы наблюдались почти синхронно по всему побережью с максимальным количеством данных около 46°с.ш. Эта синхронность позволяет предположить, что главным образом сигнал контролировался динамическими процессами достаточно большого масштаба, а локальные отличия играли второстепенную роль.

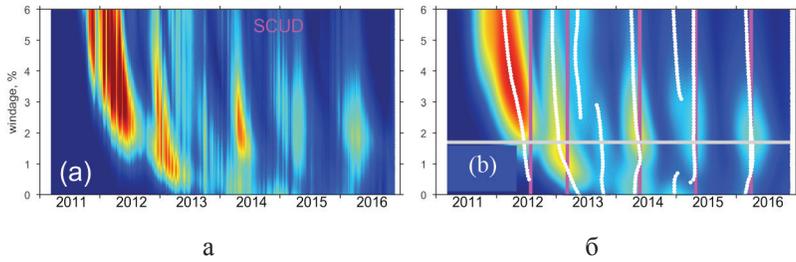


Рис. 2. Поток модельного трассера на побережье Северной Америки между 40 и 51°с.ш. для разных значений парусности (windage) (а) и тот же поток после сглаживания (б). На правой панели белые точки отмечают пики модельного решения, а фиолетовые линии – пики в наблюдениях. Горизонтальная серая линия помечает парусность в 1.7% с наилучшим соответствием между моделью и наблюдениями.

Рис. 3 демонстрирует хорошее соответствие между наблюдениями и модельным решением для оптимальной парусности. Модель успешно воспроизвела все основные пики, что позволило откалибровать ее решение и масштабировать его в абсолютные единицы. В результате мы смогли оценить, что во время цунами около 1000 лодок были смыты в море. За 5 лет около 90% этих лодок оказались на берегу, что демонстрирует способность Мирового океана самоочищаться от плавающего мусора. Однако немногочисленные сообщения о найденных японских лодках продолжают поступать. Растущее производство долгоживущих

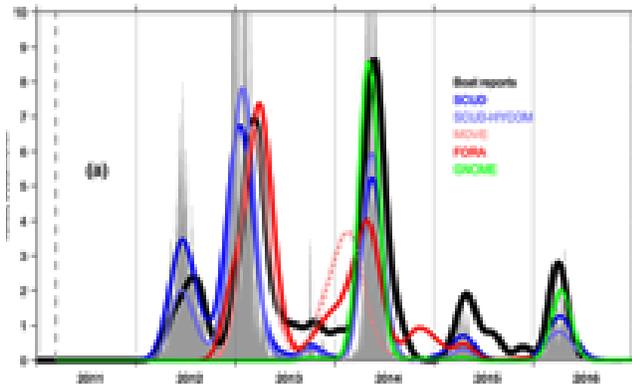


Рис. 3. Частота наблюдения японских лодок (черная линия) и поток модельного трассера соответствующей парусности. Синяя линия – СКАД, остальные – модели, проанализированные в [3].

материалов и большее время резиденции в океане объектов с малой парусностью приводят к накоплению искусственного мусора и создания предпосылок для еще одного вида глобальных изменений, вызванных деятельностью человека.

Сравнение с другими моделями показало, что SCUD более точно воспроизводит динамику дрейфующего мусора [3]. Это означает, что параметризации процессов в верхнем перемешанном слое океана, используемых даже в лучших моделях циркуляции океана, требуют дальнейшего улучшения.

Настоящее исследование было поддержано грантами Министерства окружающей среды Японии (при посредничестве Северотихоокеанской организации морских исследований PICES) и Национального аэрокосмического агентства США NASA.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Maximenko N.A., Hafner J. SCUD: Surface Currents from Diagnostic model // IPRC Tech. Note. 2010. 5. 17 p. [http://apdrc.soest.hawaii.edu/projects/SCUD/SCUD\\_manual\\_02\\_17.pdf](http://apdrc.soest.hawaii.edu/projects/SCUD/SCUD_manual_02_17.pdf).
2. Moore C., Moore S.L., Leecaster M.K., Weisberg S.B. A comparison of plastic and plankton in the north pacific central gyre // Mar. Pollut. Bull. 2001. 42 (12), 1297–1300. [http://dx.doi.org/10.1016/S0025-326X\(01\)00114-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0025-326X(01)00114-X). (2001-12-01).
3. Maximenko N.A., Hafner J., Kamachi M., and MacFadyen A. Numerical simulations of debris drift from the 2011 tsunami in Japan, verified with boat reports // Mar. Pollut. Bull.. 2018. 132. pp. 5–25. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2018.03.056>.

## МЕЗОМАСШТАБНЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ РОССИИ: БАЛТИЙСКОГО, ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО

**Медведев И.П., Куликов Е.А.**

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, тел. +7 499 124-5996,  
e-mail: [medvedev@ocean.ru](mailto:medvedev@ocean.ru)*

In this study the properties of the mesoscale sea level variability of the Baltic, Black and Caspian seas were investigated based on the hourly records from 60, 23, and 12 tide gauges, respectively. Spectral analysis revealed the basic sea level components: tides, seiches, inertial oscillations. The numerical modelling allowed to explore the spatial features of tides and seiches in these seas.

В работе рассмотрены особенности мезомасштабной изменчивости уровня внутренних морей, омывающих побережье Российской Федерации: Балтийского, Черного и Каспийского. Мезомасштабными колебаниями уровня моря принято считать изменения уровенной поверхности с периодами от часов до суток. Доминирующим движением в данном диапазоне периодов для Мирового океана являются приливные колебания уровня и течения, возникающие под действием сил гравитационного притяжения Луны и Солнца. В окраинных морях Мирового океана амплитуда приливных колебаний достигает нескольких метров. В полузамкнутых частях акватории морей (заливах, бухтах), вследствие флуктуаций метеорологических процессов (атмосферного давления и ветра), возбуждаются собственные колебания водоемов – сейши. Сгонно-нагонные колебания уровня моря, достигающие наибольших высот на мелководных участках морского побережья, обычно имеют период несколько суток.

Особенности колебаний уровня, описанные выше, характерны для окраинных морей Мирового океана. В изолированных внутренних морях, таких как Балтийское, Черное и Каспийское, эти особенности уровенной изменчивости модифицируются. Приливные волны из Северного и Средиземного морей практически не проникают в Балтийское и Черное моря, соответственно. В изолированном замкнутом Каспийском море прилив формируется и вовсе под непосредственным действием

приливообразующей силы. Сгонно-нагонные колебания в этих морях принимают характер вынужденных стоячих волн, и их генерация связана с атмосферными процессами естественного синоптического периода [1]. Одним из основных видов мезомасштабной изменчивости уровня изолированных морей являются сейши, имеющие период от десятков минут (для небольших заливов и бухт) до первых десятков часов (для всего моря).

В настоящей работе на основе анализа рядов наблюдений и с помощью численного моделирования были исследованы особенности мезомасштабных колебаний уровня Балтийского, Черного и Каспийского морей. Для этого были использованы длительные ряды ежечасных наблюдений по прибрежным мареографным станциям. В Балтийском море были использованы данные около 60-ти прибрежных станций, в Черном море были сформированы ряды наблюдений по 23 станциям, в Каспийском море – по 12. Длительность ежечасных наблюдений на некоторых станциях превысила 100 лет.

В работах [2–4] спектральный анализ длительных ежечасных рядов наблюдений позволяет детально исследовать природу отдельных пиков в спектре мезомасштабных колебаний уровня. В этих работах было показано, что сейши и приливы имеют различные спектральные особенности. Приливы – это регулярные гармонические колебания уровня моря, которые проявляются в спектре в виде резких дельтаобразных пиков на частотах основных приливных гармоник ( $K_1$ ,  $O_1$ ,  $M_2$ ,  $S_2$  и др. на рис. 1). Сейши – это стоячие периодические волны, образующиеся в результате реакции приспособления водных масс замкнутого или полузамкнутого водоема после нарушения равновесного состояния, вследствие воздействия внешней силы на поверхность океана: атмосферного давления, приземного ветра, осадков, волн цунами. Период сейш определяется частотно-избирательными свойствами акватории (геометрией бассейна). В спектрах колебаний уровня (рис. 1) сейши проявляются на собственных резонансных частотах моря (залива, бухты) в виде увеличения непрерывной части спектра (континуума) относительно монотонного уменьшения спектральной плотности с увеличением частоты по закону спадания  $\omega^{-2}$ , где  $\omega$  – частота спектральной гармоники. В действительности, увеличение непрерывной части спектра, концентрирующаяся вблизи резонансных частот, формируется не только под влиянием сейш, но и под воздействием других метеорологических колебаний уровня моря (к примеру, сгонно-нагонных колебаний).

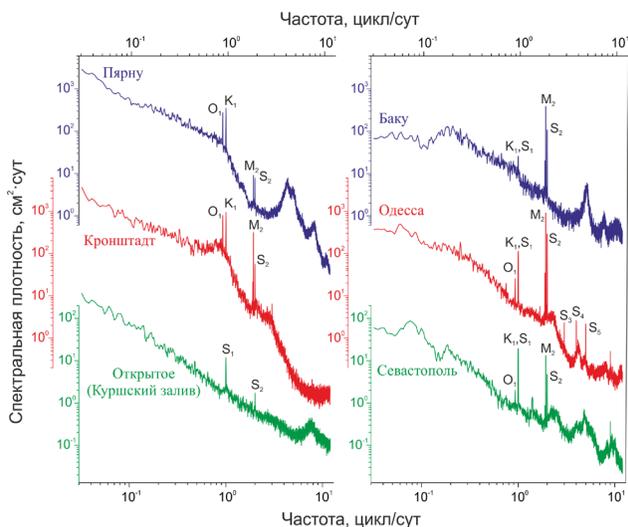


Рис. 1. Спектры колебаний уровня моря на станциях: Пярну, Кронштадт, Открытое (Балтийское море), Баку (Каспийское море), Одесса и Севастополь (Черное море).

При помощи численной модели океана Принстонского университета ROM были исследованы особенности приливных и метеорологических колебаний уровня моря в Балтийском, Черном и Каспийском морях. Были получены пространственные распределения амплитуд и фаз основных приливных составляющих в этих морях. Также были изучены свойства собственных колебаний уровня морей, вызванные действием приземного ветра и изменений атмосферного давления над акваторией моря. Были рассчитаны взаимные спектральные функции, позволяющие построить распределения амплитуд собственных колебаний рассматриваемых морей.

На основе длительных ежечасных рядов наблюдений были изучены особенности пространственного распределения дисперсий колебаний уровня Балтийского, Черного и Каспийского морей в мезомасштабном частотном диапазоне. Наибольшие значения дисперсии мезомасштабных колебаний уровня Черного моря наблюдаются в мелководной северо-западной части акватории моря и вызваны влиянием приземного ветра.

Работа выполнена в рамках государственного задания ФАНО России (тема № 0149-2018-0015) и при финансовой поддержке грантов РФФИ 16-35-60071 и 18-05-01018.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Герман В.Х., Левиков С.П. Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 231 с.
2. Медведев И.П., Рабинович А.Б., Куликов Е.А. Приливные колебания в Балтийском море // Океанология. 2013. Т. 53. № 5. С. 596–611. DOI: [10.7868/S0030157413050134](https://doi.org/10.7868/S0030157413050134).
3. Медведев И.П., Куликов Е.А. Спектр мезомасштабных колебаний уровня северной части Черного моря: приливы, сейши, инерционные колебания // Океанология. 2016. Т. 56. № 1. С. 10–17. DOI: [10.7868/S0030157416010093](https://doi.org/10.7868/S0030157416010093).
4. Медведев И.П., Куликов Е.А., Рабинович А.Б. Приливы в Каспийском море // Океанология. 2017. Т. 57. № 3. С. 400–416. DOI: [10.7868/S0030157417020137](https://doi.org/10.7868/S0030157417020137).

## МЕЗОМАСШТАБНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КАВИТАЦИОННОЙ ПРОЧНОСТИ МОРСКОЙ ВОДЫ

**Мельников Н.П.**

*Научно-исследовательский радиофизический институт ННГУ им.  
Н.И. Лобачевского, 603950, г. Нижний Новгород, ул. Большая Печерская, 25/12а,  
тел. 8-920-077-43-52, e-mail: [melnikov50@mail.ru](mailto:melnikov50@mail.ru)*

The paper discusses the relationship between the tensile strength of an undisturbed liquid and the cavitation strength of the liquid. The differences in the distribution of the sea water cavitation strength in two typical types of areas of the world ocean: global latitudinal sections and mesoscale areas are discussed. Examples of the distribution of the value of the cavitation strength of sea water in dynamically active and dynamically calm areas of the world ocean are given.

Любая жидкость имеет значительно меньшую прочность на разрыв в сравнении с прочностью её межмолекулярных связей [1]. Такое свойство жидкостей связано с присутствием в ней неких «слабых мест», обычно называемых «зародышами кавитации».

Теоретические исследования и данные лабораторных измерений показывают [2], что прочность реальных жидкостей изменяется в широких пределах в зависимости от физических свойств и состояния среды. При этом прочность является статистической величиной, что обусловлено случайным характером распределения зародышей в жидкости по размерам и по пространству. В силу естественной неоднородности и нестационарности параметров состояния и различия физико-химических и биологических характеристик морской воды в различных районах Мирового океана, прочность морской воды характеризуется значительной пространственно-временной изменчивостью [3].

В связи с тем, что известные лабораторные способы, применяемые при исследовании прочности, перенести в натурные условия очень сложно используется методика, основанная на измерениях не самой прочности, а порога кавитации, который служит мерой, так называемой, кавитационной прочности жидкости, характеризующий момент появления неустойчивых кавитационных полостей.

Измерения порогов всегда основаны на регистрации параметра какого-либо явления, специфического для кавитации и возникающего

вместе с ней. Такая методика обладает естественным недостатком, обусловленным различием между прочностью жидкости как физической характеристики невозмущенной среды, подлежащей исследованию, и кавитационной прочностью, которая характеризуется совокупностью среда – измерительная система.

Под порогом акустической кавитации в работе принята амплитуда звукового давления в момент возникновения кавитации.

Все измерения кавитационных порогов производились по единой методике. Методика измерений кавитационной прочности воды, а также экспериментальная установка для её измерений в различных районах Мирового океана подробно описана в работе [4]. В соответствии с программой экспедиции научно-исследовательское судно двигалось по заданному маршруту. После остановки судна на станции с борта опускалась измерительная установка, состоящая из акустического концентратора цилиндрической формы и контрольного гидрофона. Измерения кавитационных порогов проводились на различных частотах (5, 10 и 15 кГц) и глубинах (от 2 до 100 м). Исходя из того, что кавитационная прочность жидкости является статистической величиной, которая, распределена по нормальному закону, в каждой точке измерений на каждой глубине проводилось не менее 10 измерений кавитационных порогов. При этом установлено, что коэффициент вариации порога акустической кавитации, как правило, не превышает 5%. Из-за вертикальной качки судна объем воды внутри акустического концентратора полностью обновлялся, поэтому результаты измерений можно считать полностью независимыми.

Анализ экспериментальных данных показал, что существуют глубокие различия статистических связей величины кавитационных порогов с параметрами морской воды для различных районов Мирового океана. Можно выделить два типа районов. Первый – это широтные разрезы, где идет пересечение различных водных масс, когда измерения проводятся от высоких широт до тропиков, и второй – это компактные районы измерений (полигоны или суточные станции). В этой работе приведены данные измерений полученные в 14 рейсе НИС «Академик Александр Виноградов» весной 1989 г. Первый район представляет собой Субарктическую фронтальную зону Тихого океана. Вторым районом – это меридианальный разрез в районе 16°с.ш. На рис. 1 приведены изолинии величины кавитационной прочности морской воды в относительных единицах (слева А, В, С; справа С) и изолинии суммы  $\text{CO}_2$  ммоль/л. (справа А, В, D и слева D). На рисунке слева и справа А и В вертикальная ось – это глубина в метрах; на рисунке А слева и

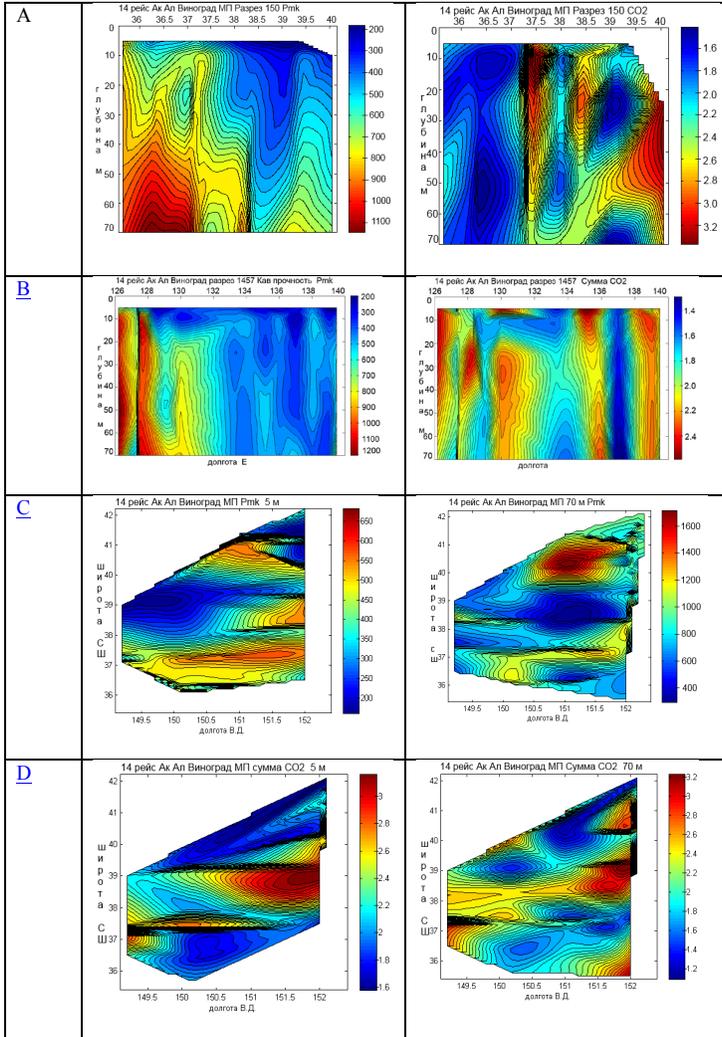


Рис. 1 Изолинии величины кавитационной прочности морской воды  $P_{mk}$  и суммы  $CO_2$ .

справа горизонтальная ось – это широта, а на рисунке В справа и слева горизонтальная ось – это долгота. На рисунке С и D справа и слева вертикальная ось – это широта, а горизонтальная ось – это долгота. На рисунке С и D справа приведены измерения на глубине 5 м, а слева на глубине 70 м.

На широтном разрезе А и на меридианальном разрезе В распределения величин кавитационной прочности и суммы  $\text{CO}_2$  морской воды носят существенно различный характер. В динамическом активном районе А происходят значительные изменения величин, как кавитационных порогов, так и суммы  $\text{CO}_2$  на очень малом расстоянии порядка  $0.5^\circ$ . Во втором районе распределение этих величин по пространству не так велики и происходят на значительно больших расстояниях порядка 7 градусов. И только в интервале около  $126\text{--}128^\circ\text{в.д.}$  происходят существенные изменения этих величин на коротких расстояниях.

На рисунках С и D представлены пространственные распределения величин кавитационных порогов и суммы  $\text{CO}_2$  в межфронтальной зоне. Это распределение носит сложный ячеистый характер. Распределения величин на горизонтах 5 и 70 м существенно отличаются друг от друга. Некоторые инверсии значительно смещаются в пространстве, а некоторые просто исчезают.

Из этих фактов можно сделать вывод, что в динамически активных районах Мирового океана значительные изменения характеристик морской воды приводят к существенным изменениям величины кавитационной прочности, и, наоборот, в спокойных районах не происходит существенных изменений, как традиционных характеристик морской воды так и ее кавитационной прочности.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Коренфельд М. Упругость и прочность жидкостей. ГИТТЛ, 1951. 109 с.
2. Кнэпп Р., Дейли Дж., Хеммит Ф. Кавитация. М.: Мир, 1974. 699 с.
3. Мельников Н.П., Елистратов В.П. Временная изменчивость кавитационных порогов морской воды // Учен. зап. физ. фак-та Моск. ун-та. 2014. № 6. 146340 (1–7).
4. Ильичев В.И., Елистратов В.П., Корец В.Л., Мельников Н.П. Широтная изменчивость кавитационной прочности морской воды // ДАН. 1992. Т. 324. № 5. С. 1108–1110.

## ВЛИЯНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА НА ВОЛНЫ КЕЛЬВИНА И ПУАНКАРЕ

**Музылев С.В., Цыбанева Т.Б.**

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,  
117997 Москва, Нахимовский пр., 36  
8(903)967-63-12, e-mail: [smuzylev@mail.ru](mailto:smuzylev@mail.ru)*

We present explicit solutions for the Kelvin and Poincare waves in the homogeneous ocean under an ice cover. The ice is considered as thin elastic plate of uniform thickness, with constant values of Young's modulus, Poisson's ratio, density, and compressive stress. The problem is examined in the context of a unified theory and without the hydrostatic assumption.

Изучение волновых движений в океане с учетом рельефа дна, береговых границ, вращения Земли и стратификации вод является классической проблемой геофизической гидродинамики. Однако в большинстве широко известных монографий по волнам в океане [1-4] нет даже упоминания о возможном влиянии ледяного покрова на такие волны. Вероятно, это связано с тем, что для корректного учета ледяного покрова требуется привлечение не только гидродинамических подходов, но и методов теории упругости, что существенно затрудняет исследования.

Рассмотрим на вращающейся Земле заполненный однородной жидкостью канал постоянной глубины  $z = -H = \text{const}$ , ограниченный прямолинейными берегами  $y = 0$  и  $y = L$ . Будем полагать, что сверху канал покрыт льдом постоянной толщины  $h$ . Ось  $z$  направлена вертикально вверх, ось  $x$  совпадает с линией берега  $y = 0$ , ось  $y$  направлена по нормали к берегу в сторону открытого моря.

Исходная линеаризованная система уравнений в приближении идеальной жидкости хорошо известна [5, 6] и стандартной процедурой [5, 6] может быть сведена одному уравнению для  $P = P(x, y, z, t)$  – отклонения давления от гидростатического:

$$\varepsilon^2 \frac{\partial^2 \Delta P}{\partial t^2} + \left( \frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2 \right) \frac{\partial^2 P}{\partial z^2} = 0. \quad (1)$$

Здесь  $f = \text{const}$  – параметр Кориолиса, параметр  $\varepsilon$  введен для возможности изучения перехода от общего случая, когда этот параметр равен

единице, к приближению гидростатики, когда он равен нулю. Как будет видно из дальнейшего, переход к пределу  $\varepsilon \rightarrow +0$  эквивалентен приближению длинных волн.

Поставленную задачу следует дополнить граничными условиями на берегах (которые будем полагать отвесными), дне и нижней поверхности льда. На берегах нормальная составляющая скорости равна нулю, на дне выполняется условие непротекания жидкости. На нижней кромке льда  $z = 0$  выполняются линеаризованные кинематическое и динамическое условия.

Будем моделировать лед лежащей в горизонтальной плоскости тонкой упругой пластиной постоянной толщины  $h$ . Из уравнений для свободных колебаний такой пластины находим давление  $P_a$  на нижней границе льда [6, 7, 8] ( $\eta$  – прогиб ледяной поверхности):

$$\frac{1}{\rho_w} P_a = P \eta \quad (2)$$

где  $P = B \Delta^2 + Q \Delta + M \partial^2 / \partial t^2$ ,  $\Delta = \partial^2 / \partial x^2 + \partial^2 / \partial y^2$  и

$$B = \frac{E h^3}{12(1-s^2)\rho_w}, \quad Q = \frac{K h}{\rho_w}, \quad M = \frac{\rho_l h}{\rho_w} \quad (3)$$

Здесь  $B$  – коэффициент цилиндрической жесткости (или жесткости при изгибе) льда,  $E$  – модуль Юнга,  $s$  – коэффициент Пуассона,  $K$  – коэффициент сжатия льда,  $\rho_l = \text{const}$  – плотность льда. Слагаемые, пропорциональные  $B$ ,  $M$  и  $Q$  возникают соответственно из-за упругих свойств льда; сил инерции и сил сжатия – растяжения, действующих на ледяной покров. Числовые значения механических характеристик морского льда – модуля упругости льда (модуля Юнга)  $E$  и сжатия  $K$  – известны с небольшой точностью. Приведем характерные значения этих величин для льда [8]:  $E = 6 \cdot 10^9$  Н/м<sup>2</sup>,  $s = 0.3$ ,  $K = 10^6$  Н/м<sup>2</sup>,  $\rho_w = 1025$  кг/м<sup>3</sup>,  $\rho_l = 0.9\rho_w$ . При толщине льда  $h = 1$  м:  $B \approx 5 \cdot 10^5$  м<sup>5</sup>/с<sup>2</sup>,  $Q \approx 10^3$  м<sup>3</sup>/с<sup>2</sup>,  $M = 0.9$  м.

Из (2) и динамического условия имеем:

$$P|_{z=0} = \rho_w (g + P) \eta \quad (4)$$

Отсюда получаем единственное граничное условие на нижней поверхности льда:

$$\left[ \varepsilon^2 \frac{\partial^2 P}{\partial t^2} + (g + P) \frac{\partial P}{\partial z} \right]_{z=0} = 0. \quad (5)$$

Таким образом, нужно решить уравнение (1) при граничном условии (5) и условиях на дне и боковых границах. Детальный анализ решения показывает, что в низкочастотном пределе ледяной покров практически не оказывает влияния на фазовую скорость волн Кельвина и Пуанкаре. Для высокочастотных волн ситуация коренным образом меняется: дисперсионное уравнение для них перестает зависеть от параметра Кориолиса. Другими словами, дисперсионное уравнение для высокочастотных волн Кельвина совпадает с дисперсионным уравнением для изгибно-гравитационных волн.

Можно показать, что приближение гидростатики искусственно завышает порядок уравнений для задач, в которых учитывается влияние ледяного покрова. Это утверждение справедливо и для теории капиллярных волн, в которой  $B = M = 0$  и  $Q \neq 0$ . Исключениями являются классический для океанологии случай открытой воды ( $B = M = Q = 0$ ) и случай моря, покрытого битым льдом ( $B = Q = 0$  и  $M \neq 0$ ), когда порядки уравнений по пространственным переменным как в приближении гидростатики, так и в полной задаче совпадают и равны двум.

## ВЫВОДЫ

- Ледяной покров существенно влияет на характеристики волн в области коротких волн (десятки и первые сотни метров), для длинных же волн (тысяча и более метров) его роль незначительна.

- Приближение гидростатики искусственно завышает порядок уравнений по пространственным переменным в задачах, в которых учитывается влияние ледяного покрова и вращения Земли.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ле Блон П., Майсек Л. Волны в океане. Т. 1 / Пер. с англ. М.: Мир, 1981. 480 с.
2. Гилл А. Динамика атмосферы и океана. Т. 2 / Пер. с англ. М.: Мир, 1986. 416 с.
3. Лайтхилл Дж. Волны в жидкостях. / Пер. с англ. М.: Мир, 1981. 600 с.
4. Педлоски Дж. Геофизическая гидродинамика. / Пер. с англ. М.: Мир, 1984. 816 с.
5. Pedlosky J. *Waves in the Ocean and Atmosphere*. Springer, 2003. 264 p.
6. Музылев С.В. Волны в океане под ледяным покровом: основы теории и модельные задачи. // «Современные проблемы динамики океана и атмосферы». Сборник статей, посвященный 100-летию со дня рождения проф. П.С. Линейкина. Гидрометеиздат, 2010. С. 315–345.
7. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теория упругости. М.: Наука, 1965. 204 с.
8. Liu A.K., Mollo-Christensen E. Wave propagation in a solid ice pack // *J. Phys. Oceanogr.* 1988. V. 18. № 11. P. 1702–1712.

**РАСЧЕТ КОЭФФИЦИЕНТА ВЕРТИКАЛЬНОГО  
ТУРБУЛЕНТНОГО ПЕРЕМЕШИВАНИЯ В ПРИБРЕЖНОЙ  
ЗОНЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ  
ТЕРМОКОСЫ НА ПЛАТФОРМЕ Д-6**

**Мысленков С.А.<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>*МГУ имени М.В.Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, д1,  
тел.+7 495 939-2215, e-mail: stasocean@gmail.com*

<sup>2</sup>*Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН,  
117997, г. Москва, Нахимовский пр., 36, тел.+7 499 124-1301*

The calculation of the coefficient of vertical turbulent mixing a coastal zone of southeast Baltic Sea near the coast of the Kaliningrad region are presented. Analysis based on thermo-chain measurements of water temperature on the different depth. the characteristics and dynamics of the upwellings are considered. The coefficient of vertical turbulent mixing calculated on the basis of the first Fourier law.

Особенности термической структуры в прибрежной зоне Калининградской области достаточно подробно описаны в работах [1, 2, 3, 4]. В данном исследовании представлены результаты расчета коэффициента вертикального турбулентного перемешивания для этого района. Расчеты выполнены на основе данных термокосы, установленной на платформе Д-6 в 2015 г. Всего было установлено 10 датчиков температуры (Starmon mini) на разных горизонтах, дискретность по времени 1 мин., глубина в месте установки 31 м. Датчики расположены на горизонтах: -1, 0, 1, 3, 5, 8, 10, 13, 24, 28 м. Точность датчиков +/-0.025 °C [6, 7]. Благодаря высокому временному разрешению датчиков появилась возможность анализировать суточный ход температуры воды на разных горизонтах.

В работе анализируется период с 23 по 30 августа 2015 г. В этот период хорошо выделяется суточный ход температуры воды (рис.1). Проникновение тепловых волн прослеживается от поверхности до глубины 10–13 м.

Согласно первому закону Фурье амплитуда суточного хода с глубиной уменьшается в геометрической прогрессии, а смещение фазы волны происходит линейно. На рис. 1 видно, что амплитуда первого дневного максимума 23.08 составила 1.2°C на горизонте 1 м, далее амплитуда колебания уменьшается с глубиной и на 13 м составляет всего 0.1 °C. Максимум температуры на горизонте 1 м наблюдался 23.08 в

15:00 (GMT+4), в то время как максимум на глубине 13 м наблюдался 24.08 05:00 (GMT+4). Однако уменьшение амплитуды с глубиной происходит в разные дни по-разному (рис.1).

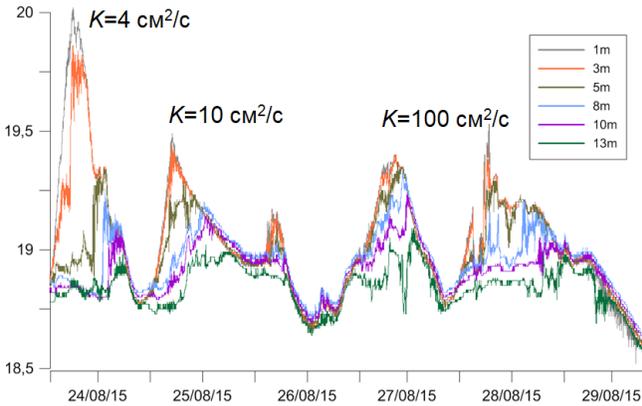


Рис. 1. Температура воды на разных горизонтах по данным термокосы.

Проникновение тепловых волн от поверхности в глубину регулируется прежде всего коэффициентом вертикального турбулентного перемешивания.

Уравнение теплопроводности Фурье согласно [5] можно представить следующим образом:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = K \frac{\partial^2 T}{\partial z^2},$$

где  $T$  – температура,  $t$  – время,  $z$  – глубина,  $K$  – коэффициент турбулентной теплопроводности.

Амплитуда колебаний на определенной глубине согласно [5] может быть вычислена по формуле:

$$A_z = A_0 e^{-\sqrt{\frac{\pi}{K\tau}}z},$$

где  $A_z$  – амплитуда на глубине  $z$ ,  $A_0$  – температура на поверхности,  $\tau$  – период колебаний

В нашем случае решается обратная задача, так как мы на основе данных термокосы можем вычислить амплитуду колебаний на разных глубинах, а коэффициент  $K$  нам неизвестен. Для суточных колебаний 23, 24 и 26 августа были определены амплитуды на разных глубинах. Далее были вычислены коэффициенты турбулентной теплопроводности

сти, которые представлены на рис. 1 над соответствующими колебаниями. Видно, что 23 августа коэффициент  $K$  составляет  $4 \text{ см}^2/\text{с}$ , следовательно, вертикальный турбулентный обмен практически отсутствует, и тепловые волны слабо проникают на глубину. Возможно это связано с отсутствием течений, но, к сожалению, синхронных наблюдений за параметрами течений не проводилось. 26 августа  $K$  увеличивается на 2 порядка, так как амплитуда колебаний на 10 и 13 метрах составляет больше половины от амплитуды на глубине 1 м.

В результате были получены оценки коэффициента турбулентной теплопроводности, которые можно считать с некоторыми оговорками приближением коэффициента вертикального турбулентного обмена. Показано, что в течение нескольких дней этот коэффициент может изменяться на 1–2 порядка.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Дубравин В.Ф., Капустина М.В., Мысленков С.А. Эволюции термической структуры вод на Самбийско-Куршской возвышенности (Юго-восточная Балтика) по данным термоксы // Известия КГТУ. 2018. № 50. С. 35–47.
2. Демидов А.Н., Мысленков С.А., Гриценко В.А., Чугаевич В.Я., Султанов П.А., Писарева М.Н., Сильвестрова К.П., Полухин А.А. Особенности структуры и динамики вод в прибрежной части Балтийского моря вблизи Самбийского полуострова // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2011. № 1. С. 41–47.
3. Kapustina, M.V., Krechik V.A., and Gritsenko V.A. Seasonal variations in the vertical structure of temperature and salinity fields in the shallow Baltic Sea off the Kaliningrad Region coast // Russ. J. Earth. Sci. 2017. 17. ES1004.
4. Кречик В.А., Гриценко В.А. Термическая структура прибрежных вод Балтийского моря у северного побережья Калининградской области // Процессы в геосредах. 2016. № 1(5). С. 77–84.
5. Мамаев О.И. Физическая океанография / О.И. Мамаев. – М: Изд. ВНИРО. 2000. 364 с.
6. Мысленков С.А., Кречик В.А., Соловьев Д.М. Анализ температуры воды в прибрежной зоне Балтийского моря по спутниковым данным и измерениям термоксы // Труды Гидрометцентра России. 2017. Вып. 364. С. 159–169.
7. Мысленков С.А., Кречик В.А., Бондарь А.В. Суточная и сезонная изменчивость температуры воды в прибрежной зоне Балтийского моря по данным термоксы на платформе Д-6 // Экологические системы и приборы. 2017. № 5. С. 25–33.

**АНАЛИЗ АПВЕЛЛИНГОВ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ  
БАЛТИЙСКОГО МОРЯ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ И  
ДАННЫМ ТЕРМОКОСЫ И ИХ СВЯЗЬ С  
ВЕТРОВЫМ ВОЗДЕЙСТВИЕМ**

**Мысленков С. А.<sup>1,2</sup>, Сильвестрова К.П.<sup>2</sup>, Кречик В.А.<sup>2</sup>,  
Капустина М.В.<sup>2</sup>**

*<sup>1</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, д1,  
тел.+7 495 939-2215, e-mail: [stasocean@gmail.com](mailto:stasocean@gmail.com)*

*<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,  
117997, г. Москва, Нахимовский пр., 36, тел.+7 499 124-1301*

Temporary and space variability of water temperature in a coastal zone of the southeast Baltic Sea near the coast of the Kaliningrad region are described. There are characteristics and dynamics of the upwelling based on satellite and thermo-chain measurements. The wind reanalysis data NCEP/CFS2 used for description of upwellings dynamics.

Апвеллинги в юго-восточной части Балтийского моря наблюдаются достаточно часто [1, 4, 5]. В основном апвеллинги в данном районе отмечаются при воздействии ветров северного, северо-восточного и восточного румбов [3]. Термическая структура вод прибрежной зоны Калининградской области подробно рассматривается в работах [2, 6, 7].

Для описания температуры поверхности моря в исследуемом районе были использованы осредненные за сутки мультисенсорные данные дистанционного зондирования Земли в узлах регулярной сетки с шагом  $0.02^\circ$ , распространяемые СМЕМС (Copernicus Marine Environment Monitoring Service) уровня L3. В качестве натуральных прямых измерений использовались данные термокосы, установленной на платформе Д-6 в прибрежной зоне Балтийского моря на расстоянии около 20 км от берега. Термокоса состоит из 9 датчиков, расположенных на горизонтах: 0.1, 1, 3, 5, 8, 10, 13, 24, 28 м [8, 9]. Дискретность измерений температуры составляет 1 мин, точность  $\pm 0.025^\circ\text{C}$ . Метеорологические данные получены метеостанцией КРАМС-4-03, которая расположена непосредственно на платформе Д-6 на высоте 27 м.

Для оценки напряжения трения ветра на поверхности воды использованы данные реанализа NCEP/CFSv2. Пространственное разрешение реанализа составляет  $\sim 0.2^\circ$ , шаг по времени 1 час. Используются дан-

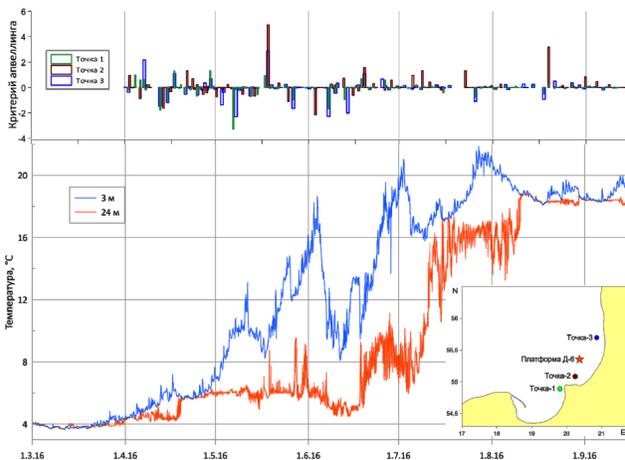


Рис. 1. Температура воды и критерий апвеллинга в точках 1, 2, 3 (узлы реанализа).

ные нескольких ближайших к платформе узлов реанализа (врезка на рис.1). Для оценки возможности развития полного прибрежного апвеллинга только за счет ветра был применен специальный критерий апвеллинга, ранее использованный в работе [10]. В основе расчета критерия используются данные о вдольбереговой составляющей напряжения трения ветра, длительности ветрового воздействия и толщины верхнего квазиоднородного слоя.

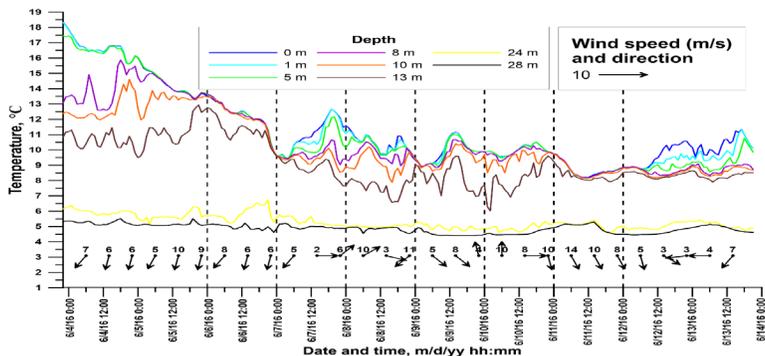


Рис. 2. Температура воды и скорость ветра по натурным данным.

По данным термокосы с августа 2015 г. по март 2018 г. были выделены случаи полных и неполных апвеллингов. На рис. 2 представлен график температуры воды по данным термокосы за период с марта по сентябрь 2016 г. Также на рис. 1 приведен критерий апвеллинга. Если критерий составляет менее  $-1$ , то должен наблюдаться ветровой апвеллинг. Течения не ветровой природы могут либо усиливать, либо ослаблять этот эффект. Видно, что для ряда случаев данный критерий работает правильно.

Подробно рассмотрен апвеллинг, наблюдавшийся с 5 по 12 июня 2016 г. в районе Куршской косы. Причиной апвеллинга стал северо-восточный ветер, дувший со скоростью  $5-12$  м/с 4 по 7 июня. Критерий апвеллинга составил  $-2.27$  (суммарный эффект с 3 по 7 июня в 3 точке). К 7 июня температура поверхности моря в районе платформы снизилась с  $18^{\circ}\text{C}$  до  $9^{\circ}\text{C}$  (рис. 2). По данным дистанционного зондирования 7 июня вдоль побережья Куршской косы наблюдается узкая полоса вод, имеющая температуру  $10-11^{\circ}\text{C}$  (рис. 3).

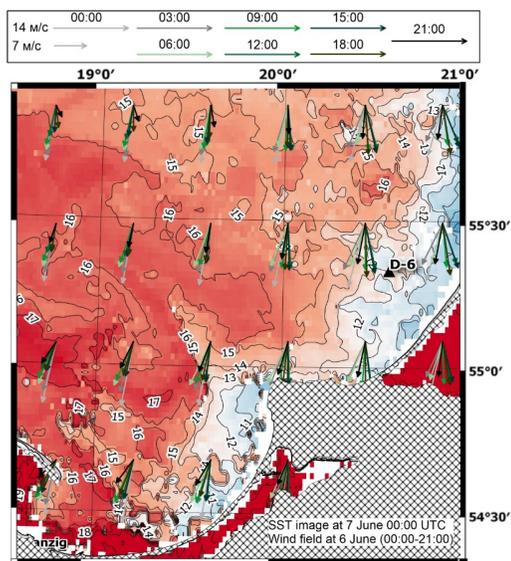


Рис. 3. Температура воды на поверхности по спутниковым данным.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Esiukova E., Chubarenko I., Stont Zh. Upwelling or Differential Cooling? Analysis of Satellite SST Images of the Southeastern Baltic Sea // *Water Resources*. 2017. Vol. 44. No. 1. P. 69–77.
2. Kapustina M.V., Krechik V.A., and Gritsenko V.A. Seasonal variations in the vertical structure of temperature and salinity fields in the shallow Baltic Sea off the Kaliningrad Region coast // *Russ. J. Earth. Sci.* 2017. Vol. 17. ES1004.
3. Kowalewski M., Ostrowski M. Coastal up-and downwelling in the southern Baltic // *Oceanologia*. 2005. No. 47(4). P. 435–475.
4. Kozlov I.E., Kudryavtsev V.N., Johannessen J.A., Chapron B., Dailidiene I., and Myasoedov A.G. ASAR imaging for coastal upwelling in the Baltic Sea // *Advances in Space Research*. 2012. Vol. 50. No. 8. P. 1125–1137.
5. Lehmann A., Myrberg K., Höfllich K. A statistical approach to coastal upwelling in the Baltic Sea based on the analysis of satellite data for 1990–2009 // *Oceanologia*. 2012. No. 54 (3). P. 369–393.
6. Дубравин В.Ф., Капустина М.В., Мысленков С.А. Эволюции термической структуры вод на Самбийско-Куршской возвышенности (Юго-восточная Балтика) по данным термокосы // *Известия КГТУ*. 2018. № 50. С. 35–47.
7. Кречик В.А., Гриценко В.А. Термическая структура прибрежных вод Балтийского моря у северного побережья Калининградской области // *Процессы в геосредах*. 2016. № 1(5). С. 77–84.
8. Мысленков С.А., Кречик В.А., Соловьев Д.М. Анализ температуры воды в прибрежной зоне Балтийского моря по спутниковым данным и измерениям термокосы // *Труды Гидрометцентра России*. 2017. № 364. С. 159–169
9. Мысленков С.А., Кречик В.А., Бондарь А.В. Суточная и сезонная изменчивость температуры воды в прибрежной зоне Балтийского моря по данным термокосы на платформе Д-6 // *Экологические системы и приборы*. 2017. № 5. С. 25–33.
10. Сильвестрова К.П., Зацепин А.Г., Мысленков С.А. Прибрежные апвеллинги в Геленджикском районе Черного моря: связь с ветровым воздействием и течением // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 4. С. 521–530.

## О ГИДРОДИНАМИЧЕСКОМ МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ЦИКЛОНИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ

Нечаев А.М.<sup>1</sup>, Соловьев А.А.<sup>1</sup>, Соловьев Д.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> МГУ имени М.В.Ломоносова, географический факультет,  
Ленинские горы, 1/19, 119991, г. Москва, тел. 495 939-4357,  
e-mail: [and.nechayev@gmail.com](mailto:and.nechayev@gmail.com), [a.soloviev@geogr.msu.ru](mailto:a.soloviev@geogr.msu.ru)

<sup>2</sup> Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, тел. +7 499 124-1301,  
e-mail: [soloviev@ocean.ru](mailto:soloviev@ocean.ru)

This paper presents the findings of a research study on the search for a «universal» mechanism of mesoscale cyclonic vortex formation in the earth's atmosphere. The paper attempts to propose and analyze hydrodynamic factors that can lead to the formation of stable zones of low pressure in the earth's atmosphere, inside and around which there is an upward movement of air.

Цель исследования состоит в поиске «универсального» механизма образования мезомасштабного циклонического вихря, формирующегося в земной атмосфере.

Мезомасштабные циклонические вихри представляют собой уникальное природное явление, которое наиболее часто наблюдается в атмосфере приполярных областей земного шара [1]. Обнаруженные и документально описанные в середине XX века, благодаря развитию спутникового зондирования атмосферы, полярные мезоциклоны привлекают внимание ученых климатологов, в связи с необходимостью прогноза возможного возникновения опасных и особо опасных погодных явлений, оказывающих воздействие на объекты хозяйственной и транспортной инфраструктуры.

В представленной в настоящем докладе работе сделана попытка предложить и проанализировать гидродинамические факторы, способные привести к формированию в земной атмосфере устойчивых зон пониженного давления, внутри и вокруг которых происходит восходящее движение воздуха [2]. Основной результат работы состоит в аналитической интерпретации гидродинамического механизма, формирования мезомасштабногло атмосферного вихря. Показано, что это может произойти, когда созданы условия для напорного подъема воздушной массы

(струи) в верхние слои атмосферы, где плотность воздуха уменьшается в соответствии с уравнением состояния. Конденсация водяного пара приводит к дополнительному уменьшению плотности. Интенсификацию вихря можно ожидать, когда плотность воздуха струи при ее подъеме снизится как минимум вдвое. Верификация предложенного гидродинамического механизма была выполнена с использованием эмпирических данных по реальным атмосферным вихрям. Так же было получено соотношение между максимальными скоростями ветра и минимальным значением атмосферного давления, которое хорошо согласуется с эмпирическими данными [3].

Данная работа выполнялась в рамках Госзадания № 0149-2018-0001; №АААА-А16-116032810088-8 и за счет средств РФФИ (проект № 18-05-60252).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Луценко Э.И., Лагун В.Е. Полярные мезомасштабные циклонические вихри в атмосфере Арктики: Справочное пособие // СПб.: ААНИИ, 2010. Т. 95.
2. Нечаев А.М., Соловьев А.А., Соловьев Д.А. К вопросу о механизме образования тропического циклона // Процессы в геосредах. 2017. Т. 12. № 3. С. 594–602.
3. Landsea C. Hurricane Structure: Theory and Diagnosis. // World Meteorological Organization Workshop. Miami: National Hurricane Center, 2017. С. 66.

## АНОМАЛЬНЫЕ ИНЕРЦИОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЙ В ЗАЛИВЕ ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОГО МОРЯ), ВЫЗВАННЫЕ ТАЙФУНОМ ЛАЙНРОК

Новотрясов В.В., Лобанов В.Б., Сергеев А.Ф.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Балтийская 43, 690041, г. Владивосток, тел. +7 423 231-2860,  
e-mail: vadimnov@poi.dvo.ru*

Pulsations of current velocity in the Peter the Great Bay with near-inertial frequency caused by typhoon Lionrock are analyzed in this paper. The analysis is based on the measurements by acoustic Doppler current profiler (ADCP). It is found that quasi-inertial currents of the storm surge are a superposition of cyclonic and anti-cyclonic components of horizontal rotation with equal but anomalously high intensity.

Тайфун Лайнрок в начале сентября 2016 г. вызвал в заливе Петра Великого штормовую нагон, один из самых больших за всю историю наблюдений над уровнем моря в этом районе. Максимальная величина нагона, по данным измерений уровня в береговом пункте пос. Посыета, составила  $\sim 63$  см, а скорость течений в прибрежной зоне по данным измерений ADCP достигала  $\sim 85$  см/с [1].

По данным измерений гидрометеорологического бую ТОИ ДВО РАН, установленного в юго-западной части залива Петра Великого, на рис. 1 слева представлена реализация эволюции горизонтальной кинетической энергии (ГКЭ) в единицах  $(\text{см/с})^2$  верхнего десятиметрового слоя –  $hke = (v^2 + u^2)$  во время штормового нагона (линия в верхней части рис.) и в период его отсутствия (линия в нижней части рисунка). Сравнение двух кривых указывает на их значительные различия. Проведенный анализ штормового нагона показал, что пульсации ГКЭ течений во время штормового нагона превышает ГКЭ до штормового нагона почти на порядок.

На рис.1 (справа) представлены спектральные плотности ГКЭ меридиональной составляющей –  $hke_u$  (линия I) и зональной составляющей скорости течений –  $hke_v$  – (линия II). Из рисунка следует, что мезомасштабная изменчивость суммарной  $hke_t$  формируется пульсациями меридиональной составляющей скорости с частотой близкой к  $f_K \sim 1/18$  (цикл/ч) – инерционной частоте на широте постановки ADCP.

Пульсации скорости морских течений на частоте  $f_K$  представляют вращающиеся в горизонтальной плоскости течения, переносящие частицы воды по замкнутым траекториям близким к круговым. В северном полушарии пульсации скорости на частоте  $f_K$  представляют вращательное антициклональное течение [2].

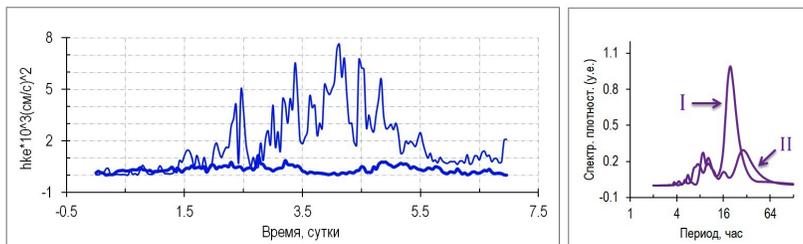


Рис. 1. Слева – Изменчивость горизонтальной кинетической энергии в единицах  $(\text{см/с})^2$ , до (линия в нижней части рис.) и во время штормового нагона (линия в верхней части рис.). Справа – спектральные плотности меридиональной (линия I), зональной компонент скорости течений (линия II).

Для анализа подобных течений воспользуемся методом вращательных компонент [3]. Метод предполагает разделение вектора скорости на две компоненты: антициклональную компоненту с вращением вектора по часовой стрелке и циклональную компоненту с вращением против часовой стрелки с соответствующими амплитудами:  $A^+$  и  $A^-$ . На рис. 2 представлены спектральные плотности антициклональной (левый рис.) и циклональной (правый рис.) компонент течений в точке постановки ADCP во время прохождения тайфуна.

Таким образом, в результате анализа методом вращательных компонент, установлено, что в штормовом нагоне течения содержат как стандартную антициклональную, так и нестандартную циклональную компоненты. При этом годограф скорости этих течений оказался близок к эллиптической форме с большой  $L_M \sim 3.2 \text{ см/с}$  и малой полуосью  $L_m \sim 0.13 \text{ см/с}$ , т.е. годографы являются существенно отличными от круговых, как это следует из теории инерционных колебаний скорости течений в море [4].

В недавней работе [5] построена простая модель инерционных колебаний, основанная на точном решении уравнений мелкой воды, в целом объясняющая необычные свойства зарегистрированных инерционных колебаний. В работе показано, что подобная форма годографа может быть следствием сложения инерционного и фонового сдвигово-

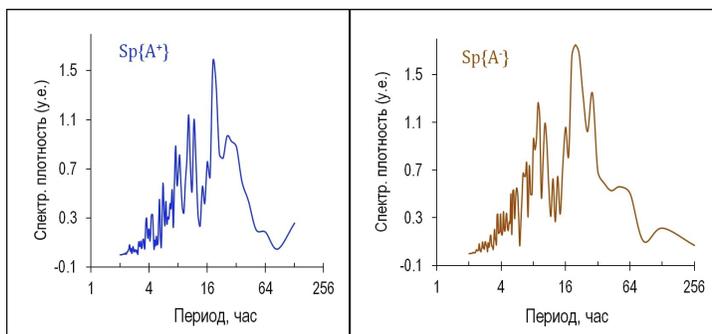


Рис. 2. Спектральные плотности антициклональной (левый рисунок) и циклональной (правый рисунок) компонент течений в штормовом нагоне.

го течений. В роли последнего может выступать Приморское течение, существенно усиленное тайфуном Лайнрок. Количественная оценка инерционных течений в штормовом нагоне, а также природа и механизмов генерации подобных течений предполагается проанализировать в докладе на конференции.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Любичкий Ю.В. Штормовой нагон в заливе Петра Великого (японского море), вызванный тайфуном Лайнрок (29 августа – 2 сентября 2016 г.) // Вестник ДВО РАН. 2018. № 1 С. 31–39.
2. Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г. Изменчивость Мирового океана. Л.: Гидрометеониздат, 1974. 261 с.
3. Emery W.J., Thomson R.E. Data analysis methods in physical oceanography / Pergamon, 1998. 634 с.
4. Океанология. Физика океана. Т. 2. Гидродинамика океана. / Под ред. Каменковича В.М., Монина А.С. М.: Наука, 1978. 456 с.
5. Сабинин К.Д., Коротаев Г.К. Инерционные колебания в присутствии сдвигового течения в океане // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 1. С. 12–22.

## МЕЗОМАСШТАБНЫЕ ПРОЦЕССЫ ПЕРЕНОСА АТМОСФЕРНЫХ ЗАГРЯЗНЕНИЙ В РАЙОНЕ ЮЖНОГО БАЙКАЛА

**Оболкин В.А.<sup>1,2</sup>, Шаманский Ю.В.<sup>3</sup>, Ходжер Т.В.<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>*Иркутский научный центр СО РАН, ул. Лермонтова 134,  
г. Иркутск, тел. +7 3952 42-5405.*

<sup>2</sup>*Лимнологический институт СО РАН, ул. Улан-Баторская 3, г. Иркутск,  
тел. +7 3952 42-5405, E-mail: [obolkin@lin.irk.ru](mailto:obolkin@lin.irk.ru).*

<sup>3</sup>*Иркутский гос. университет, ул. Лермонтова 126, г. Иркутск,  
тел. +7 3952 42-5405.*

Paper considers the results of experimental studies of air pollutants transfer to southern Baikal by meso-scale low-level jet streams («night jets»). It is shown that the plumes of large regional coal-fired power plants can extend over long distances (>100 km) under the influence of such streams formed at the top of night boundary layer.

Мезомасштабные процессы в атмосфере (как и в гидросфере) играют чрезвычайно важную роль в процессах переноса вещества и энергии. Экспериментальные наблюдения и моделирование процессов этого масштаба крайне сложны, так как требуют высокого пространственно-временного разрешения на дистанциях в несколько десятков километров по горизонтали и сотни метров по вертикали. К подобным явлениям, в частности, относятся уже давно известные, но все еще слабо изученные, «струйные течения низкого уровня», возникающие обычно в ночные и утренние часы (поэтому второе название – «ночные струи») на верхней границе пограничного слоя атмосферы. Особенно часто они наблюдаются над водными акваториями [1, 2].

В докладе рассматриваются результаты многолетних наблюдений за региональными переносами атмосферных загрязнений на Байкал, в ходе которых были выявлены многочисленные случаи именно ночных «струйных» переносов шлейфов региональных угольных ТЭЦ на Южный Байкал, на дистанциях более 100 км. Наблюдения ночных струйных течений оказались возможными благодаря, во-первых, применению автоматических методов измерения с высоким временным разрешением (концентраций примесей и метео-параметров) и, во-вторых, благодаря размещению пункта наблюдений на вершине прибрежного холма (250 м над уровнем озера) – то есть близко к уровню ночного пограничного слоя атмосферы.

Чаще и продолжительнее ночные струйные течения наблюдаются в районе Байкала в холодное время года, когда температурные инверсии в пограничном слое атмосферы наиболее сильны, а высота пограничного слоя минимальна. В качестве примера на рис. 1 и рис. 2 показан пример переноса шлейфа ТЭЦ со струйным течением, происходившем 11.01.2014 г.

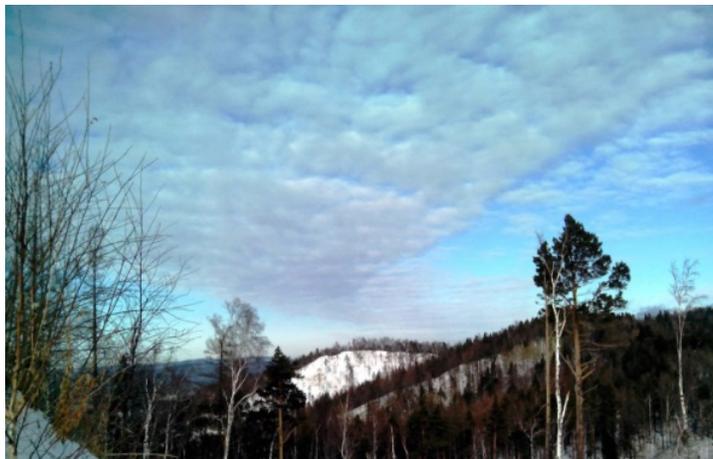


Рис.1. Фото шлейфа удаленной ТЭЦ (предположительно Иркутска) над истоком р. Ангары (70 км от Иркутска) в 10 часов утра 11.01.2014. (концентрации  $\text{SO}_2$  и метео для этого случая показаны на рис. 2).

Как видно из графиков на рис. 2, в течение ночи и первой половины дня концентрации  $\text{SO}_2$  в связи с переносом шлейфа (фото) были весьма высоки (100–200  $\text{мкг/м}^3$ ) и изменчивы. При этом СЗ ветер на уровне пункта наблюдений (вершина холма) имел стабильное направление и скорость 5–6 м/сек, что подтверждает струйный характер переноса. После полудня скорость ветра снизилась до 1–2 м/сек, а направление стало переменным и вскоре изменилось на обратное. Соответственно шлейф, по-видимому, изменил направление или рассеялся, так как концентрации  $\text{SO}_2$  упали до нуля.

На фото (рис.1) видно, что ось струи проходит несколько выше пункта наблюдений. В моменты близости оси струи к пункту наблюдений (чаще это случается ночью) фиксировались случаи, когда концентрации  $\text{SO}_2$  были  $>1000$   $\text{мкг}$ , а скорости ветра –  $>10$  м/сек.

Помимо диоксида серы в шлейфах угольных ТЭЦ, переносимых струйными течениями, содержится большое количество оксидов азота,

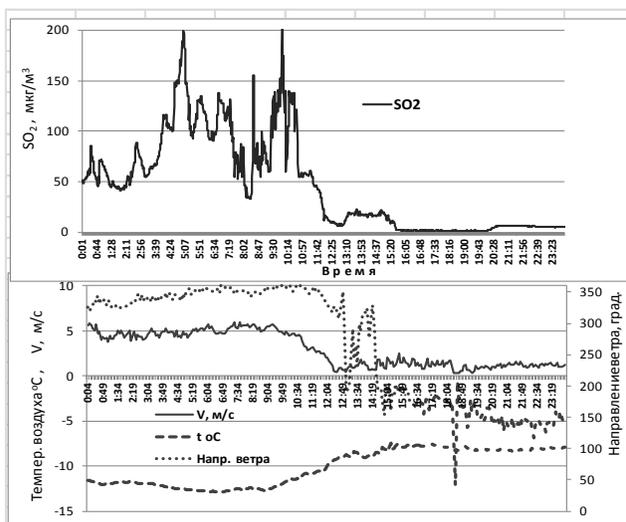


Рис. 2. Концентрации  $\text{SO}_2$  и метеорологические параметры для случая ночного переноса (11.01.2014) шлейфа удаленной ТЭЦ над Южным Байкалом (на рис. выше).

которые вступают в реакцию с атмосферным озоном в первые часы после выбросов, быстро окисляясь до нитратов, главным образом до  $\text{HNO}_3$ . Концентрация озона при этом в зоне шлейфа может упасть до нуля (Рис.3), что затрудняет окисление других примесей. В результате этих процессов на трассе переноса Иркутск – Южный Байкал, количество нитратов в атмосфере возрастает с удалением от источников. Окисление  $\text{SO}_2$  в процессе переноса затруднено (в том числе из-за образующегося дефицита озона), поэтому окисление  $\text{SO}_2$  до сульфатов не происходит и их содержание в атмосфере с удалением от источников быстро уменьшается. Следствием этих процессов является закисление атмосферных выпадений в южной котловине озера, особенно на юго-восточном побережье (район Хамар-Дабана) [3], а также повышенное выпадение атмосферных нитратов (биогенов) в бассейнах соответствующих рек и на мелководных участках озера, что может способствовать росту водорослей в прибрежной зоне озера.

Таким образом, представленные результаты указывают на важность мезомасштабных процессов в переносе загрязнений на Байкал. Стандартные модели атмосферных переносов примесей на озеро от окружающих промышленных центров пока не учитывают вклад в эти процессы ночных струйных течений низкого уровня.

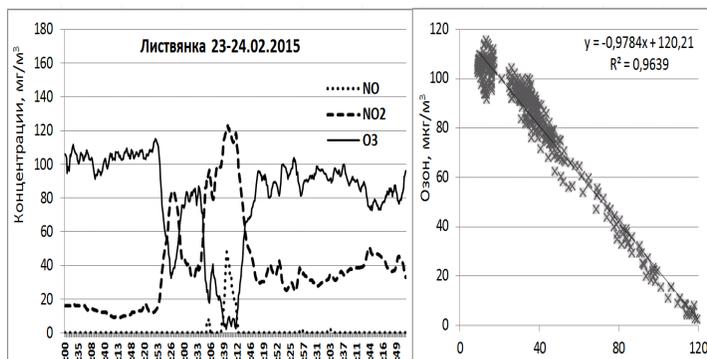


Рис. 3. Пример поглощения озона оксидами азота, переносимыми «ночной струей» 23–24 февраля 2015 г.

Работы выполнены в рамках Госпрограммы ЛИН СО РАН № 0345-2016-0008 «Оценка и прогноз экологического состояния озера Байкал и сопряженных территорий в условиях антропогенного воздействия и изменения климата» и Интеграционного проекта ИНЦ СО РАН № АААА-А17-117041250054-8.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Anreas E.L., Claffey K.J., Makshtas A.P. Low level atmospheric jets and inversions over the western Weddell sea // *Boundary-Layer Meteorology*. 2000. Vol. 97. P. 459–486.
2. Hu X.M., Klein P.M., Xue M., Lundquist J.K., Zhang F., and Qi Y. Impact of low-level jets on nocturnal urban heart island intensity in Oklahoma city // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 2013. Vol. 52. P. 1779–1802.
3. Obolkin V.A., Khodzher T.V., Sorokovikova L., Tomberg I., Netsvetaeva O.G., and Golobokova L.P. Effect of long-range transport of sulphur and nitrogen oxides from large coal power plants on acidification of river waters in the Baikal region, East Siberia // *International Journal of Environmental Studies*. 2016. Vol. 73. No. 3. P. 452–461.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ПОСТАНОВКИ КЛАСТЕРА ЗАЯКОРЕННЫХ ЦЕПОЧЕК ТЕМПЕРАТУРНЫХ ДАТЧИКОВ (ТЕРМОКОС)

Очередник В.В.<sup>1</sup>, Запевалов А.С.<sup>2</sup>, Баранов В.И.<sup>1</sup>,  
Куклев С.Б.<sup>1</sup>, Машура В.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: [v.ocherednik@ocean.ru](mailto:v.ocherednik@ocean.ru)

<sup>2</sup>Морской гидрофизический институт РАН, ул. Капитанская, 2, 299011,  
г. Севастополь, e-mail: [sevzepter@mail.ru](mailto:sevzepter@mail.ru)

The results of field measurements obtained with the help of several anchored chains with temperature sensors at the north-eastern shelf of the Black Sea during the period from April 2017 to June 2018 are presented. The possible future perspectives of these investigations are described.

С целью исследования изменчивости вертикального распределения температуры на черноморском шельфе под влиянием разномасштабных физических процессов на онлайн станции черноморского гидрофизического полигона ИО РАН [1] в 2017 г. был установлен кластер заякорен-

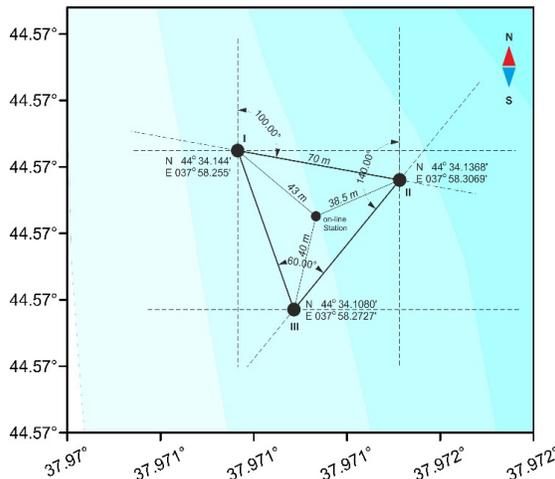


Рис. 1. Место постановки кластера термокос.

ных цепочек температурных датчиков (термокос) [2] (рис. 1). Термокосы установлены по схеме, указанной на рис. 2, что позволяет выявлять пространственные особенности изменчивости вертикального распределения температуры на масштабах нескольких десятков метров. Одним из факторов, определяющих эту изменчивость, являются короткопериодные внутренние волны.

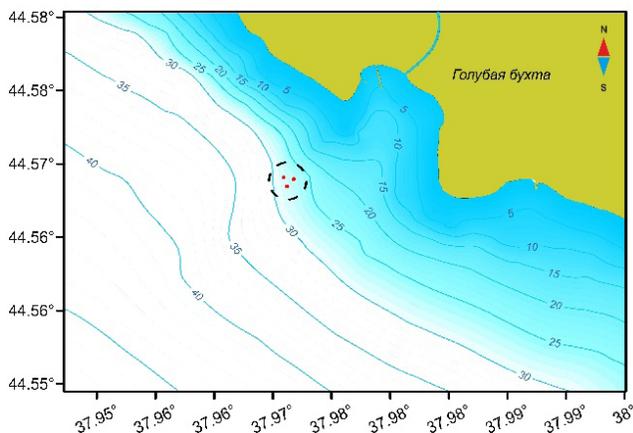


Рис. 2. Расположение кластера на шельфе.

Температурные датчики в каждой из цепочек расположены на расстоянии 0.9 м друг от друга. Дискретность измерений составляет 10 с, что дает возможность достоверно оценивать временную изменчивость вертикальных распределений температуры в широком временном диапазоне. С целью исключения возможности переполнения данными накопителей информации берегового сервера предусмотрено автоматическое переключение записи данных измерений на другой носитель.

За время проведения измерений накоплен массив данных, позволяющих оценивать трансформацию во времени вертикального распределения температуры воды и его пространственную изменчивость в различных гидродинамических и метеорологических условиях. Выполнен предварительный анализ полученных данных. В предположении, что пространственная изменчивость вертикального распределения температуры может быть обусловлена внутренними волнами, рассчитаны пространственно-временные характеристики волнового поля, представляющего суперпозицию двух волновых систем, характеризующихся различными дисперсионными соотношениями [4]. Установлено, что фазовый сдвиг в двух точках двухкомпонентного поля нелинейно зависит

от расстояния между этими точками, что приводит к ошибкам определения фазовой скорости волн.

Проведены исследования короткопериодной изменчивости поля температуры в прилегающем ко дну слое толщиной 20 м [3]. Глубина моря в точке проведения измерений была около 25 м. Для анализа данных натурных измерений использовался кросс-спектральный анализ флуктуаций температуры на разных горизонтах. Было показано, что флуктуации температуры с периодом порядка минуты имеют высокую когерентность в придонном и промежуточном слоях. Сдвиг фазы между флуктуациями температуры на частотах, соответствующих указанному временному масштабу, не превышает  $2^\circ$ .

Непрерывные высокочастотные измерения позволили детализировать закономерности развития процесса прибрежного апвеллинга, а также внутренних волн и их зависимости от ветрового воздействия, направления и интенсивности течения. Высокочастотные исследования указанных процессов стали возможны с внедрением в практику метода измерений, описанного в настоящей работе.

Учитывая полученный опыт исследований, в августе 2018 г. в схему расположения термокос были внесены некоторые изменения. В существующем положении приборный комплекс расположен на глубине  $\sim 28$  м и термокосы разнесены на расстояние 100–120 м друг от друга. Такое расположение позволяет лучше детектировать направление распространения внутренних волн и определять их фазовую скорость.

Тезисы доклада подготовлены в рамках госзаданий № 0149-2018-0013 и № 0827-2018-0003. Проведение натурального эксперимента, обработка данных выполнена при поддержке гранта РНФ № 14-50-00095 грантов РФФИ №№ 17-35-50030, 16-45-230781.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря // Изв. РАН. Физ. атм. и океана. 2014. № 1. С. 16–29.
2. В.В. Очередник, В.И. Баранов, А.Г. Зацепин, С.Б. Куклев Термокосы ЮО ИО РАН: конструкция, методика и результаты метрологического исследования датчиков // Океанология. 2018. Т. 58. № 5. С. 719–730.
3. Очередник В.В., Запевалов А.С. Исследование короткопериодной изменчивости поля температуры на черноморском гидрофизическом полигоне Института океанологии РАН // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. № 1. С. 44–49.
4. Ocherednik V.V., Zapevalov A.S. Determination of the speed of wave distribution perturbations in a two-component field // Processes in GeoMedia. 2018. No. 3. (in press).

**РАЗВИТИЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ МЕТОДОВ  
ИССЛЕДОВАНИЯ МЕЗО- И МИКРОМАСШТАБНЫХ  
ПРОЦЕССОВ В ТЕЧЕНИЕ 30 ЛЕТ ПОСЛЕ УХОДА  
К.Н. ФЕДОРОВА (1988–2018 гг.)**

**Пака В.Т., Корж А.О., Кондрашов А.А., Подуфалов А.П.,  
Ландер М.Р., Журбас В.М., Голенко М.Н.**

*Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36.  
тел./ факс: +7(906)2386085/+7 (401)2452813; e-mail: [vpaka@mail.ru](mailto:vpaka@mail.ru)*

The report is devoted to the memory of Konstantin Nikolaevich Fedorov, who had an invaluable influence on the setting of tasks for research of small-scale structure of physical fields of the ocean by experimental methods. The achievements of the team of authors in solving such problems are presented.

Круг научных интересов Константина Николаевича Федорова был весьма широк, и то, чем занималась Лаборатория экспериментальных гидрофизических исследований (ЛЭГФИ) в Калининграде, не могло не привлечь его внимания. Первой совместной работой стал анализ с позиций развиваемой К.Н. Федоровым теории фронтальных зон накопленного нами массива измерений температуры поверхности океана буксируемым датчиком. Однако в арсенале ЛЭГФИ были отнюдь не только буксируемые термометры. В рейсах использовались термотрал, буксируемые турбулиметры, различные зонды для измерений горизонтальной и вертикальной структуры с высоким разрешением, столь нужным для исследования основного детища К.Н. Федорова – тонкой структуры и механизмов ее формирования. Поэтому логичным было приглашение нашей команды в 1978 г. в организованный К.Н. Федоровым рейс на «Курчатове» в район Гольфстрима для исследования его рингов и фронтальных зон. В этом рейсе родился наш первый микроструктурный свободно-падающий зонд (МСПЗ) «Баклан», положивший начало серии постоянно совершенствуемых зондов-турбулиметров, и возникло множество задач по доработке буксируемых устройств. По данным микроструктурного зондирования в течении Кромвелла (ДМ 24, 1980) была написана статья о влиянии термической структуры верхнего слоя океана на развитие турбулентности [1]. Важным результатом доработки буксируемых зондов стало создание сканирующего зонда на базе CTD Марк

3, возможности которого были проверены в исследованиях средиземно-морской линзы. Одно из свойств этой линзы – способность оставлять след в океане – было отмечено Константином Николаевичем в нашей совместной работе [2]. Дальнейшее развитие измерительных устройств с высоким пространственным разрешением продолжилось после ухода К.Н. Федорова из жизни, но мотивация новых разработок сохранилась со времен нашего тесного сотрудничества. В этом аспекте заслуживают упоминания следующие разработки.

1. Техника измерений структуры деятельного слоя океана на пространственных разрезах. Мы отдавали приоритет использованию лебедок для перемещения зонда в процессе сканирования, хотя многие фирмы предлагали гидродинамические системы управления заглублением. Использование лебедок облегчает адаптацию буксируемых зондов к решению разнообразных задач – от исследования пакетов короткопериодных внутренних волн на океанском шельфе до исследования структуры обширных фронтальных зон на примере зоны Гольфстрима. Кульминацией возможностей исследования структуры особо сложных фронтальных зон было создание сканирующего термохалотрала. Однако вскоре после его успешного испытания наши регулярные исследования в океанах прекратились, и объектами исследований стали относительно мелководные моря и шельфы России. В результате, особое внимание было уделено проблеме безопасного достижения дна, и эту проблему удалось решить. В ходе этих работ произошел переход от 3-канальных STD-зондов к мультипараметрическим зондам типа Idronaut 316, предназначенным для комплексных экологических исследований водных объектов.

2. Требование к комплексности измерений привело к созданию буксируемых акустических профилографов скорости течений (ADCP). Нашей находкой было размещение ADCP на носителе с положительной плавучестью, который заглублялся под весом кабель-троса с дополнительно установленными на нем свинцовыми «бусами». В таком варианте буксирная линия имеет провис, а прибор располагается несколько выше провиса и может безопасно приближаться к грунту. Одновременно была решена задача стабилизации положения прибора, буксируемого вблизи взволнованной поверхности моря. Для этого использовался асимметричный бридель, обеспечивающий боковой увод и стабилизацию по крену, которую трудно обеспечить, когда прибор буксируется без увода. Плавающий носитель удобен и тем, что его можно не выбирать и продолжать измерения на дрейфовых станциях.

3. Одной из самых сложных задач экспериментальной гидрофизики является измерение горизонтальной микроструктуры. Мы пытались

решить ее, но постоянно сталкивались с вибрацией датчиков пульсаций скорости, наведенной вибрацией нагруженного буксирного троса. Опыт работ с носителями с положительной плавучестью подсказал решение и этой проблемы: помеха подавляется, если турбулиметр присоединять к буксирной линии с помощью горизонтального поводка, который крепится к массивному телу, не передающему вибраций кабель-троса. Работоспособность буксируемого турбулиметра была проверена в реальных условиях. К сожалению, исследования, в которых такого рода измерения были необходимы, в настоящее время прекращены. Больше повезло измерениям вертикальной микроструктуры, что создало перспективы развития МСПЗ. Возникла потребность исследования вовлечения в глубоководном гравитационном течении на дне Датского пролива, участвующем в формировании глубинных вод Атлантики. Чтобы оперативно доставить МСПЗ на километровые глубины, нами предложена и запатентована оригинальная схема построения зонда с «магазином», в котором размещается запас тонкого фала [3]. Зонд доставляется на стартовую глубину без расхода фала на отдельном носителе. Достигнув стартовой глубины, зонд по команде оператора отсоединяется от носителя и свободно падает до тех пор, пока имеется запас фала в «магазине». В таком режиме был успешно исследован не только слой быстрого придонного течения толщиной до 300 м в Датском проливе, но и интрузионные структуры в зоне проникновения средиземноморских вод в восточной Атлантике. Измерения от поверхности до дна со стартом с палубы судна проводились на Балтике и в других морях.

4. В настоящее время основная потребность в проведении комплексных гидрофизических исследований связана с нашим участием в международных проектах по проблеме воздействия на морскую экосистему Балтики затопленного в ней химического оружия. Оружие утратило герметичность, отравляющие вещества (ОВ) вошли в контакт с морской средой, и для оценки экологических рисков необходимо знать, как ОВ проникают в толщу воды и переносятся на большие расстояния от первичных источников. Учитывая, что источники ОВ находятся ниже перманентного балтийского галоклина и переносятся солеными плотными водами североморского происхождения в придонных слоях, максимум внимания уделяется динамике придонного слоя. В связи с этим пришлось модифицировать систему измерений на протяженных разрезах, отказавшись от сканирования на ходу с использованием лебедки; вместо этого все вертикальные зондирования выполняются свободно-падающим мультипараметрическим зондом, для чего судно на несколько минут ложится в дрейф после коротких переходов. Чтобы из-

бежать частых остановок движения судна, нами испытан новый способ зондирования в режиме свободного падения на ходу судна. Этот способ должен стать основным в наших планируемых исследованиях. В дополнение к измерениям на протяженных разрезах разработаны приборы для исследования горизонтальной структуры придонных скоростей, действующие по принципу инклинометров.

5. Наряду с развитием техники эксперимента постоянно развивалось и совершенствовалось моделирование процессов, в том числе мелкомасштабных, осуществляющих перемешивание. В основе лежит модель РОМ, разработанная в первую очередь для океана, но верификация модельных расчетов по результатам прямых измерений структуры вод Балтики и других шельфовых морей свидетельствует об эффективности ее применения.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (темы № 0149-2018-0012 и 0149-2018-0002) и при частичной поддержке РФФИ (грант № 18-05-80031).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Пака В.Т., Федоров К.Н. О влиянии термической структуры верхнего слоя океана на развитие турбулентности // Известия АН СССР. Сер. ФАО. 1982. Т. 18. № 2. С. 178–190.
2. Федоров К.Н., Пака В.Т. О термохалинном «шлейфе» внутритермоклинного вихря в океане // Доклады АН СССР. 1988. Т. 301. № 5. С. 1206–1209.
3. Paka V., Zhurbas V., Rudels B., Quadfasel D., Korzh A., and Delisi D. Microstructure measurements and estimates of entrainment in the Denmark Strait overflow plume // Ocean Science. 2013. Vol. 9. P. 1003–1014. [www.ocean-sci.net/9/1003/2013/](http://www.ocean-sci.net/9/1003/2013/), doi:10.5194/os-9-1003-2013.

## ЭНЕРГИЯ ВНУТРЕННИХ ВОЛН АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА ПРИ СОВРЕМЕННОМ СОКРАЩЕНИИ ПЛОЩАДИ ПЛАВУЧИХ ЛЬДОВ

**Писарев С.В.**

*Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, 8(499)129-20-36, e-mail: [pisarev@ocean.ru](mailto:pisarev@ocean.ru)*

Comparison of four recent field experiments with similar type of historical measurements was performed to determine whether internal wave energy has increased with the diminishment of the Arctic sea ice. The internal wave energy was calculated on the basis of frequency spectrum inferred from ice tethered instruments.

Уменьшение площади, среднего возраста и толщины дрейфующего морского льда являются широко известными проявлениями природных процессов, получивших название «потепление Арктики». Изменение характеристик дрейфующего морского льда в Арктике, несмотря на ряд других последствий, должно, по-видимому, приводить к увеличению энергии внутренних волн (ВВ) в Северном Ледовитом океане (СЛО). Дело в том, что существование дрейфующего льда рассматривается в качестве двух основных причин, объясняющих хорошо известную низкую энергию ВВ в высокоширотном СЛО по сравнению с океаном без льда [1].

Результаты с использованием крупномасштабной совместной модели лед–океан–атмосфера [2] показывают, что интенсивность перемешивания в глубинах СЛО примерно на порядок ниже, чем в океанах без льда. Прямые измерения океанского перемешивания трудоемки, но десятилетия исследований показывают, что перемешивание в толще океана зависит от диссипации энергии ВВ. Точный характер этой зависимости остается открытым вопросом, но сам факт ее существования позволяет оценить интенсивность перемешивания из относительно простых наблюдений энергии ВВ.

Для оценки энергии ВВ Арктики в те годы, когда площадь льда заметно уменьшалась, была выполнена серия измерений с использованием STD самописцев, закрепленных на дрейфующем льду. Измерения выполнялись в российском сезонном дрейфующем лагере «Барнео» в

апреле 2007, 2009, 2010 и 2012 гг. Полученные оценки сравниваются в этом исследовании с оценками того же типа, сделанными для 1960–1980-х годов, когда площадь морского льда была определенно больше, чем так называемая климатическая норма, определяемая как средняя площадь в 1981–2010 гг.

Дрейф при всех 4-х сериях измерений проходил в приполюсном районе СЛО (рис. 1). Продолжительность измерений каждый раз составляла от 8-и до 16-и суток. Для определения частотных характеристик ВВ три

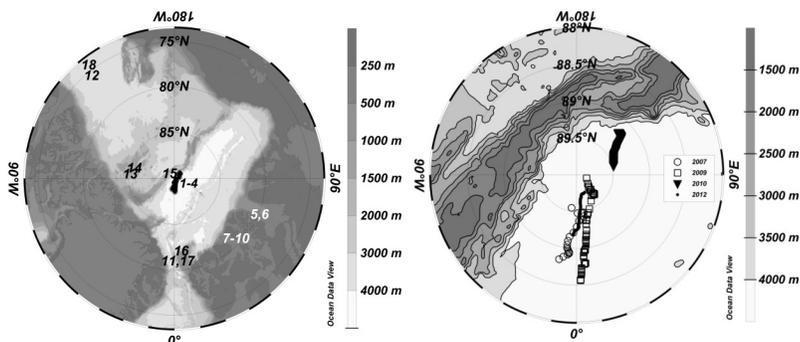


Рис. 1. Карты, показывающие положения дрейфа ледового лагеря (цифры 1–4 и черные пятна на левой карте и символы в соответствии с легендой на правой карте) вместе с рельефом дна во время измерений внутренних волн в апреле 2007 года, 2009, 2010 и 2012 гг. Числа 5–18 на левой карте соответствуют координатам полевых измерений в 1966–1989 гг. Из этих данных были определены частотные спектры внутренних волн.

CTD самописца SBE 37 (с помпой) вывешивались в пределах местного галокина (рис. 2). Период записи самописцев, в зависимости от года измерений, составлял 1 или 3 мин. Изменения температуры и (или) солености центрального самописца пересчитывались в вертикальные смещения водной толщи через локальный градиент температуры и солености, определенный по показаниям верхнего и нижнего самописцев. Из вертикальных смещений определялся частотный спектр ВВ. Измерения тремя самописцами сопровождалось СТД зондированиями, определением GPS координат и метеорологических параметров.

Для сравнения энергии ВВ, определенной в разные годы в СЛО, использовался параметр  $\gamma$  модельного спектра Гарретта-Манка (ГМ) в форме Десабье (1) [3].

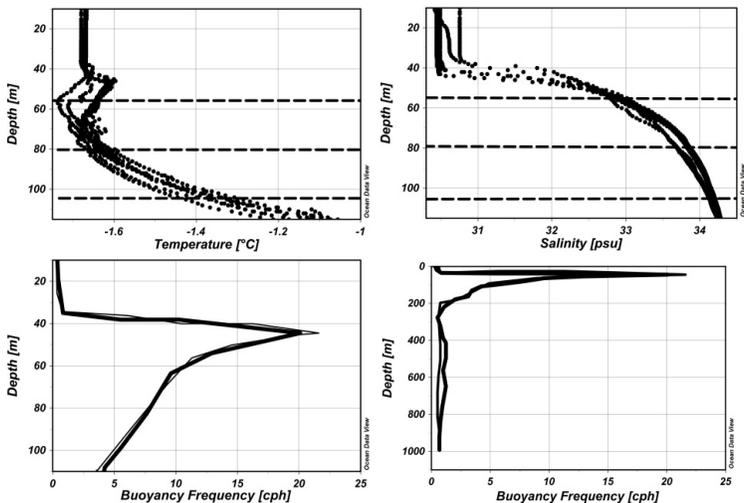


Рис. 2. Восемь вертикальных профилей температуры (левая колонка, верх) и солёности (правая колонка, верх), полученных во время измерений ВВ в 2009 г. Вертикальные профили частоты плавучести, рассчитанные с использованием фильтрации нижних частот из профилей температуры и солёности (левая колонка, низ) в пределах 0–120 м и для всего диапазона измерений (правая колонка, низ). Три пунктирных линии показывают горизонты, на которые вывешивались CTD самописцы.

$$S(w, z) = \frac{2}{\pi} r \frac{f}{N(z)} \frac{\sqrt{(w^2 - f^2)}}{w^3}, \quad (1)$$

где  $S(w, z)$  – спектральная плотность в  $\text{м}^2/\text{ц}/\text{час}$ ;  $w$ ,  $N(z)$ ,  $f$  – текущая, плавучести и инерционная частоты в  $\text{ц}/\text{час}$ ;  $r = Eb^2N_0 = 320 \text{ м}^2/\text{ц}/\text{час}$  – один из двух параметров спектра ГМ.

Для каждого экспериментального спектра, полученного в конкретном году в конкретном районе СЛО, рассчитывался параметр  $r$ . Затем все эти параметры сравнивались между собой. Общая продолжительность 4-х обсуждаемых экспериментов по определению частотных характеристик ВВ 46 суток. Общая продолжительность 14-и схожих измерений в СЛО 1966–1989 гг. 180 суток [4, 5, 6].

Сравнение измеренных данных, выполненное с использованием того же метода путем корректировки параметра  $r$  модели ГМ не выявило тенденции изменений энергии ВВ в течение 40-летнего периода, несмотря на резкое снижение площади морского льда.

Наблюдаемое отсутствие какого-либо тренда в энергии внутренних волн можно объяснить двумя причинами. Во-первых, существующие представления о сильной диссипации энергии ВВ только в слое под льдом как важном механизме, определяющем известную низкую энергию этих волн в Арктике, не совсем верны. В этом случае единственной причиной низкой энергии и специфической формы спектра внутренних волн в Арктике является невозможность, из-за ограничения инерциальной частоты, существования приливных полусуточных ВВ М2 к северу от 75°с.ш.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Pisarev S.V. Internal Wave Frequency Spectrum in the Amundsen Basin of the Arctic Ocean Inferred from Ice Tethered CTD Instruments. Springer International Publishing AG, part of Springer Nature 2018. M. G. Velarde et al. (eds.), *The Ocean in Motion*, Springer Oceanography, [https://doi.org/10.1007/978-3-319-71934-4\\_37](https://doi.org/10.1007/978-3-319-71934-4_37)
2. Zhang J, Steele M. Effect of vertical mixing on the Atlantic water layer circulation in the Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.* 2007. 112:C04S04. doi:10.1029/2006JC003732.
3. Desaubies YJF. Analytical representation of internal wave spectra // *J. Phys. Oceanogr.* 1976. 6 (6). p. 976–981.
4. Pisarev S.V. Experimental frequency spectra of internal waves in an ice-covered high-latitude basin // *Oceanology.* 1988. 28(5). P. 577–580.
5. Pisarev S.V. Some measurements of the spatial and temporal characteristics of internal waves in an ice-covered high-latitude basin // *Oceanology.* 1991. 31(1). P. 42–46.
6. Pisarev S.V. (1992) Spatial and temporal characteristics of internal waves at the edge of the continental shelf in the Arctic Basin // *Oceanology.* 1992. 32(5). P. 579–583.

## СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ АВТОНОМНЫХ ДРЕЙФУЮЩИХ ЗОНДИРУЮЩИХ ИЗМЕРИТЕЛЕЙ ХАРАКТЕРИСТИК СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

**Писарев С.В.**

*Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, 8(499)129-20-36, e-mail: [pisarev@ocean.ru](mailto:pisarev@ocean.ru)*

The basic information about the constructions and operation principles of three types (POPS, ITP, IAOOS) of autonomous, sounding, ice tethered devices, used for the last 10 years for a multimonths collection of information on the upper water masses of the Arctic, is considered.

Современный комплекс изменений в Арктике, получивший название «потепление», и международные ожидания того, что в результате уменьшения площади плавучих льдов «богатства» этого труднодоступного региона станут доступнее, привели в последние 20 лет, помимо прочего, к запросу на большое количество натуральных данных, характеризующих состояние Северного Ледовитого океана (СЛО). В ответ на этот запрос, в результате усилий нескольких развитых стран, благодаря современным технологиям, в 21-м веке в области разнообразных арктических измерений произошла настоящая техническая революция [1].

Уже сегодня парк из более 20-и типов автономных измерительных устройств, сконструированных специально для арктических условий, достаточно надежно собирает информацию о физических и химических характеристиках атмосферы, снега, льда и верхних слоев 1000 м водной толщи СЛО. Основное приспособление к арктическим условиям заключается в том, что все эти устройства, своей частью или полностью, устанавливаются на дрейфующем льду. Также любое из этих устройств приспособлено определять свои GPS координаты и передавать через систему связи IRIDIUM всю измеренную информацию заинтересованным потребителям в реальном масштабе времени. Все перечисленные устройства имеют ресурс работы в автоматическом и автономном режиме от одного года до трех.

Три типа из упомянутых устройств выполняют STD измерения в верхних нескольких сотнях метрах океана. Далее проводится сравнение трех этих устройств с точки зрения потребителя–океанолога.

Основой сравнения служат техническая документация и публикации, а также личный опыт автора работы с устройствами, полученный в международных экспедициях в СЛО на ледоколе «Полярштерн» в 2003, 2007, 2011 и 2015 гг., судах ледового класса «Тара» в 2006, 2013 и «Мир-рай» в 2009 гг., а также в сезонных дрейфующих экспедициях ИОРАН в районе Северного Полюса в 2007–2018 гг.

Polar Ocean Profiling System (POPS) – профилирующая система для полярных океанов начала создаваться усилиями японского агентства по морским наукам и технологиям JAMSTEC и канадской компании MetOcean в 2004 г. [2]. Уже в 2005 г. прошли натурные испытания устройства, а в 2006 г. POPS начала свои измерения. Основной элемент POPS–CTD зонд, который с заданной периодичностью (1–4 раза в сутки) движется по подвешенному в воде тросу в пределах горизонтов 5–800 метров, представляет собой не что иное, как один из известных и активно применяемых в открытом океане ARGO буев PROVOR. PROVOR перемещается вертикально за счет изменения собственной плавучести встроенной помпой. Трос прикреплен к платформе, установленной на льду. Платформа включает в себя датчики температуры воздуха и приповерхностного слоя воды, GPS приемник, барометр, систему передачи данных, через Iridium. Подводный модем, расположенный в 2–5 м подо льдом осуществляет связь между зондом и платформой.

Очевидный недостаток конструкции POPS – слишком легкий концевой груз в 50 кг. При дрейфе более 30–40 см/сек трос с таким грузом отклоняется и PROVOR не может двигаться вдоль него из-за недостатка силы плавучести для подъема против встречного потока воды. Кроме того, поверхностная платформа POPS не имеет какой-либо защиты соединительных кабелей от «вандализма» белых медведей.

Основным же недостатком POPS является существенная неконтролируемость процесса стравливания подводного троса. Отсутствие лебедки со стопором приводит, зачастую, к едва заметным повреждениям пластиковой оболочки троса. В результате повреждения изоляции связь через подводный индукционный модем прекращается. Судя по всему, именно по этой причине, половина из около 25-и установленных в период 2006–2012 гг. в СЛО POPS прекращали свою работу в первые несколько суток работы. У автора доклада нет сведений, что после 2012 г. какие-либо научные группы продолжали использовать POPS.

Ice-Tethered Profiler (ITP) – профилограф, привязанный ко льду – производит те же CTD измерения, что и POPS. В начале 2000-х устройство было разработано в Вудс-Хольском институте океанографии (WHOI) США [3]. Первый ITP был установлен в 2004 г. в Американо-Азиатской части

Арктического бассейна. На начало сентября 2018 г. 96 ИТР закончили свои измерения в Арктике, а другие 3 продолжали работу.

Поверхностный блок ИТР располагается на льду, внутри алюминиевого цилиндра, который, в свою очередь, расположен внутри габаритной оболочки из полиуретана специального химического состава. Под воду опущен трос длиной порядка 800 м в пластиковой оболочке, натянутый концевым грузом 120 кг. В поверхностном блоке располагаются электроника контроллера и индуктивного модема, навигационная система GPS, система спутниковой связи IRIDIUM, антенны навигации и связи, батареи. Полиуретановая оболочка очень хорошо защищает поверхностный блок от встреч с когтями белого медведя и от деформаций льда. Кроме того, она обеспечивает сохранение плавучести системы в случае падения ИТР со льда в открытую воду. Нарушение пластиковой оболочки при установке в случае с ИТР практически невозможно.

Большой вес концевого груза обеспечивает небольшие отклонения троса при сильном дрейфе льдины. Тем ни менее, верхние 5–7 м несущего троса дополнительно усилены 9-и сантиметровой пластиковой оболочкой, чтобы исключить возможность перетирания троса о нижнюю кромку льда.

CTD зонд, сконструированный для ИТР, имеет только внешнее сходство с ARGO профилографом, но перемещается по тросу не за счет изменения плавучести, а с помощью эффективного электрического двигателя. Система по установке ИТР имеет целый ряд чрезвычайно удачных конструктивных решений.

Третье, наиболее новое устройство это Ice–Atmosphere–Arctic Ocean Observing System (IAOOS) французского производства [4]. Автору довелось принимать самое непосредственное участие в пробных натурных измерениях IAOOS, начавшихся в 2010 г. Система прошла комплекс последовательных модернизаций, учитывающих, в том числе, конструктивные особенности POPS и ИТР. К августу 2015 г. IAOOS превратилась, как и ИТР, в устройство, которое группа из 2–4 подготовленных специалистов способна установить на льду СЛО за 4–7 часов непрерывной работы.

IAOOS проигрывает ИТР с точки зрения «технологичности» установки за счет необходимости бурить для системы 14–16 отверстий во льду вместо одного и из-за использования большого количества веревочных перехватов-фиксаторов подводного кабеля вместо цепных. С другой стороны, платформа IAOOS на поверхности льда измеряет большее количество параметров.

Подводный CTD зонд IAOOS это уже упомянутый PROVOR. На поверхностной платформе традиционно расположены системы GPS и IRIDIUM, барометр, а также измеритель толщины и температуры снега и льда вместе с измерителем характеристик облаков и аэрозоль в атмосфере. Зачастую, на поверхностной платформе используют веб камеру, пиранометр, датчик направления и скорости ветра.

Все три перечисленных выше устройства, после штатной установки на дрейфующем льду, без повреждений кабеля, измеряют CTD (а иногда, растворенный кислород и мутность) характеристики СЛО с точностью, сравнимой с зондами SBE. Это происходит потому, что именно датчики SBE применяются во всех трех подводных блоках.

Работа автономных дрейфующих зондирующих измерителей поднимает на другой качественный уровень изучение верхних водных масс Арктического бассейна. Так, например, все, безусловно героические, дрейфующие станции СССР «Северный Полюс» выполнили в этой акватории около 3500 CTD зондирований, причем только устройства вида ИТР – уже более 100 тысяч.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Писарев С.В. Опыт применения автоматических дрейфующих устройств, для исследования водной толщи и ледового покрова Арктики, в начале 21 века // Арктика. Экология и экономика. 2012. № 4(8). С. 66–75.
2. Kikuchi T. , Inoue J., Langevin D. Argo-type profiling float observations under the Arctic multiyear ice // Deep-Sea Research. I. 2007. 54. P. 1675–1686.
3. Krishfield, R., J. Toole, A. Proshutinsky, and M.-L. Timmermans. Automated Ice-Tethered Profilers for seawater observations under pack ice in all seasons // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2008. 25. P. 2091–2095.
4. Ice–Atmosphere–Arctic Ocean Observing System. IAOOS. <http://iaoos.ent.upmc.fr/en/index.html> (дата обращения 28.08.2018)

**СЕЗОННАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ  
КОЭФФИЦИЕНТА ВЕРТИКАЛЬНОГО ТУРБУЛЕНТНОГО  
ОБМЕНА В ЧЕРНОМОРСКОМ ПИКНОКЛИНЕ В 2013–2016 гг.**

**Подымов О.И.<sup>1</sup>, Зацепин А.Г.<sup>2</sup>, Кубряков А.А.<sup>3</sup>, Островский А.Г.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Южное отделение института океанологии им. П.П. Шириова РАН, Россия,

Геленджик, ул. Просторная, 1г, тел./факс +7 861 412-8089;

<sup>2</sup> Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва,

Нахимовский проспект, д. 36, тел.: +7 499 124-5996, факс: +7 499 124-5983;

<sup>3</sup> Морской гидрофизический институт РАН, Россия, Севастополь,

ул. Капитанская, 2, тел./факс: +7 869 254-5241, e-mail: [huravela@yahoo.com](mailto:huravela@yahoo.com)

Results of estimates of vertical turbulent exchange coefficient and its seasonal and interannual variability in the depth range of 30–220 m are presented. Calculations are based on the long-term measurements of vertical profiles of water density and current velocity by the moored mobile profiler “Aqualog” in the north-eastern part of the Black Sea during 2013–2016.

Отличительной особенностью Черного моря, выделяющей его на фоне других внутренних морей, является постоянное сероводородное заражение основной толщи его вод. Вертикальный транспорт кислорода, основным источником которого в море является газообмен с атмосферой, в значительной степени подавляется перманентным пикно-халоклином, а водообмен со Средиземным морем через пролив Босфор слишком слаб, чтобы обеспечить вентиляцию глубинных вод. Как следствие, растворенного кислорода не хватает для окисления органического вещества, образующегося в поверхностных водах при фотосинтезе и оседающего в виде детрита [4]. В результате на некоторой глубине кислород исчезает и появляется сероводород, образованный в результате жизнедеятельности сульфат-редуцирующих бактерий.

Между верхним слоем, кислородосодержащим, и нижним, сероводородным, находится так называемый редокс-слой (или редокс-зона). Концентрации кислорода и сероводорода в нем находятся ниже пределов обнаружения, а сама редокс-зона расположена внутри пикно-халоклина (далее – пикноклин) и ниже холодного промежуточного слоя (ХПС). Поэтому регулярные обновления ХПС и обогащения его кислородом в результате зимнего конвективного перемешивания [2] не затрагивают напрямую редокс-зону, т.к. последняя не контактирует с ХПС.

Вертикальный поток кислорода в пикноклине в основном осуществляется благодаря мелкомасштабному турбулентному перемешиванию, закономерности которого изучены недостаточно. При этом интенсивность турбулентного обмена в пикноклине, наряду с другими возможными механизмами вертикального обмена [1, 6], в некоторой степени определяет глубину залегания редокс-зоны и ее удаленность от ядра ХПС. Знания закономерностей и интенсивности турбулентного обмена в черноморском пикноклине необходимы также для оценки вертикального потока биогенных элементов, поступающих снизу в эвфотический слой Черного моря.

В настоящей работе на основе данных синхронных измерений профилей плотности воды и скорости течения, полученных в 2013–2016 гг. при помощи заякоренного зонда-профилографа «Аквалог» в северо-восточной части Черного моря в области, подверженной влиянию Основного черноморского течения (ОЧТ), выполнены оценки коэффициента вертикального турбулентного обмена ( $K_t$ ) в черноморском пикно-халоклине и проанализирована его сезонная и годовая изменчивость в диапазоне глубин 30–220 м. Кроме того, для того же периода времени и для точки, близкой к точке постановки «Аквалога», по данным спутниковой альтиметрии рассчитана средняя кинетическая энергия поверхностного течения и проанализирована ее связь с вертикальным распределением аналогичной характеристики и значениями  $K_p$ , рассчитанными по данным измерений «Аквалога». Обнаружено, что между этими параметрами существует высокая корреляция, идущая с определенным временным лагом (25–45 дней в зависимости от глубины). В принципе, это дает возможность оценивать помесечный ход величины  $K_t$  на различных глубинах на основе знания одной лишь кинетической энергии поверхностного течения.

Расчеты  $K_t$  проводились с использованием широко известной параметризации коэффициента вертикального обмена, основанной на числе Ричардсона, первый вариант которой был предложен в статье Манка и Андерссона [5]. Расчетный метод был адаптирован для черноморских условий [3]. Наибольшие значения  $K_t$  наблюдались в осенне-зимние периоды годов, с октября по март, достигая максимальной величины в декабре.

Интенсивность перемешивания в холодное время года более чем в два раза увеличивалась по сравнению с теплым временем года, в соответствии с сезонной изменчивостью скорости течения, которая зависит от скорости экмановской (ветровой) накачки. Анализ данных временной изменчивости средней поверхностной кинетической энергии (МКЕ), выполненный по данным альтиметрии для того же периода времени, показал высокую корреляцию между средними по всему столбу значе-

ниями  $K_{\text{л}}$  и значениями МКЕ (рис. 1). Отмечено примерно месячное отставание динамики  $K_{\text{л}}$  от МКЕ, вызванное постепенным заглублением зоны максимальной скорости течения и интенсивности перемешивания в период с ноября по январь.

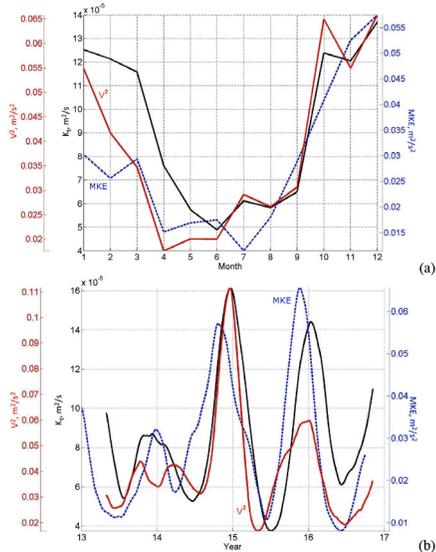


Рис. 1. Сезонная (а) и межгодовая (б) изменчивость средних по всему водному столбу значений  $K_p$ , квадрата модуля скорости течений ( $V^2$ ) и значений средней кинетической энергии (МКЕ), полученных на базе альтиметрических данных. Данные на рисунке (б) сглажены плавающим средним в 90-дневном окне.

Тезисы доклада подготовлены в рамках госзаданий № 0149-2018-0013 и № 0149-2018-0003. Naturные наблюдения и обработка данных выполнена при поддержке грантов РФФИ № 17-05-00381, РНФ № 14-05-00095.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Зацепин А.Г., Голенко Н.Н., Корж А.О. и др. Влияние динамики течений на гидрофизическую структуру вод и вертикальный обмен в деятельном слое Черного моря // *Океанология*. 2007. Т. 47. № 3. С. 327–339.
2. Овчинников И.М., Попов Ю.И. Формирование холодного промежуточного слоя в Черном море // *Океанология*. 1987. Т. 27. № 5. С. 739–746.
3. Подымов О.И., Зацепин А.Г., Островский А.Г. Вертикальный турбулентный обмен в черноморском пикноклине и его связь с динамикой вод // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 4. С. 546–559.
4. Konovalov S. K., Murray J. W., Luther G. W. Basic processes of Black Sea biogeochemistry // *Oceanogr.* 2005. Vol. 187. P. 24–35.
5. Munk, W. H., Anderson E. R. Notes on the theory of the thermocline // *J. Marine Research*. 1948. Vol. 7. P. 276–295.
6. Ostrovskii A.G., Zatsepina A.G. Intense ventilation of the Black Sea pycnocline due to vertical turbulent exchange in the Rim Current area // *Deep-Sea Res. I*. 2016. Vol. 116. P. 1–13.

## СИНОПТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ В КАРСКОМ МОРЕ

Полухин А.А.<sup>1</sup>, Степанова С.В.<sup>1</sup>, Кубряков А.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: тел.+7 499 124-7742,  
e-mail: [polukhin@ocean.ru](mailto:polukhin@ocean.ru) [sv.step@hotmail.com](mailto:sv.step@hotmail.com)

<sup>2</sup>Морской Гидрофизический Институт РАН, 2, ул. Капитанская, 299011, Севастополь, e-mail: [arskubr@gmail.com](mailto:arskubr@gmail.com)

The paper presents the main results of the study of the synoptic variability of the hydrochemical structure of the Kara Sea waters. The main factors of synoptic variability are identified. Investigations are based on the SIO RAS expeditions in 2014–2017.

При изучении изменчивости структуры вод Мирового океана важно отделять изменения, связанные с природными процессами от тех, которые происходят в виду антропогенной нагрузки на экосистемы. Для этого необходимо учитывать основные закономерности и масштабы естественной исследуемой системы. Для арктических морей изучение процесса изменчивости и факторов, ее определяющих, имеет важнейшее фундаментальное и прикладное значение. Теоретическая значимость заключается в возможности оценки влияния различных природных факторов на изменчивость гидрохимических условий вод Карского моря. Прикладное значение таких исследований состоит в оценке продуктивности верхнего деятельного слоя моря, а также позволяет получить представление о степени воздействия климатических изменений и деятельности человека на состояние морской экосистемы.

Изменчивость можно разделить на периодическую и случайную. Естественно, что и изменчивость содержания гидрохимических параметров будет отражать изменения определяющих ее факторов. Совершенно очевидно существование основных циклов временной изменчивости (что, однако, не исключает наличие и других временных циклов): суточного и сезонного (внутригодового). Из неперiodических изменений естественной природы можно выделить синоптическую изменчивость.

Под синоптической изменчивостью в океанологии принято понимать неоднородности в океанологических полях, имеющие характерные временные и пространственные масштабы от нескольких суток до месяцев и от десятков до тысяч километров, соответственно [1].

Силы, вызывающие возмущения синоптического масштаба, известны – это силы тангенциального напряжения ветра, горизонтального градиента атмосферного давления и потоки плавучести. Под действием этих сил в синоптическом диапазоне частот генерируются разнообразные физические процессы, которые в той или иной мере находят отражение в распределении гидрохимических параметров.

В этом интервале масштабов принято выделять два подынтервала: волны Россби и связанные с ними фронтальные и свободные океанические вихри, а также вынужденные неоднородности с масштабами баротропных атмосферных процессов [1, 2].

Материалом для данной работы послужили рейсы Института океанологии РАН в Карское море в период с 2014 по 2017 г. В большинстве случаев экспедиция проводилась один раз в полевой сезон, но работы охватывали одни и те же районы (Обская губа, Енисейский залив, Новоземельский желоб, южные части отрогов желоба Св. Анны). В последнее время за один полевой сезон удавалось отбирать пробы на одних и тех же станциях с интервалом от десяти дней до месяца, что и дало возможность оценить синоптическую изменчивость гидрохимических параметров некоторых районов Карского моря.

Так, по данным экспедиций в августе–сентябре 2014 г. была проведена оценка изменчивости гидрохимической структуры вод района к западу от п-ова Ямал, находившемуся под воздействием континентального стока [3]. Основными факторами изменчивости являлись биологические процессы при переходе от летнего к осеннему сезонам, а также перемешивание поверхностного слоя.

В сентябре 2015 г. гидрохимические исследования в Карском море были ограничены западной частью его акватории и склоном шельфа в районе желоба Св. Анны [4]. Повторные измерения на одной из станций с интервалом в 20 суток дали возможность проследить изменчивость гидрохимической структуры вод в районе склона шельфа Карского моря. Основной причиной достаточно сильной изменчивости послужил материковый сток Оби и Енисея, чей плюм распространялся до северных районов моря. При воздействии ветра плюм может перемещаться достаточно быстро [5]. В данном случае перемещение плюма позволило конвективному перемешиванию за период чуть больше двух недель выровнять профили распределения биогенных элементов, что было невозможно при устойчивой стратификации.

В 2016 г. исследования проводились в середине июля начале августа. Станция, на которой удалось проследить синоптическую изменчивость, находилась над бровкой континентального склона, акватория которого была слабо подвержена воздействию речного стока. При отмеченном выхолаживании верхнего 50 метрового слоя и ослаблении стратификации яркие максимумы биогенных элементов под слоем скачка плотности исчезли за период в 11 суток. На фоне лимитирующих концентраций

биогенных элементов в верхнем деятельном слое могли сложиться условия для начала процесса рециклинга – важного эпизода в развитии арктических экосистем и оценке первичной продукции акватории.

В 2017 г. исследования проводились в конце августа во второй половине сентября. Одна из станций наблюдения находилась в шельфовой зоне на 1° севернее устья Обской губы. Основной причиной достаточно сильной изменчивости в данном случае стало сезонное снижение объема поступающего речного стока. Во время съемки в августе район был подвержен воздействию речного стока. Поверхностный слой был сильно распреснен, высокоградиентный слой наблюдался на глубинах около 10 м. Снижение стока уменьшило мощность опресненного слоя, что позволило конвективному перемешиванию проникнуть глубже, в результате сезонный пикноклин расположился на глубине около 20 м, что отразилось и на вертикальном распределении биогенных элементов. Однако, судя по вертикальному распределению гидрофизических и гидрохимических параметров, незадолго до начала 2-ой съемки район снова подвергся влиянию речного стока – на вертикальных профилях хорошо виден пятиметровый слой с пониженной соленостью и повышенным содержанием кремния.

Таким образом, проведенные исследования показали, что наибольшее влияние на изменчивость гидрохимической структуры вод в Карском море в синоптическом диапазоне масштабов оказывают гидрологические и метеорологические процессы: сезонная изменчивость речного стока, динамическое воздействие ветра на поверхностный опресненный слой, течения, особенно в районе орографических неровностей на дне. Биохимические процессы выходят на первый план при относительно стабильных метеорологических условиях, при переходе от летнего к осеннему сезону, когда на фоне начавшегося похолодания происходит спад биологической активности и активизация процессов деструкции органического вещества.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. Ленинград: Гидрометеиздат, 1987. С. 512
2. Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г. Изменчивость Мирового океана. Ленинград: Гидрометеиздат, 1974. 261 с.
3. Полухин А.А. Динамика гидрохимических характеристик поверхностного распресненного слоя Карского моря в августе-сентябре 2014 года // Экосистема Карского моря – новые данные экспедиционных исследований. М.: АПР, 2015. С. 58–61.
4. Маккавеев П.Н., Полухин А.А., Костылева А.В., Проценко Е.А., Степанова С.В., Якубов Ш.Х. Гидрохимические особенности акватории Карского моря летом 2015 г. // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 67–74.
5. Зацепин А. Г., Завьялов П.О., Кременецкий В.В., Поярков С.Г., Соловьев Д.М. Поверхностный опресненный слой в Карском море // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 698–708.

## СТОЛКНОВЕНИЕ КАПЛИ СО СВОБОДНОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ: СТРУКТУРА АКУСТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

**Прохоров В.Е.**

*Институт проблем механики им. А.Ю. Ишлинского РАН,  
пр. Вернадского, 101, корп. 1, 119526, г. Москва, 101, тел. +7 495 434-6063,  
e-mail: [prohorov@ipmnet.ru](mailto:prohorov@ipmnet.ru)*

Experiments on sound emission by drops falling into rest water are conducted with the help of wideband hydrophone and high-speed video camera. The emission sequence consists of high frequency impact signal and one or more sound packets radiated by resonance bubbles taking-off from the underwater cavities. The sizes of bubbles measured in the video frames match well the emitted signal frequency in agreement with Minnaert formula.

Подводный акустический шум интенсивно исследуется в интересах фундаментальных и прикладных задач [1, 2]. Он включает несколько природных составляющих, одна из которых – звуковое излучение осадков – активно разрабатывается в поисках адекватной модели, связывающей параметры соударяющихся капель и подстилающей жидкости с частотно-временными характеристиками звукового излучения [3].

В работе представлены результаты экспериментальных исследований излучения звука в широкой полосе с одновременной видеосъемкой процесса столкновения капли с водной поверхностью.

Эксперименты выполнены в бассейне (1.5×0.6×0.45 м). Капля диаметром 4 мм падала с некоторой высоты. Процесс соударения снимался на видеокамеру (20000 к/с) и регистрировался широкополосным (0.002–100 кГц) гидрофоном.

Полная фонограмма (по центру рисунка) включает ударный импульс I и два резонансных пакета II и III.

Ударный импульс содержит высокочастотные составляющие, амплитуда которых затухает в течение 300 мкс (*a*).

Далее, через 187 мс, возникает резонансный звуковой пакет II. На растянутом графике (*b*) он представляет собой одночастотный (2.4 кГц) затухающий сигнал. По времени появления на видеограмме он совпадает с отделением от каверны замкнутой полости неправильной формы, которая перемещается в толщу жидкости.

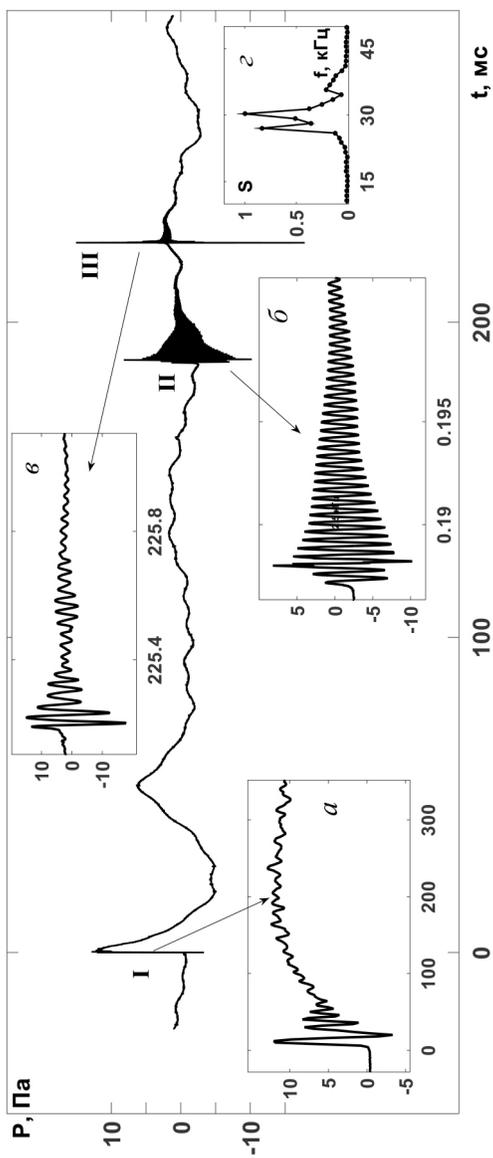


Рис. 1. Акустические сигналы: ударный импульс I, резонансные пакеты II и III.

Вставки: растянутые фрагменты сигналов – время – мс, давление – Па.

S – амплитудный спектр пакета III.

На отметке 230 мс возникает пакет III (амплитуда 15 Па), развертка которого показана на врезке  $d$ , а спектр – на врезке  $e$ .

Сопоставление видеозаписей и особенностей фонограммы гидрофона показывает, что основным источником звука в воде служат газовые пузырьки, которые формируются в момент ускоренного движения подповерхностной части каверны и отделившихся от нее фрагментов, и именно к таким моментам приурочены процессы излучения резонансных звуковых пакетов. На момент отрыва пузырек имеет неправильную форму. Длительность излучения определяется временем, в течение которого пузырек принимает форму, близкую к правильной сфере. При этом частота излучения определяется величиной радиуса сферы в соответствии с формулой Миннаэрта [4].

Амплитуда ударного импульса возрастает с увеличением конечной скорости столкновения капли с поверхностью. Однако существует минимальная скорость, ниже которой ударное излучение невозможно – оно подавляется процессом молекулярного слияния капли с поверхностью [5].

Работа выполнена по теме государственного задания № АААА-А17-117021310378-8.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Рутенко А.Н., Гаврилевский А.В., Путов В.Ф., Соловьев А.А., Манульчев Д.С. Мониторинг антропогенных шумов на шельфе о. Сахалин во время сейсморазведочных исследований // Акустический журнал. 2016. Т. 62. № 3. С. 348–362.
2. Бардышев В.И. Подводные шумы тихого океана в зоне шельфа о. Шикотан // Акустический журнал. 2010. Т. 56. № 1. С. 53–62.
3. Прохоров В.Е., Чашечкин Ю.Д. Генерация звука при падении капли на поверхность воды // Акустический журнал. 2011. Т. 57. № 6. С. 792–803.
4. Minnaert M. On musical air bubbles and the sounds of running water // Phil. Mag. 1933. Vol. 16. P. 235–248.
5. Прохоров В.Е. Влияние молекулярных эффектов на излучение звука при низкоскоростном столкновении капли с поверхностью воды // ЖЭТФ. 2018. Т. 153. № 4. С. 584–589.

## ВОЛНОВЫЕ ПОГРАНИЧНЫЕ СЛОИ В СТРАТИФИЦИРОВАННОЙ ЖИДКОСТИ

Резник Г.М.

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36,  
тел.: +7 (499) 1247572, e-mail: greznikmd@yahoo.com*

We study wave boundary layers (BL) arising in a stably stratified fluid at large times. The BL is a narrow domain near the stratified fluid boundary, characterized by sharp growing in time gradients of the buoyancy and horizontal velocity; the BL thickness tends to zero with increasing time. Both rotating and non-rotating cases are considered.

В докладе представлена теория так называемых волновых пограничных слоев (ВПС), возникающих в устойчиво стратифицированной жидкости на достаточно больших временах. Такой погранслоем представляет собой узкую область у границы стратифицированной жидкости, характеризующуюся резкими, растущими во времени градиентами плавучести и горизонтальной скорости; толщина ВПС с ростом времени стремится к нулю. Погранслоем является результатом интерференции высоких волновых мод с малыми масштабами и частотами, близкими к предельной точке волнового спектра (поэтому мы и назвали его волновым). ВПС может возникать как в результате свободной линейной эволюции начального возмущения, так и под действием внешних сил (в нашем случае тангенциальных напряжений, приложенных на поверхности жидкости). Сопоставление обоих вариантов показало, что «вынужденные» ВПС намного интенсивней «свободных». Динамика и структура ВПС сильно зависят от наличия или отсутствия фонового вращения; мы исследовали оба случая.

В невращающейся жидкости [1, 2, 3] в «свободном» погранслоем все поля ограничены, и градиенты плавучести и горизонтальной скорости растут линейно по времени. В «вынужденном» же ВПС ограничена только вертикальная скорость, а плавучесть и горизонтальная скорость растут линейно по времени. Что касается градиентов, то в «вынужденном» ВПС градиент вертикальной скорости растет во времени линейно, а градиенты плавучести и горизонтальной скорости – квадратично.

Исследование проводится аналитическими методами: мы получаем точные решения в виде разложений по вертикальным волновым модам и находим асимптотические решения, справедливые на больших временах. Численное сравнение между ними показывает, что асимптотические решения неплохо приближают точные даже на умеренных временах и практически совпадают с ними на достаточно больших временах. Важно, что сильные вертикальные градиенты горизонтальной скорости и плавучести в пограничных слоях могут приводить к неустойчивостям и повышенным уровням турбулентности и перемешивания в этих областях.

При рассмотрении вращающейся жидкости [3, 4] основное внимание уделяется динамике океанских около-инерционных колебаний. Колебания возникают под действием касательного напряжения ветра, продолжающегося конечное время. Экмановский слой у поверхности океана задается в самом общем виде, предполагается только, что на его нижней границе касательные напряжения равны нулю и под этой границей вязкость не важна. Для области под слоем Экмана получено аналитическое решение задачи в виде рядов по вертикальным волновым модам и показано, что часть решения, связанная с около-инерционными колебаниями, может быть описана с помощью двух универсальных функций, не зависящих от деталей ветрового воздействия. Важный факт состоит в том, что в поле около-инерционных колебаний у поверхности развивается волновой пограничный слой, толщина которого убывает, а градиенты всех полей и сами поля плавучести и горизонтальной скорости в нем возрастают пропорционально корню из времени. Структура ВПС сильно зависит от горизонтального масштаба движения (определяемого масштабом ветра): чем меньше масштаб, тем резче ВПС и тем сильнее сосредоточены соответствующие инерционные колебания у границы экмановского слоя. В поле крупномасштабных (с масштабом порядка масштаба Россби и больше) инерционных колебаний пограничные слои также развиваются, но намного медленней, причем сами слои существенно толще. Поэтому значительная часть крупномасштабного около-инерционного сигнала может достигать дна океана, создавая достаточно интенсивные придонные течения.

Работа выполнена по теме Госбюджета № 0149-2018-0001 «Крупномасштабные, волновые и вихревые океанские процессы и роль океана в формировании климата: междекадная эволюция циркуляции, гидрофизических полей океана и потоков на границе океан–атмосфера в условиях меняющегося климата».

## ЛИТЕРАТУРА

1. Резник Г.М. Волновые пограничные слои в стратифицированной жидкости у поверхности и дна // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 3. С. 381–388.
2. Reznik G.M. Wave boundary layers in a stratified fluid // *J. Fluid Mech.* 2017. Vol. 833. P. 512–537.
3. Reznik G.M. Linear dynamics of a stably-neutrally stratified ocean // *J. Marine Res.* 2013. Vol. 71. № 4. P. 253–288.
4. Reznik G.M. Wave boundary layers in rotating stratified fluid and near inertial oscillations // *Ocean Dynamics*. 2018. Vol. 68. P. 987–1000.

## ФОРМИРОВАНИЕ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ЦИРКУЛЯЦИЙ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ В УСЛОВИЯХ УСТОЙЧИВОЙ СТРАТИФИКАЦИИ АТМОСФЕРЫ

Репина И.А.<sup>1,2</sup>, Чухарев А.М.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> *Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, 119017, Москва,  
Пыжевский пер., д. 3,  
тел/ факс: +7 (495) 9518549/+7 (495) 9531652, e-mail: repina@ifaran.ru*

<sup>2</sup> *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991,  
Ленинские горы, д. 1,*

<sup>3</sup> *Морской гидрофизический институт РАН, 299011, Севастополь, ул.  
Капитанская д.2.*

On experimental data, non-stationary turbulent processes in the conjugated layers of the sea and the atmosphere are investigated. Significant submesoscale periodicities in these layers are revealed. Noticeable influence variability of impacts on intensity of a turbulent exchange is shown.

Структура пограничного слоя в прибрежной зоне моря зависит от нескольких факторов: рельефа и элементов шероховатости поверхности прибрежного района суши, скорости ветра, расстояния от берега, стратификации и динамических процессов в верхней части пограничного слоя атмосферы. Важный аспект, который требует дополнительного изучения, связь структуры турбулентности в пограничных слоях моря и атмосферы. Когерентные структуры (мезомасштабные образования в течениях) могут играть существенную роль в формировании потоков тепла, импульса и вещества и, соответственно, влиять на обменные процессы. Так как эти структуры могут переносить до 80% от всей энергии турбулентного течения, в настоящее время исследованию этого явления уделяется повышенное внимание.

Экспериментальные исследования турбулентных процессов в сопряженных слоях моря и атмосферы проводились на океанографической платформе в п. Кацивели [1–4]. В экспериментах 2005 г. значительная часть данных была собрана в условиях сильного апвеллинга и устойчивой атмосферной стратификации, в результате чего было обнаружено влияние атмосферных процессов на изменение энергии морской турбулентности.

Примеры рассчитанных с использованием вейвлет-преобразования глобальных спектров и эволюции во времени энергии турбулентных

процессов в море и в атмосфере, представлены на рис. 1. На рис. 1а показаны спектры динамической скорости  $u_*$ , связанной с потоком импульса в атмосфере, и вертикальной компоненты пульсаций скорости течения в море. Эволюция средней по масштабам энергии в сопряженных слоях показывает, что колебания потока импульса в приводном слое приводят к возникновению колебаний в интенсивности морской турбулентности с такой же частотой, но с некоторой задержкой по времени (рис. 1б).

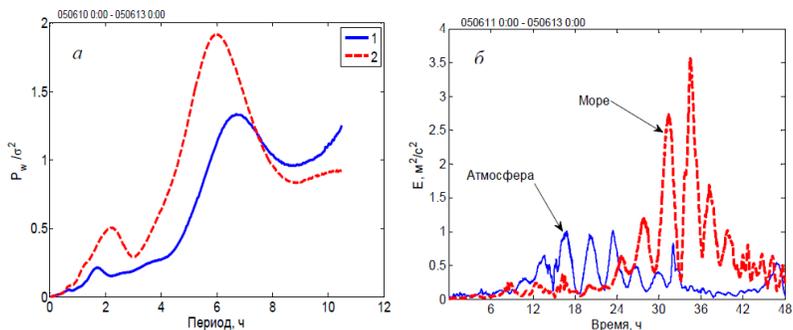


Рис. 1. а) Глобальные спектры вейвлет-анализа, нормированные на дисперсию, 1 – динамическая скорость в атмосфере; 2 – среднеквадратическая вертикальная компонента скорости  $\times 10$  на глубине 1,5 м; б) изменение средней по масштабам турбулентной энергии в атмосфере и в море в период развития апвеллинга 11–13 июня 2005 г. Период колебаний, появившихся в атмосфере, а затем в море  $\sim 3,5$  ч.

При слабых ветрах и отсутствии ветрового волнения интенсивность турбулентности в море зависит также от потока тепла из атмосферы, колебания которого находятся с ней в противофазе и тоже с некоторым сдвигом по времени. В зависимости от интенсивности атмосферных процессов и от глубины измерений время реакции на динамическое воздействие в наблюдавшихся случаях менялось от 1 ч. до  $\sim 10$  ч. На спектрах с максимальным масштабом до 1 суток выявлены значимые пики (превосходящие уровень красного шума) на периодах 1–22 ч., количество таких пиков (внутрисуточных периодичностей) для каждого параметра составляет 3–5. При этом в масштабах значимых периодов наблюдается определенная закономерность: каждое значение отличается от предыдущего в два, реже – в три или в четыре раза. По всей вероятности, это проявление внутреннего самоподобия, характерного для многих турбулентных движений и связываемого с когерентными структурами. Как показывает численное моделирование, периодическое

воздействие создает когерентные структуры в пограничном слое и увеличивает интенсивность турбулентных движений, причем для некоторой частоты имеется максимум такого увеличения, своего рода резонанс [5]. На рис. 2 изображена гистограмма распределения значимых периодов для динамической скорости ветра, среднеквадратичной вертикальной составляющей пульсаций скорости в воде и скорости течения, построенная по наблюдениям 2005 и 2007 гг.

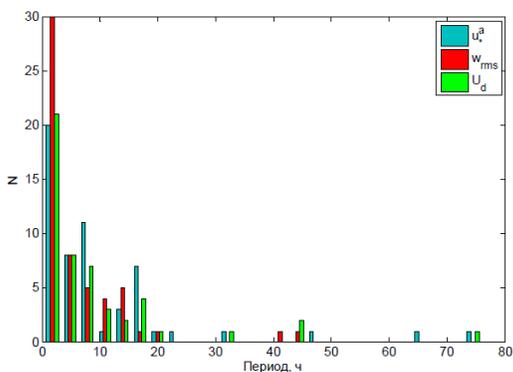


Рис. 2. Гистограмма распределения периодичностей в интенсивности колебаний в пограничных слоях моря и атмосферы по данным наблюдений.  $u_*^a$  – динамическая скорость в воздухе;  $w_{rms}$  – среднеквадратичные отклонения вертикальной скорости потока в море;  $U_d$  – скорость течения.

Подобная гистограмма для направлений вдольбереговых течений в районе г. Геленджика представлена в работе [6]. Следовательно, и в районе наших измерений существуют похожие субмезомасштабные структуры, а механизм их образования, по-видимому, аналогичен [6], причем масштабы неоднородностей в приповерхностном слое моря и в приводном слое атмосферы очень хорошо коррелируют. Также следует отметить наличие близкой к суточной (около 18 часов) периодичности в атмосферной турбулентности и практически отсутствие пика на этой частоте у морской турбулентности. В то же время периодичности 6,5 ч. наблюдаются в обеих средах.

Относительная энергия колебаний гидрофизических параметров может меняться в несколько раз при квазипостоянном уровне средних величин, что, безусловно, сказывается на интенсивности процессов обмена. Таким образом, нестационарность турбулентных процессов в пограничных слоях является важной чертой, которая может существенно изменять характер взаимодействия и турбулентный режим.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 16-05-00858.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Чухарев А.М., Репина И.А. Комплексные натурные измерения турбулентных характеристик в слоях у границы раздела моря и атмосферы // Экологическая безопасность и комплексное использование прибрежной и шельфовой зон моря. 2010. Вып. 23. С. 75–87.
2. Чухарев А.М., Репина И.А. Взаимодействие пограничных слоев моря и атмосферы на малых и средних масштабах в прибрежной зоне // Морской гидрофизический журнал. 2012. № 2. С. 60–78.
3. Repina I.A., Chukharev A.M., Goryachkin Y.N., Komarova N.Y., Pospelov M.N. Evolution of air–sea interaction parameters during the temperature front passage: The measurements on an oceanographic platform // Atmospheric Research. 2009. Vol. 94. No. 1. P. 74–80. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.11.07>.
4. Repina I., Artamonov A., Chukharev A., Esau I., Goryachkin Yu., Kuzmin A., Pospelov M., Sadovsky I., and Smirnov M. Air–sea interaction under low and moderate winds in the Black Sea coastal zone // Estonian J. of Engineering. 2012. Vol. 18, № 2. P. 89–101.
5. Kim K., Sung H.J. DNS of turbulent boundary layer with time–periodic blowing through a spanwise slot // Proceedings of the Asian Computational Fluid Dynamics Conference (5th). Busan, Korea, October 27–30. 2003. P. 835–842.
6. Зацепин А.Г., Пиотух В.Б., Корж А.О. и др. Изменчивость поля течений в прибрежной зоне Черного моря по измерениям донной станции ADCP // Океанология. 2012. Т. 52. № 5. С. 629–642.

## СИСТЕМА УСВОЕНИЯ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Зеленко А.А.

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр РФ, Большой  
Предтеченский переулок, 11-13, 123242, г. Москва,  
тел. +7 499 795-2227, e-mail: [reshn@mecom.ru](mailto:reshn@mecom.ru)*

The report presents basic information about the ocean data assimilation system being developed at the Hydrometeorological Centre of Russia. The discussed issues are: computational model, observational data, method of their analysis, precision indicators.

Представлена новая версия системы усвоения океанографических данных (СУОД), разрабатываемая в Гидрометцентре России и предназначенная для работы в оперативном режиме. Структура программного кода прежних версий системы, в которой использовалась модель общей циркуляции океана с географической системой координат, не позволяла, однако, включить в расчетную область приполярную зону к северу от 80°с.ш. А условие жесткой крышки, используемое в океанской модели [1, 2], не давало возможности явно рассчитывать изменения уровня океана – одной из важных переменных, характеризующей динамику океана и поддающейся корректировке в ходе усвоения имеющихся альтиметрических данных.

Поэтому при создании следующей версии СУОД было принято решение в качестве прогностической модели использовать одну из наиболее активно развивающихся моделей общей циркуляции океана – модель NEMO [3] в конфигурации ORCA1 с включенной в нее моделью морского льда LIM3. В этой конфигурации расчеты осуществляются на трехполюсной сетке, имеющей разрешение 1°×1° в средних широтах и особым расположением узлов в северной приполярной области, где горизонтальное разрешение составляет ≈50 км.

В предварительных численных экспериментах по настройке параметров модели атмосферные воздействия задавались по данным DFS5.2 (DRAKKAR Forcing Set version 5.2) за период 2001–2014 гг. Усваиваемые данные включали в себя измерения вертикальных распределений температуры и солёности воды профилирующими буями Argo, получа-

емые путем альтиметрических измерений аномалии уровня моря, сеточные данные о температуре поверхности океана и данные о сплоченности морского льда, распространяемые французским центром IFREMER.

Усвоение данных осуществляется в СУОД по циклической схеме «анализ–прогноз–анализ» в одноэлементном ее варианте, в котором последовательно усваивается информация по вертикальным распределениям температуры и солености воды, уровню моря, сплоченности морского льда и температуре поверхности океана (ТПО) без непосредственного учета их связей между собой и с другими элементами. Такая связь устанавливается лишь опосредовано, через взаимозависимость различных переменных в расчетной модели.

Для температуры и солености анализ проводится с использованием трехмерной вариационной схемы 3D-Var на регулярной 1-градусной сетке на 21 модельном уровне от 10 м до 1400 м. Пространственные ковариации поля ошибок первого приближения, являющиеся ключевым элементом вариационного анализа, задаются обобщенной на пространственный случай моделью авторегрессии и скользящего среднего (АРСС) – ПАРСС [4].

Усвоение данных по уровню моря и сплоченности морского льда и ТПО выполняется по релаксационной схеме, в которой в качестве наблюдений используются двумерные сеточные поля этих элементов. Релаксационная схема усвоения данных по сплоченности морского льда дополнена специальной процедурой перераспределения инкрементов анализа между несколькими градациями толщин льда, для которых отсутствуют данные непосредственных наблюдений.

Период цикла усвоения может варьироваться от 1 до 10 суток. Инкременты анализа, получаемые в результате минимизации целевой функции, представляют собой поправки, которые в последовательной циклической схеме следует добавить к модельным полям. Эти поправки вводятся с использованием метода дробных инкрементов (IAU – Incremental Analysis Updates) в ходе повторного интегрирования модели от начальных условий с предыдущего цикла усвоения.

Настройка параметров системы усвоения осуществлялась на основе серии численных экспериментов, в которых варьировалась длина окна усвоения данных, проверялись различные варианты контроля данных наблюдений, вводились поправки к поверхностному потоку тепла, зависящие от наблюдаемой температуры поверхности океана.

Зависимость результатов усвоения от длины окна накопления данных иллюстрируется рис. 1, на котором показаны вертикальные распределения средних и среднеквадратичных отклонений температуры воды

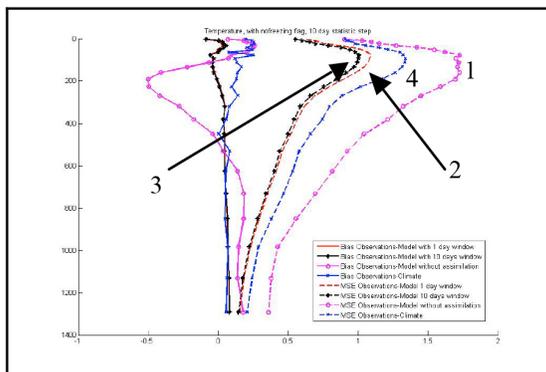


Рис. 1. Вертикальные распределения глобально осредненных средних (сплошные кривые) и среднеквадратичных (пунктирные кривые) отклонений результатов расчета температуры воды ( $^{\circ}\text{C}$ ) от непосредственных наблюдений в различных экспериментах: 1 – без усвоения данных, 2 – с окном усвоения 1 сутки, 3 – с окном усвоения 10 суток, 4 – при задании климатических распределений.

по всей глобальной области с разными окнами накопления в сравнении с базовым экспериментом и с оценками по климатическим данным.

Как видно из рисунка, усвоение данных обеспечивает существенное уточнение оценок состояния океана как по отношению к базовому эксперименту со свободным интегрированием модели, так и по отношению к оценкам с использованием одних лишь климатических данных.

Согласие расчетных данных по характеристикам ледового покрова с непосредственными наблюдениями улучшается и при усвоении данных

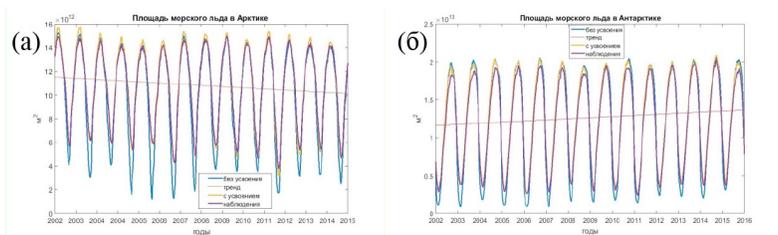


Рис 2. Изменения площади морских льдов в Арктике (а) и в Антарктике (б) в период 2002–2014 гг. по данным наблюдений (фиолетовые линии) и в численных экспериментах с усвоением данных о сплоченности ледяного покрова (желтые линии) и без такого усвоения (голубые линии).

по сплоченности морского льда (рис. 2). Наибольшие расхождения отмечаются в периоды минимальных значений площадей льдов.

По результатам анализа настроенных численных экспериментов сформирована оперативная версия СУОД. В этой версии усвоение осуществляется с 1-суточным временным окном, позволяющим поддерживать ежедневный выпуск продукции. Эта версия с атмосферным форсингом CFS Национальных центров прогнозов окружающей среды США функционирует с октября 2016 г.

На следующем этапе развития СУОД планируется усовершенствовать схему анализа, в которой будут учтены взаимосвязи между сбалансированными частями анализируемых полей.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Цырульников М.Д., Струков Б.С., Свиренко П.И. Глобальная система усвоения океанографических данных: Пилотная версия // Труды VI Российской научно-технической конференции «Современное состояние и проблемы навигации и океанографии» («НО-2007»), 23–25 мая 2007 г. Санкт-Петербург: 2007. С. 464–473.
2. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Цырульников М.Д., Струков Б.С., Свиренко П.И. Мониторинг крупномасштабной структуры гидрофизических полей океана // В кн.: Современные проблемы динамики океана и атмосферы. М.: Триада ЛТД. 2010. С. 131–172.
3. Madec G., and the NEMO team. NEMO ocean engine. Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, No 27. 2015. ISSN No 1288–1619. P. 391.
4. Цырульников М.Д., Свиренко П.И., Горин В.Е., Горбунов М.Е., Климова Е.Г. Разработка схемы трёхмерного вариационного усвоения данных в Гидрометцентре России // В кн.: 80 лет Гидрометцентру России. М.: ТРИАДА ЛТД. 2010. С. 21–35.

**ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ В  
ЗОНЕ СМЕШЕНИЯ АТЛАНТИЧЕСКОЙ И БЕЛОМОРСКОЙ  
ВОД В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ НА СЕТКЕ ВЫСОКОГО  
РАЗРЕШЕНИЯ**

**Рябченко В.А., Дворников А.Ю., Ванкевич Р.Е.,  
Софьина Е.В., Гавриков А.В.**

*Институт океанологии им.П.П.Шириова РАН,  
Санкт-Петербург, 199034 Университетская набережная 5,  
тел.+7 812 328-5759, e-mail: [vla-ryabchenko@yandex.ru](mailto:vla-ryabchenko@yandex.ru)*

A high-resolution model for Arctic seas has been developed, based on the general ocean circulation model of the Massachusetts Institute of Technology (MITgcm). It is shown that the model simulates well the vertical thermohaline structure in the Barents Sea near the Kola Peninsula in August 2016.

Цель настоящей работы – разработка и верификация термогидродинамической модели арктического моря высокого разрешения, предназначенной для включения в региональную модель земной системы. В качестве основы региональной модели была выбрана модель общей циркуляции Массачусетского Технологического Института (MITgcm – Massachusetts Institute of Technology general circulation model) [1], предлагающая гидростатическое, квазинегидростатическое и негидростатическое решения и использующая z-координату, которая лучше (по сравнению с изопикническими и  $\sigma$ -моделями) описывает процессы в верхнем деятельном слое океана [2].

Модель использована для воспроизведения циркуляции в районе проведения экспедиции с участием сотрудников СПб Филиала ИО РАН в Баренцевом море в августе 2016 г. Для восстановления состояния приземной атмосферы со сверхвысоким разрешением использовалась негидростатическая высокоразрешающая атмосферная модель WRF (Weather Research and Forecasting), реализованная на вложенных сетках с разрешением 3 км над Баренцевым морем и районом проведения экспедиции. Условия на открытых границах Баренцева моря, а также начальные условия брались из расчетов по региональной модели всего Арктического бассейна, имеющей разрешение 4 морские мили. Гидродинамическая модель Баренцева моря реализована на ортогональной сетке с переменным пространственным шагом,

меняющимся от 366 до 3015 м, в районе полигона горизонтальное разрешение составляет около 800 м. Модель имеет 34 уровня по вертикали, расстояние между уровнями увеличивается с глубиной, в верхнем 120-метровом слое оно составляет от 3 до 10 м. При построении поля глубин модельной области использовано поле глубин Баренцева моря высокого разрешения (500 м), подготовленное в Лаборатории сейсмостратиграфии Института океанологии РАН. Учет приливов осуществлялся через задание характеристик приливов на открытой границе моря. Речной сток задавался по климатическим средним месячным значениям расхода крупных рек.

Эта модель с указанной выше входной информацией была использована для расчетов циркуляции Баренцева моря в августе 2016 г. В дальнейшем рассматриваются две полигонные съемки (8–9 августа и 22–23 августа 2016 г.) в одном и том же районе вблизи Кольского полуострова. Согласно полученному решению, в рассматриваемом районе 8–9 августа в горизонтальных полях температуры и солености отчетливо проявляются вихревые структуры и фронтальная зона – результат столкновения атлантических и беломорских вод. Термоклин и галоклин, как правило, располагаются на глубине около 10 м. Зоны пониженной температуры и солености в верхнем перемешанном слое хорошо коррелируют с положением меандров. Картина вихрей на поверхности моря заметно меняется в период от 8 до 22 августа и 22 августа становится более «размытой». Отметим, что узкая прибрежная полоса пониженной температуры отмечается в оба рассматриваемых отрезка времени, тогда как пониженная соленость в этой области, отмечаемая 8-ого августа, 22-ого августа сменяется полосой повышенной солености.

Сравнение спутниковой и модельной температуры поверхности моря (ТПМ) для юго-западной части Баренцева моря показало, что модель в целом качественно правильно воспроизводит наблюдаемые особенности ТПМ в рассматриваемый период как в области в целом, так и в районе полигона. Наибольшие расхождения отмечаются на границе модельной области с Белым морем, где модель заметно занижает наблюдаемую температуру.

Верификация модели осуществлена путем сравнения результатов моделирования с данными наблюдений, полученными 8–9 августа и 22–23 августа 2016 г. Во время съемок были измерены вертикальные профили температуры и солености с разрешением 1 м на станциях, расположенных на расстоянии ~5 миль друг от друга с временным интервалом между последовательными станциями около 1 часа. Осредненные по

всем станциям вертикальные профили температуры и солености морской воды по данным наблюдений и модельным результатам демонстрируют хорошее соответствие в поверхностном слое моря на обеих полигонных

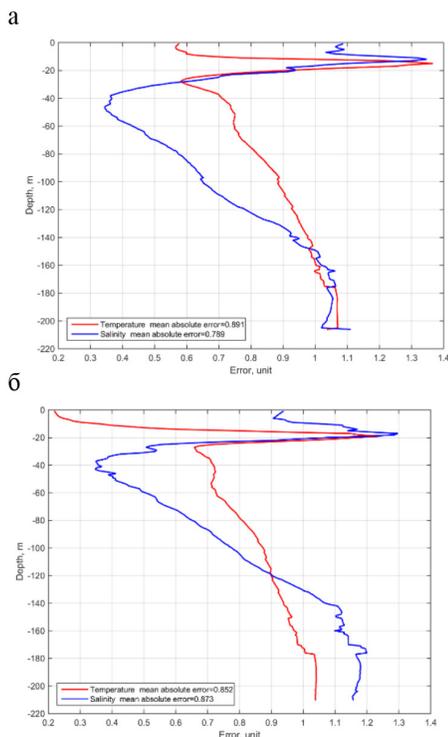


Рис. 1. Вертикальные профили средней абсолютной ошибки расчетов для температуры (красная кривая) и солености (синяя кривая), нормированной на стандартное отклонение наблюдаемой величины, (а) – 1-я и (б) – 2-я съемка.

съемках (рис.1). Заметные различия наблюдаются в глубинном слое, где «модель» холоднее на 2–2.5 °С и соленее на 0.2‰.

В качестве критерия верификации модели была принята средняя абсолютная ошибка, нормированная на стандартное отклонение наблюдаемой величины (mean absolute error, MAE). При значениях  $MAE > MAE_{cr} = 2$  считается, что модель воспроизводит термохалинную структуру в районе полигона неудовлетворительно. В противном случае, т.е. при  $MAE \leq MAE_{cr}$  согласие между моделью и данными наблюдений считается удовлетворительным. Вертикальные профили MAE показали, что  $MAE < MAE_{cr}$  по всей водной толще, а максимальные значения MAE для температуры и солености, превышающие 1, наблюдаются в слое скачка и глубинном слое. Средние значения MAE по всей водной толще

составляют 0.89 и 0.79 на первом полигоне и 0.85 и 0.87 – на втором соответственно для температуры и солёности.

Спектральный анализ модельных значений температуры и солёности, взятых с дискретностью 1 мин. (временной шаг модели) для периодов 8–10 и 22–24 августа 2016 г. был выполнен для горизонтального расчетного узла, близкого к центру полигона, на каждом вертикальном расчетном уровне. Предварительно из анализируемых рядов была удалена длинно-периодная составляющая. Максимальные значения амплитуд колебаний не превышали 0.5°C для температуры и 0.05‰ для солёности и соответствовали приливному полусуточному или суточному периодам. Помимо ожидаемых повышений спектральной плотности на приливных периодах, наблюдаются также пики на периодах 4–4.5, 6 и 8 часов с амплитудами, не превышающими 0.2°C и 0.02‰ для температуры и солёности, соответственно.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Marshall J., Adcroft A., Hill C., Perelman L., and Heisey C. A finite-volume, incompressible Navier-Stokes model for studies of the ocean on parallel computers // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102(C3). P. 5753–5766.
2. Griffies S.M. Developments in ocean climate modeling // *Ocean modeling*. 2000. Vol. 2. P. 123–192.

## ЭЛЕКТРОННЫЙ АРХИВ ДАННЫХ МОРСКИХ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

**Свиридов С.А., Данилин Е.В., Муратов А.В.,  
Де ла Круз-и-Каро Н.Ф., Новиков Ю.В., Попов А.П.,  
Шаповалов С.М.**

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, 117997,  
Нахимовский пр., 36, тел. +7 495 7190035, e-mail: [esimo@ocean.ru](mailto:esimo@ocean.ru)*

В результате реформы Российской академии наук была проведена реорганизация научного флота и его аккумуляция под управлением Центра морских экспедиционных исследований (ЦМЭИ) Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН), и, как результат, возросло количество морских экспедиций на судах Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (прежде ФАНО России) в морях России и стратегически важных районах Мирового океана. Рост экспедиционной деятельности, привел к увеличению количества данных наблюдений и измерений, полученных в экспедициях, которые должны быть надежно сохранены и потенциально доступны широкому кругу научных работников и исследователей, занимающихся разработкой проблем в интересах обеспечения морской деятельности Российской Федерации фундаментальными результатами.

Основными признанными ресурсами для хранения результатов исследования Мирового океана как отечественной, так и зарубежной морской науки являются Центр океанографических данных ВНИИГМИ-МЦД [1] NOAA NCEI [2], а также ведомственные архивы хранения отчетов, выпущенных единичными тиражами. Имеющиеся отдельные массивы на электронных носителях у исследователей, как правило, размещаются для сохранности в межведомственные отечественные информационные ресурсы ЕСИМО [3] и международные базы данных SeaDataNet [4], интегрированные с основными мореведческими структурами.

В 2001–2005 гг. в ИО РАН на базе СУБД Oracle разрабатывалась информационная система OceanDB – «Хранилище исследовательских данных по океанологии», состоящая из реляционной базы данных и инструментария для работы с ней [5]. OceanDB обеспечивала структурное хранение комплексных океанологических данных,

**WEB**-интерфейс с возможностью навигации по данным, поиска и анализа [6]. С момента вовлечения авторского коллектива в проект ЕСИМО система **OceanDB** была постепенно переориентирована и интегрирована для работы с центральным ресурсом [www.esimo.ru](http://www.esimo.ru).

Однако существующие в нашей стране и за рубежом информационные системы, предназначенные для управления данными, не могут отразить всей специфики поставленных целей, присущих комплексным океанологическим исследованиям, не охватывают широкий спектр информации о Мировом океане и не всегда являются надежными (в случае зарубежных систем).

В рамках государственного задания коллективу Центра ЕСИМО НКОЦ РАН [7] была поставлена задача формирования ведомственного электронного архива данных морских экспедиционных исследований на научных судах России на современном технологическом уровне.

Электронный архив данных морских экспедиционных исследований (Электронный архив) – это разрабатываемая информационная система (ИС) для размещения рейсовых отчетов научно-исследовательских судов, полученных в экспедициях данных наблюдений и сопутствующей информации для современных и прошлых экспедиций с целью их систематизации и сохранения в надежном цифровом хранилище данных в форме доступной для быстрого поиска и анализа.

Основная цель создания Электронного архива – предоставление информации заинтересованным научным работникам и специалистам, а также, представителям структур, управляющих экспедиционными исследованиями. Немаловажным для развития научного знания также является оперативная публикация метаданных и возможность организации цифровых идентификаторов объектов (**Digital Object Identifier – DOI**) на отчеты, наборы данных и метаданные с целью создания стабильных ссылок для цитирования. Кроме того, формирование такого архива является вкладом в Единую государственную систему информации об обстановке в Мировом океане ЕСИМО; предполагается, что Электронный архив с целью экспорта метаданных будет интегрирован с системой ЕСИМО. При создании данной информационной системы широко используются принципы управления данными [8], доступная информация о функциональности и технической архитектуре систем управления данными **SeaDataNet**, ЕСИМО и проч., а также наработки, сделанные в ИО РАН в ходе создания **OceanDB** в начале 2000-х годов.

Основные компоненты и структурная схема информационной системы Электронного архива представлены на рис. 1.

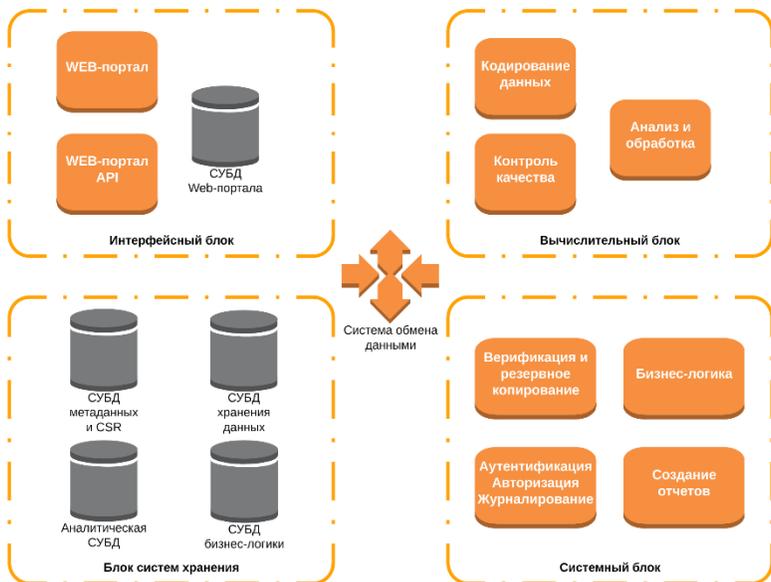


Рис. 1. Структурная схема Электронного архива

Информационная система Электронного архива логически разделена на несколько блоков, в состав каждого из которых входят функциональные модули. Модули производят обмен информацией между собой посредством системы обмена данными. Такой подход позволит обеспечить возможность независимой разработки и интеграции модулей, резервирования блоков системы и горизонтальное масштабирование компонентов. Интерфейсный блок состоит из модулей пользовательского веб-интерфейса и программного интерфейса API (для автоматизации работы с порталом и интеграции с другими ИС). Блок систем хранения содержит СУБД основных функциональных компонентов: транзакционные СУБД, оптимизированные для частого чтения и внесения данных, и аналитические СУБД, позволяющие быстро производить аналитические операции на большом объеме данных. Компоненты вычислительного блока предназначены для кодирования, контроля качества, анализа и обработки наборов данных. Системный блок определяет и контролирует рабочие процессы всей системы, отслеживает работоспособность компонентов и сохранность данных.

Разрабатываемая информационная система предполагает поддержку распространенных профильных форматов кодирования входных и

распространенных профильных форматов кодирования входных и выходных данных (**ODV**, **NetCDF** и др.) и использование эффективных внутренних структур данных (**GeoJSON**, двоичные варианты **JSON**).

В настоящее время каталог данных морских экспедиционных исследований представлен на портале [www.oceandb.ru](http://www.oceandb.ru) [9].

Работа выполнена в рамках государственного задания №РГ АААА-А18-118051690033-5 Центром ЕСИМО НКОЦ РАН, сформированного на основе Научного координационного океанологического центра РАН и Отдела информационных технологий Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Центр океанографических данных ВНИИГМИ-МЦД. <http://nodc.meteo.ru>, (дата обращения: 01.10.2018).
2. NOAA National Centers for Environmental Information, NCEI. <https://www.nodc.noaa.gov/>, (дата обращения: 01.10.2018).
3. Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане, ЕСИМО. <http://portal.esimo.ru/portal/portal/esimo-user/main>, (дата обращения: 01.10.2018).
4. Интегрированная исследовательская инфраструктура *SeaDataNet*. <https://www.seadatanet.org/>, (дата обращения: 01.10.2018).
5. Метальников А.А., Осипенко М.В., Свиридов С.А. и др. Структура хранилища и формат исследовательских данных по океанологии // Сборник трудов VIII Международной конференции МСОИ-2003. М.: ИО РАН, 2003. С. 273–294.
6. Metal'nikov A.A., Osipenko M.V., Sviridov S.A., Solov'ev V.A., Filipchuk Yu.B. Banks of multidisciplinary oceanological data // *Oceanology*. 2005. Vol. 45. No. 4. P. 588–593.
7. Соловьев В.А., Свиридов С.А., Зарецкий А.В., Метальников А.А. Центр данных ЕСИМО НКОЦ РАН // Сборник трудов международной конференции МСОИ-2015. М.: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2015. С. 14–20.
8. Data Management Principles Implementation Guideline // Paper presented at the GEO-XII Plenary & Mexico City Ministerial Summit. November 9-13, 2015. Mexico City. Mexico, [https://www.earthobservations.org/documents/geo\\_xii/GEO-XII\\_10\\_Data%20Management%20Principles%20Implementation%20Guidelines.pdf](https://www.earthobservations.org/documents/geo_xii/GEO-XII_10_Data%20Management%20Principles%20Implementation%20Guidelines.pdf), (дата обращения 01.10.2018).
9. Каталог данных морских экспедиционных исследований [www.oceandb.ru](http://www.oceandb.ru), (дата обращения: 01.10.2018).

**ЛАБОРАТОРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОБМЕНА ИМПУЛЬСОМ  
И ТЕПЛОМ ПРИ ВЕТРОВОЛНОВОМ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ  
В ШИРОКОМ ДИАПАЗОНЕ УСЛОВИЙ, ВКЛЮЧАЯ  
ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ (УРАГАНЫ И ШТОРМА)**

**Сергеев Д.А.<sup>1</sup>, Вдовин М.И.<sup>1</sup>, Троицкая Ю.И.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Институт прикладной физики РАН, 603950, Нижний Новгород, Ульянова,  
д. 46, e-mail: [sergeev4758@gmail.com](mailto:sergeev4758@gmail.com)*

The report is devoted to the investigations of the influence of surface roughness and spray on the momentum and heat exchange between atmosphere and ocean including severe conditions on the base of laboratory modeling on the Thermostratified Wind-Wave Tank IAP RAS.

Турбулентные потоки импульса и тепла на поверхности моря определяют обмен энергией и импульсом между атмосферой и океаном. Эти величины являются важной составной частью моделей циркуляции атмосферы и океана, которые представляют собой один из основных инструментов климатических исследований, прогнозирования погоды, моделирования процессов в пограничных слоях и т.д. На масштабе пограничного слоя они являются ключевыми параметрами, которые определяют генерацию волн и формирование верхнего перемешанного слоя океана.

При численном моделировании климата и погоды турбулентные потоки импульса и тепла между атмосферой и океаном количественно выражаются через «балк»-формулы, которые связывают их со средними метеорологическими величинами, измеренными на стандартной высоте 10 м (скоростью ветра  $U_{10}$ , перепадом температур  $\Delta T_{10} = T_{10} - T_0$  между воздухом и водой), используя определения коэффициентов обмена:  $C_T$  – импульсом (коэффициент сопротивления),  $C_H$  – теплом (см. [1]).

Исследования обмена импульсом в широком диапазоне условий, в том числе при сильных ветрах, выполнялись во многих экспериментальных исследованиях. К настоящему времени можно считать достоверно установленным факт тенденции насыщения аэродинамического сопротивления при превышении порогового значения  $U_{10}$  около 25–27 м/с (см. [2]). После превышения этого порога коэффициент сопротивления практически перестает расти с ростом скорости ветра. Это связывают в первую очередь с влиянием обрушений волн, образованием пены

и началом генерации брызг. Экспериментальные данные о зависимости коэффициента теплообмена от скорости ветра характеризуются более значительным разбросом, чем для импульса [1, 3, 4].

Целью настоящего исследования является изучение влияния волнения на поверхности воды на обмен импульсом и теплом в приводном пограничном слое воздуха. Сложность подобного исследования связана с тем, что волны возбуждаются ветром, и трудно отличить вклад в теплоперенос, вызванный волновыми возмущениями, от влияния особенностей турбулентного переноса, определяемого скоростью ветра. Главным отличием настоящего исследования от предшествующих экспериментальных работ и натуральных наблюдений, перечисленных выше, является применение искусственного, независимого от скорости ветра управления параметрами волнения. В связи с этим удалось оценить вклады ветра и волнения в коэффициенты передачи тепла и импульса, а также в температурную шероховатость.

Была выполнена серия экспериментов на Ветро-волновом канале Термостратифицированном бассейне (ВВТСБ) ИПФ РАН по изучению процессов обмена импульсом и теплом в устойчиво температурностратифицированном турбулентном пограничном слое воздушного потока над взволнованной поверхностью. Эксперименты были проведены в широком диапазоне скоростей ветра и параметров шероховатости (волн), включая экстремальные с интенсивным обрушением волн и образованием брызг. Для создания температурной стратификации приводного слоя ветра, воздух, поступающий в канал, нагревался до 30–40 градусов (в зависимости от скорости воздушного потока). Температура поверхности воды при этом в ходе всех экспериментов поддерживалась постоянной – около 15°C. Исследования проводились в широком диапазоне скоростей ветра. Максимальная скорость на оси канала от 8,8 м/с до 19 м/с, что соответствовало эквивалентной скорости 10–36 м/с. Особенностью настоящего эксперимента являлось наличие возможности изменения характера поверхностного волнения независимо от скорости ветрового потока в канале. Для этого вдоль всего канала была натянута полиэтиленовая москитная сетка толщиной 0,25 мм и ячейкой 1,6×1,6 мм. Эта сетка не влияла на теплообмен, зато характеристики поверхностного волнения менялись в зависимости от уровня положения сетки. Одновременные измерения профилей скорости и температуры воздуха в рабочей секции канала (на расстоянии 6,5 м от входа в канал) проводилось при помощи трубки Пито вместе дифманометром и пленочным термоанемометром. Оба датчика были закреплены на вертикальном сканирующем

устройстве. Для измерения температуры поверхностного слоя воды в рабочей секции находился специальный датчик температуры. Параметры волнения измерялись с помощью трехканального струнного волнографа. Для получения 3D спектров (частота, модуль волнового числа, направление) применялся FDM метод. Для контроля параметров брызг был использован специальный косвенный метод, основанный на эффекте сильного падения сигнала с термоанемометра в рабочей секции. На основе интегрального анализа сигнала были получены оценки параметра, характеризующего поток брызг на уровне значительной высоты волнения.

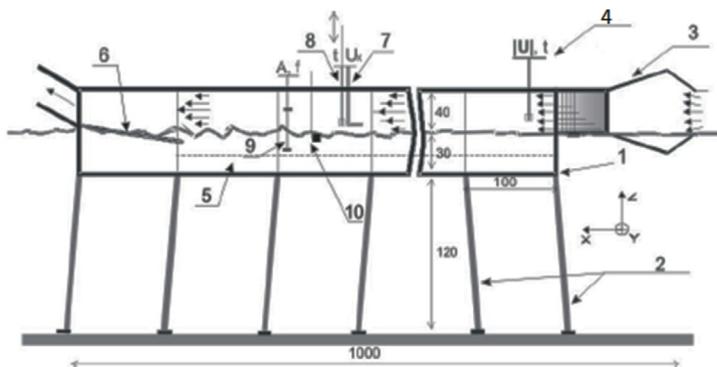


Рис. 1. Схема эксперимента на ВВТСБ (все размеры в см.): 1) корпус ветроволнового канала, 2) стойки канала, 3) система формирования воздушного потока, 4) термоанемометр для контроля параметров воздушного потока на входе в канал, 5) мелкоячеистая пластиковая сетка натянутая под поверхностью, 6) волногаситель, 7) трубка Пито на сканирующем устройстве, 8) термоанемометр вместе с Пито, 9) 3-канальный струнный волнограф, 10) датчик измерения температуры поверхности воды.

Были получены профили средней скорости и температуры в рабочей секции канала (для дальнейшей обработки из температурных профилей была вычтена температура поверхностного водного слоя). В безразмерных переменных, связанных с максимумом скорости и температуры и толщиной погранслоя, дефекты профилей демонстрируют автомодельный характер. Поэтому, в соответствии с «законом следа», использовалась параболическая аппроксимация следной части профилей. По данной аппроксимации были определены значения величин скорости трения, температурной шероховатости и констант в автомодельных зависимостях и доверительные интервалы их

определения. Пользуясь ими, по логарифмической части профилей были получены эквивалентная скорость ветра  $U_{10}$  и разница температуры  $\Delta T_{10}$ . В итоге были вычислены значения коэффициентов  $C_D$  и  $C_T$ . Построены зависимости коэффициентов от параметров воздушного потока и характеристик волнения.

Было показано, что  $C_D$  растет при увеличении скорости ветра и крутизны волнения как при наличии брызг в потоке, так и до начала их генерации. Температурная шероховатость остается постоянной до условий появления брызг, а коэффициент теплообмена  $C_T$  в этом случае растет только за счет того, что он является комбинацией  $C_D$  и температурной шероховатости. Оба коэффициента продемонстрировали высокую корреляцию с параметром характеризующим поток брызг (более 0.75) при их присутствии в потоке. Таким образом, можно сделать вывод, что генерация брызг приводит к увеличению как  $C_D$ , так и  $C_T$ . Однако для теплообмена брызги играют решающую роль, т.к. в отличие от обмена импульсом, как было показано, он не зависит от формы подстилающей поверхности.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ 18-05-00265, 17-05-00703, 16-55-52022 и РНФ 14-17-00667 (выполнялась обработка данных).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Fairall C.W., Bradley E.F., Hare J.E., Grachev A.A., and Edson J.B. Bulk parameterization of air-sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm // *J. Climate*. 2003. Vol.16. No. 4. P. 571–591.
2. Troitskaya Yu. I., Sergeev D.A., Kandaurov A.A., Baidakov G.A., Vdovin M.A., and Kazakov V.I. Laboratory and theoretical modeling of air-sea momentum transfer under severe wind conditions // *JGR*. 2012. Vol. 117. C00J21. 13 p.
3. Ocampo-Torres F.J., Donelan M.A., Merzi N., and Jia F. Laboratory measurements of mass transfer of carbon dioxide and water vapour for smooth and rough flow conditions // *Tellus. Ser. B*. 1994. Vol. 46. P. 16–32.
4. Drennan W.M., Zhang J., French J.R., McCormick C., and Black P. G. Turbulent fluxes in the hurricane boundary layer. Part II: Latent heat flux // *J. Atmos. Sci*. 2007. Vol. 64. P. 1103–1115.

## ИНТЕНСИВНЫЕ ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ШЕЛЬФЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

Серебряный А.Н.<sup>1,2</sup>, Химченко Е.Е.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, тел.+7 499 124-5996,  
e-mail: [ekhyum@ocean.ru](mailto:ekhyum@ocean.ru)

<sup>2</sup>АО «Акустический институт», ул. Шверника, 4, 117036, г. Москва, тел.+7 499  
723-6300, e-mail: [serebryany@akin.ru](mailto:serebryany@akin.ru)

The paper provides an overview of long-term studies of internal waves on the northeastern shelf of the Black Sea. Examples of intense internal waves have been identified over an almost 15-year observation period. A description of the processes that cause their generation on the basis of the field observations is given.

Внутренние волны являются важной составляющей динамики вод Черного моря. С 2003 по 2016 гг. нами ежегодно в летне-осеннее время проводились циклы экспериментальных исследований внутренних волн на геленджикском шельфе в районе, прилегающем к Голубой бухте. Измерения проводились методами «яхтенной океанологии», которые включали в себя проведение съемок с помощью компактной океанологической техники (минизонды, гирлянды автономных датчиков температуры, ADCP) с использованием малых судов (моторная лодка и яхта) на пространственных разрезах в пределах шельфовой зоны. Первоначальным толчком к проведению этих исследований послужило предоставление нам в 2003 г. в бесплатное пользование фирмой RDInstruments-Europe акустического доплеровского профилометра течений ADCP «Rio Grande 600 kHz».

Опыт использования ADCP «Rio Grande 600 kHz» показал, что данный прибор не только удобный измеритель течений, но и прибор, позволяющий детально изучать различные явления и процессы на шельфе [1]. В частности он полезен для исследований внутренних волн. Внутренние волны в Черном море, как известно [2], менее интенсивны по сравнению со своими аналогами в океане или морях с приливами. Обычно высоты внутренних волн здесь не превышают нескольких метров. Но тем не менее здесь встречаются волны больших амплитуд, которые сво-

им происхождением обязаны различным неприливным механизмам генерации. Рассмотрим примеры интенсивных внутренних волн, зарегистрированных нами на геленджикском шельфе за 15-летний период, дав краткое описание вызвавших их процессов.

**Генерация внутренних волн фронтом в прибрежной зоне в послештормовой период.** На рис. 1 показана запись обратно рассеянного сигнала ADCP на сечении, сделанном поперек шельфа в октябре 2003 г. Прибрежная мелководная зона моря шириной более 1 км была заполнена перемешанной штормом водой с коэффициентом рассеяния 65–67 дБ. В мелководную зону внедрялась вода из открытой части моря, контрастирующая с прибрежной водой по значениям коэффициента рассеяния (55–56 дБ). Фронт возвращающихся в прибрежную зону водных масс в момент его регистрации находился в точке шельфа с глубиной 25 м. Граница фронта сопровождалась цугом из 5 короткопериодных внутренних волн с амплитудами 5–8 м и длинами 70–100 м.

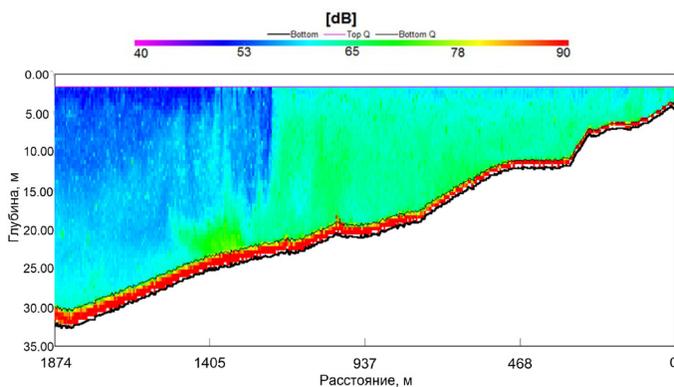


Рис. 1. Цуг интенсивных внутренних волн, движущийся с границей фронта водных масс к берегу, внедряющихся в прибрежную зону в послештормовой период.

Другой пример генерации внутренних волн в послештормовой период был получен 28.04.2016 в условиях весенней гидрологии. В данном случае вода открытого моря внедрялась в прибрежную зону в виде подповерхностной интрузии, головная часть которой была подвержена колебаниям с амплитудой 3–5 м и длиной 70–80 м.

**Генерация внутренних волн при проходе субмезомасштабного антициклонического вихря.** Во время прохода по шельфу компактного антициклонического вихря диаметром около 10 км 4 октября

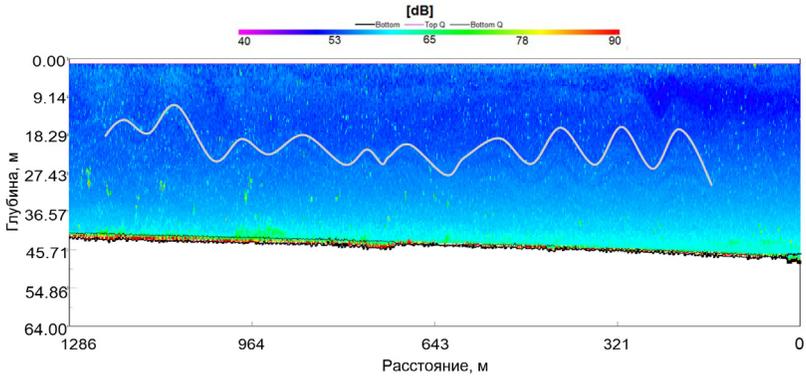


Рис.2. Интенсивные внутренние волны, сгенерированные при проходе субмезомасштабного антициклонического вихря 4.09.2009.

2009 г. нами был зарегистрирован цуг необычно больших внутренних волн [3]. Цуг состоял из 8–10 волн, их высоты лежали в пределах 9–13 м, длины – 100–115 м.

В части шельфа с глубинами более 50 м была зарегистрирована удлиненная область с интенсивным вертикальным движением вод. Ее горизонтальные размеры (по нормали к берегу) составляли около 1300 м. Во фронтальной части образования скорость вертикальной компоненты течения достигала 10–12 см/с вниз, а в тыловой – до 10–15 см/с вверх. Этот гидравлический скачок был встроен в систему течений вихря и двигался к берегу, излучая пакет внутренних волн в прибрежную область моря, где стратификация характеризовалась резким скачком плотности в при-

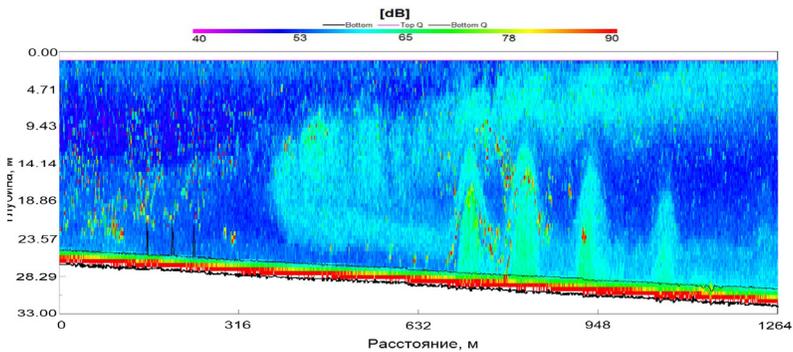


Рис. 3. Цуг рекордных по высоте внутренних волн Черного моря. Наблюдение 07.10.2015 г. на геленджикском шельфе [4].

донном слое на горизонте 45 м. Положение цуга интенсивных волн было ограничено с одной стороны передним фронтом гидравлического скачка, а с другой – областью квазиоднородной по плотности прибрежной воды.

**Генерация внутренних волн проходящим над морем атмосферным фронтом.** Аномально большой по амплитудам (до 16 м) цуг внутренних волн движущихся к берегу был зарегистрирован 07.10.2015 г. у Геленджика на траверсе м. Толстый [4] (рис. 3). Появление этого цуга предшествовало подходу холодного атмосферного фронта.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные в докладе процессы, ответственные за генерацию интенсивных внутренних волн на шельфе – это первые экспериментальные подтверждения теоретических предсказаний (генерация атмосферным фронтом), а также экспериментальные наблюдения механизмов, как отмечавшихся ранее (волны в послештормовой период), так и совсем новых (генерация волн вихрем).

Работа выполнена в рамках государственного задания ФАНО России (тема № 0149-2018-0010).

### ЛИТЕРАТУРА

1. Serebryany A. Monitoring of processes on a sea shelf using ADCP // In monograph «Hydroacoustics of shallow sea» / Editors Eu. Kozachka, G. Grelovska. Poland. 2013. P. 105–117.
2. Иванов В.А., Серебряный А.Н. Частотные спектры короткопериодных внутренних волн в бесприливном море // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1982. Т. 18. № 6. С. 683–685.
3. Serebryany A. et al. New findings in studying internal solitons in the sea and the associated acoustic effects // Proceedings of 10 European Conference on Underwater Acoustics. Istanbul, Turkey, 2010. P. 703–711.
4. Бондур В.Г., Серебряный А.Н., Замшин В.В. Аномальный цуг внутренних волн рекордных высот на шельфе Черного моря, генерируемый атмосферным фронтом // Доклады АН. 2018 (в печати).

## О ВЛИЯНИИ ВОЛН ТРОПИЧЕСКОЙ НЕУСТОЙЧИВОСТИ НА СОБЫТИЯ ЭЛЬ-НИНЬО И ЛА-НИНЬЯ

**Серых И.В.**

*Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, тел. +7 916 114-0969, e-mail: iserykh@ocean.ru*

According to satellite observations and buoy stations, changes in temperature and currents in the tropics of the Pacific Ocean were investigated. It is shown that the sea surface temperature anomalies characteristic for the El Niño and La Niña events are due to the equatorial upwelling caused by tropical instability waves.

Температура поверхности центрально-восточной части экваториальной зоны Тихого океана (ТПО) в среднем составляет 24–26°C и холоднее вод, расположенных севернее этого региона, средняя температура которых равна 27–28°C. Иногда в Тихом океане возникают условия, когда аномалии экваториальной ТПО в центре и на востоке увеличиваются в среднем на 1–2°C. Такое явление обычно продолжается около года и получило название Эль-Ниньо (рис. 1). Часто возникают условия, когда аномалии ТПО центрально-восточной экваториальной зоны уменьшаются в среднем на 0.5–1.5 °C, такое состояние Тихого океана называется Ла-Нинья (рис. 2). Фактически Эль-Ниньо и Ла-Нинья это крайние состояния одного явления – Эль-Ниньо – Южного колебания, где Южное колебание представляет собой разность атмосферного давления на уровне моря между г. Дарвин (Австралия) и о. Таити [1].

В представленной работе по данным буйковых станций программы TOGA-TAO исследованы изменения температуры и течений в тропиках Тихого океана на различных глубинах. Также исследованы данные спутниковых наблюдений AVISO за аномалиями уровня моря (АУМ) за 1993–2016 гг., и ТПО из NOAA OISST V2 за 1982–2017 гг. Дополнительно анализировались результаты усвоения океанических данных JPL ECCO и ре-анализа 1/32° NLOM. Для обработки данных использован разработанный в ИО РАН «Программный комплекс для пространственно-временного анализа глобальных вековых полей гидрометеорологических характеристик».

Анализ данных показал, что изменения ТПО в центральной части экваториальной зоны Тихого океана обусловлены экваториальным апвеллингом, вызванным долгопериодными волнами, получившими название волны тропической неустойчивости (ВТН). ВТН распространяются с востока на запад вдоль экватора с фазовой скоростью около 50 см/с, имеют период 17–30 суток, длину волны приблизительно 1000–1100 км и обладают помимо волновых еще и вихревыми свойствами. ВТН выстраиваются в группы, модулируют с периодом близким к одному году, и их модуляции имеют постоянную фазу. Была получена тесная связь параметров этих волн и экваториальной температуры верхнего слоя Тихого океана, являющейся основной характеристикой состояния явления Эль-Ниньо – Ла-Нинья [2]. Так во время Эль-Ниньо наблюдается затухание ВТН, в следствии чего ослабевает экваториальный апвеллинг и происходит аномально сильный нагрев Солнцем приповерхностного слоя океана в этом регионе (рис. 1). Во время Ла-Нинья происходит усиление ВТН, что вызывает подъем холодных вод на поверхность у экватора, и, как следствие, отрицательные аномалии ТПО (рис. 2).

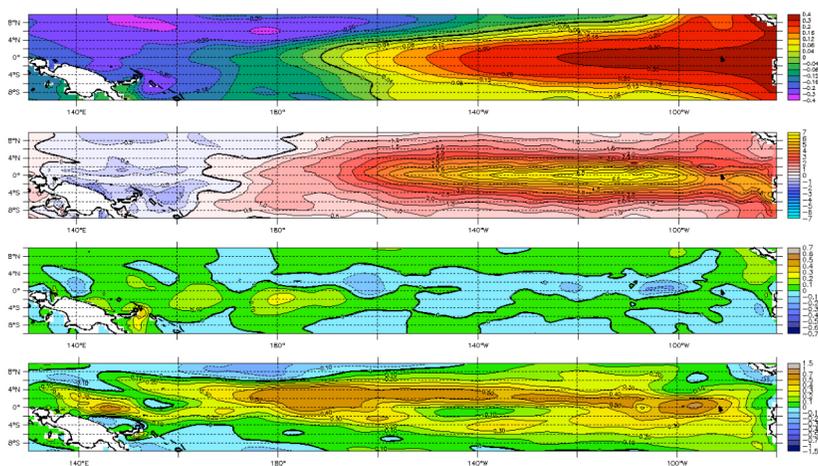


Рис. 1. Аномалии (сверху вниз) уровня поверхности океана (м), температуры воды на глубине 15 м (°С), меридиональной (с юга на север) скорости течений на глубине 15 м (м/сек), зональной (с запада на восток) скорости течений на глубине 15 м (м/сек) во время события Эль-Ниньо (1997.11.30).

В период Эль-Ниньо ВТН затухают из-за уменьшения скоростей течений и температурного градиента между водами Южно-пассатного

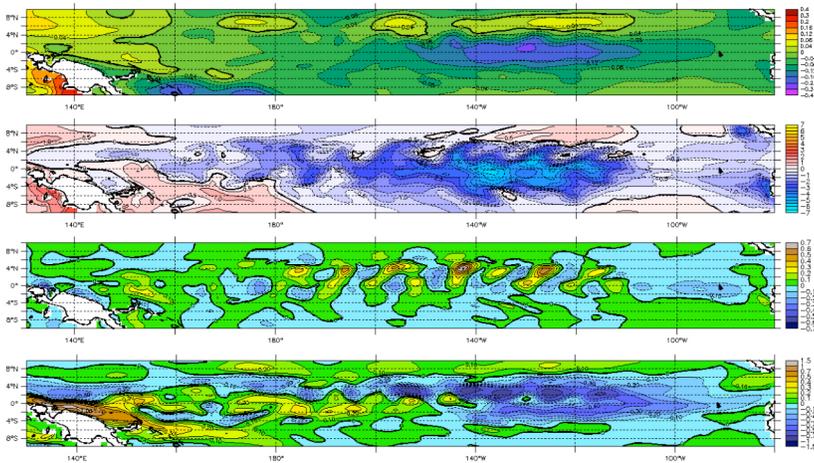


Рис. 2. То же самое, что и на рис. 1, но во время события Ла-Нинья (1998.11.30).

течения и более теплыми водами Экваториального противотечения, вызванного переносом волнами Кельвина положительных аномалий ТПО из западной части Тихого океана, а также ослаблением пассатов, холодного Перуанского течения и апвеллинга у берегов Эквадора. Усиление же ВТН в период Ла-Нинья происходит из-за усиления пассатов, увеличения скоростей Южного-пассатного течения, Экваториального противотечения и холодного подповерхностного противотечения Кромвеля. Таким образом срабатывают обратные положительные связи, приводящие к развитию Эль-Ниньо и Ла-Нинья.

Используя спутниковые данные АУМ и аномалий ТПО обнаружено существование подобных структур на экваторе не только в Тихом, но и в Атлантическом и Индийском океанах, в которых существуют свои аналоги Эль-Ниньо, связанные с тропиками Тихого океана атмосферными ячейками циркуляции Уокера [3, 4].

Описана гипотетическая схема возбуждения Эль-Ниньо северотихоокеанским полюсным приливом, который сам возбуждается 14-месячным чандлеровским колебанием полюсов Земли и распространяется с запада на восток в умеренных широтах [5, 6]. Достигнув берегов Северной Америки, этот прилив трансформируется в прибой, и волна этого прибоя движется к Панамскому перешейку. В сочетании с одновременным усилением северо-восточных пассатов, которое происходит при осеннем смещении к югу зоны внутритропической конвергенции, эта прибойная волна возбуждает там положительные аномалии ТПО,

характерные для Эль-Ниньо. В АУМ и аномалиях ТПО дальнейшее продвижение приливной волны прослеживается в западном направлении вплоть до берегов Индонезийского архипелага. При этом обнаруживается, что от движущейся прибойной волны поочередно отрываются и уходят к северу и югу вторичные волны. Эти волны способны воздействовать на ВТН и экваториальный апвеллинг, что важно для развития процессов событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья.

Таким образом Эль-Ниньо зависит от нескольких внешних сил: годового хода притока тепла от Солнца и чандлеровского колебания полюсов Земли, периоды которых, по-видимому, несоизмеримы друг с другом. Что является проявлением так называемого странного нехаотического аттрактора (СНА). Из этого следует принципиальная возможность долгосрочных (на годы вперед) предсказаний Эль-Ниньо.

Исследование выполнено при финансовой поддержке по гранту Российского научного фонда (проект №14-50-00095).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Федоров К.Н. Этот капризный младенец – Эль-Ниньо! // Природа. 1984. № 8. С. 65–74.
2. Бондаренко А.Л., Серых И.В. О формировании явления Эль-Ниньо–Ла-Нинья Тихого океана // Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса. 2011. Т. 8. № 2. С. 57–63.
3. Бышев В.И., Иванов Ю.А., Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И.В., Скляров В.Е., Щербинин А.Д. О проявлении эффекта Эль-Ниньо в Индийском океане // Доклады Академии наук. 2008. Т. 418. № 3. С. 391–396.
4. Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И.В. О влиянии событий Эль-Ниньо на климатические характеристики Индоокеанского региона // Океанология. 2012. Т. 52. № 2. С. 165–175.
5. Серых И.В., Сонечкин Д.М. О влиянии полюсного прилива на Эль-Ниньо // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 2. С. 44–52.
6. Серых И.В., Сонечкин Д.М. О проявлениях движений полюсов Земли в ритмах Эль-Ниньо – Южного колебания // Доклады Академии наук. 2017. Т. 472. № 6. С. 716–719.

## МЕХАНИКА ВОЛНОВЫХ ПРОЦЕССОВ ВО ЛЬДАХ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

**Смирнов В.Н., Ньюбом А.А.**

*Арктический и Антарктический НИИ, Санкт-Петербург, 196337, ул. Беринга,  
38, тел. +7 812 337-3118, e-mail: smirnov@aari.ru*

The results of observations on drifting stations “North Pole”: compression and ridging, surface and internal waves in the ice cover considered. Data about periodic shearings on the extensive fracture in the consolidated ice cover are obtained. The shearings are accompanied with emission of horizontally polarized waves.

Выявление связи динамических процессов во льдах Северного ледовитого океана с процессами в атмосфере и океане является важной задачей в проблеме прогноза погоды и климата. Разрушение льда и сдвиговые подвижки происходят непрерывно, создавая и изменяя структуру ледяного покрова, тем самым регулируя теплообмен между океаном и атмосферой. Одним из основных результатов наблюдений на дрейфующих станциях «Северный полюс» являются новые физико-механические данные о процессах сжатия и торошения льдов, воздействия поверхностных и внутренних волн на ледяной покров, выявления прогностических признаков разрушения льда [1]. На аэрофотоснимках и спутниковых изображениях ледяного покрова (рис. 1) прослеживаются мозаичные образования с линейными размерами от сотен метров до сотен километров. Ряд признаков пространственных и временных изменяющихся параметров указывают на то, что совокупность трещин, разрывов и гряд торосов является иерархической системой. Масштабная инвариантность динамики льдов в сочетании с их фрактальной организацией позволяют рассматривать ледяной покров как самоорганизующийся фрактальный пространственно-временной домен [2].

В Арктическом и Антарктическом институте крупномасштабная физика и механика деформирования и разрушения ледяного покрова изучаются на основе натурных измерений параметров деформаций и напряжений в ледяных полях с помощью деформометров, наклономеров, сейсмометров, измерителей напряжения [3]. Об активной жизни

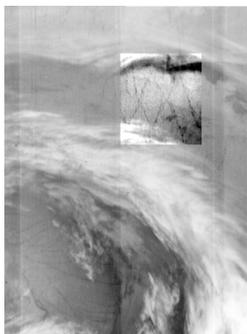


Рис. 1. Спутниковый снимок ледяного покрова в период движения циклона. В «окошке» видны ромбовидные образования в дрейфующем льду; размеры: стороны ромба до 150 км, углы пересечения разлома  $30^\circ$ .

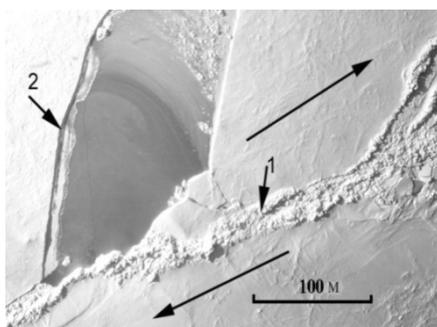


Рис. 2. Аэрофотоснимок фрагмента дрейфующего льда при сжатии и горизонтальной подвижке на разломе и образовании развода. 1 – протяженный контакт в системе лед-лед при сдвиге и образовании гряды торосов; 2 – линия первоначальной трещины отрыва.

ледяного покрова свидетельствуют колебания и волны во льдах в широком диапазоне частот и амплитуд. В известный обобщенный амплитудный спектр К. Ханкинса внесены характеристики упругих и гравитационных волн и колебаний (рис.3).

Ниже представлены характеристики основных волновых процессов в ледяном покрове различной природы возникновения.

**Поверхностные изгибно-гравитационные волны.** В ледяном покрове Северного Ледовитого океана присутствуют изгибно-гравитационные волны в диапазоне периодов от 0.01 до 30 секунд. Волны возникают от воздействия ветра, при торожении льдов, от штормов на открытой воде. Слабое затухание волн зыби позволяет регистрировать их на удалении сотни километров от источника. При изгибных напряжениях в ледяном поле могут возникать протяженные трещины толщиной до 3 м.

**Внутренние гравитационные волны в ледяном покрове.** Во льдах СЛО зарегистрированы колебания ледяного покрова в диапазоне периодов от единиц минут до часа. Экспериментально и теоретически показано, что эти колебания обусловлены воздействием

короткопериодных гравитационных внутренних волн океана. Реакция льда проявляется в образовании волнового процесса с фазовыми скоростями распространения около 0,5 м/с («медленные волны»).

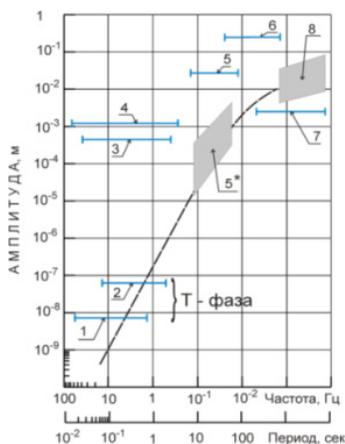


Рис. 3. Обобщенный спектр колебаний и волн в морских льдах как индикатор динамических процессов механики деформирования и разрушения морского льда; 1, 2 – микросейсмы и землетрясения; 3 – автоколебания при сжатии льдов; 4 – изгибно-гравитационные волны; 5, 5\* – зыбь; 6 – волны при зарождении айсбергов; 7 – короткопериодные внутренние волны; 8 – колебания шельфовых ледников.

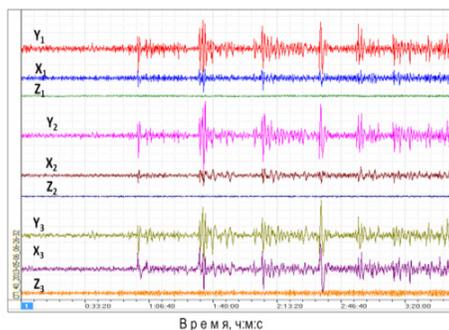


Рис. 4. Запись динамического процесса в дрейфующем ледяном покрове при пространственной расстановке трехкомпонентных сейсмометров Y,X,Z по треугольной схеме 1,2,3. Дрейфующая станция «Северный Полюс-40», 6 мая 2013 г.

**Механические автоколебательные процессы.** В сплоченном ледяном покрове океана возникают периодические горизонтальные подвижки, относящиеся к классу автоколебательных процессов. Процесс взаимодействия при сжатии на протяженной трещине проявляется в регулярной повторяемости процессов накопления и сброса напряжений, характеризующих релаксационные свойства льда в масштабе десятков-сотен километров. На рис. 4 показана типичная запись периодического механического процесса в ледяном покрове при наблюдениях на дрейфующих станциях «Северный полюс». Амплитуда горизонтальных колебаний в цуге в несколько раз больше амплитуды вертикальных колебаний. Это различие амплитуд колебаний вертикальной и горизонтальных компонент является основным признаком колебаний, поляризованных в горизонтальной плоскости. Процесс характеризуется уменьшением интервалов между цугами от 60 до 15 мин. Период горизонтально поляризованных колебаний в цуге составлял 50 сек. Максимальная амплитуда колебательных ускорений достигала  $5 \text{ мм/с}^2$ . Механизм развития периодических пульсаций можно описать следующей феноменологической моделью.

В некоторый момент в дрейфующем ледяном покрове образовалась протяженная на десятки-сотни километров прямолинейная сквозная трещина. В результате двумерного поля напряжений в ледяном покрове возникает смещение по вертикальным стенкам сквозной трещины в горизонтальной плоскости. Сдвиг по контакту лед–лед сопровождается сбросом напряжений и излучением упругих волн. При этом в зоне разлома происходит падение давления сжатия, обусловленного коэффициентом кинетического трения и временем релаксации напряжений. С ростом нормальных и касательных напряжений на плоскости разрыва при достижении разрушающих напряжений сдвига на контакте опять происходит относительное смещение по всей длине трещины. Сброс напряжений сопровождается излучением упругих волн. Процесс повторяется до тех пор, пока не отключится действующее напряжение и/или полностью разрушится протяженная контактная система лед–лед.

Результаты натурных исследований масштабных физико-механических процессов в морском ледяном покрове позволяют совершенствовать математические модели явлений сжатия льдов и возникающих при этом автоколебаний локального и геофизического масштаба.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ашик И.М., Кириллов С.А., Макштас А.П., Смирнов В.Н., Соколов В.Т., Тимохов Л.А. Основные результаты морских исследований Арктики в XXI веке // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 1(84). С. 100–115.
2. Chmel A., Smirnov V. Nonextensive Dynamics of Drifting Sea Ice. ISRN Oceanography. 2013. Volume, Article ID 540407. P. 6.
3. Смирнов В.Н., Ковалев С.М., Бородкин В.А., Ньюбом А.А., Шушлебин А.И. Инструментальный мониторинг и краткосрочный прогноз явлений сжатия и торошения. СПб.: ААНИИ, 2017. 174 с.

## ПОВЕДЕНИЕ ВНУТРИТЕРМОКЛИННЫХ ЛИНЗ ВБЛИЗИ СИНОПТИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ

Соколовский М.А.<sup>1,2</sup>, Филюшкин Б.Н.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Институт водных проблем РАН, 11933, Москва, ул. Губкина, 3,  
e-mail: sokolovskiy@ivp.ru*

<sup>2</sup> *Институт океанологии РАН им. П.П. Шириова, 11799, Москва,  
Нахимовский просп., 36, e-mail: borisfil@yandex.ru*

Within the framework of the three-layer quasi-geostrophic model, the mechanisms of interaction between intrathermocline lenses and mesoscale vortices are studied. Numerical experiments have shown that because of interaction of lenses with mesoscale vortices of different signs and values of potential vorticity, large vortices can be destroyed, and new vortex structures of different scales can be formed.

1. Внутритермоклинные линзы (ВТЛ) представляют собой локализованные на промежуточных горизонтах (600–1600 м) изолированные вихри (антициклонические или циклонические), как правило, эллиптической формы. Они наблюдаются главным образом в северо-восточной Атлантике [1]. Эти вихри легко определяются в океане по высоким значениям температуры и солёности и представляют собой «природные трассеры». [3]. Антициклонические вихри являются долго живущими (3–5 лет) и обнаруживаются на больших удалениях от очагов их образования. Циклонические вихри разрушаются значительно быстрее и живут меньше года. Встречаются также линзы дипольной структуры, основными районами их формирования считаются каньоны Кадисского залива и западного континентального склона Пиренейского полуострова [5, 6, 9]. Наблюдения показывают, что типичной является ситуация, при которой одновременно несколько линз могут существовать как во фронтальных зонах струйных течений [12], так и в областях локальных синоптических круговоротов [7, 8; 10].

Эти эксперименты подтвердили важный океанографический факт, что хорошо выраженные дипольные вихри в Кадисском заливе подвергаются воздействию мезомасштабного вихря на глубинах их дрейфа [5, 7]. В то же время эти наблюдения показали, что поведение дрейфтеров не всегда однозначно описывает этапы взаимодействия ВТЛ на фоне

естественной динамики океана. Но наблюдения за дрейфтерами позволяют сформулировать условия численных экспериментов для описания взаимодействия вихрей. Мы полагаем, что полученные в данной работе результаты позволят лучше понять роль ВТЛ в процессах перемешивания и переноса свойств и примесей в океане.

Целью работы является исследование механизмов взаимодействия между внутритермоклинными линзами и мезомасштабными круговоротами, охватывающими всю толщу океана, в рамках трехслойной квазигеострофической модели. Хотя натурные наблюдения за линзами показывают их существенную расслоенность по вертикали, мы полагаем, что процессы, которые здесь обсуждаются, вполне адекватно описываются моделью с кинематически-однородными вихревыми пятнами в каждом из трех слоев.

2. В качестве базовой примем трехслойную квазигеострофическую модель со следующими параметрами, характерными для условий Северной Атлантики: общая глубина составляет 4 км, толщины верхнего, среднего и нижнего слоев равны  $H_1 = 600$ ,  $H_2 = 1000$  и  $H_3 = 2400$  соответственно, а первый и второй радиус деформации принимают значения  $Rd_1 = 32$  км и  $Rd_2 = 15$  км [13]. В этой модели под внутритермоклинным вихрем (циклоном или антициклоном) будем понимать сосредоточенное в среднем слое вихревое пятно с постоянным положительным или отрицательным значением потенциальной завихренности соответственно.

Линейный пространственный масштаб примем равным  $Rd_1$ , в качестве временного масштаба  $T^*$  примем ротационный период вращения первоначально кругового вихревого пятна вокруг его центра в отсутствие внешнего поля. Если предположить, например, что максимальная скорость, достигаемая на круговой контуре вихря единичного радиуса, составляет 40 см/сек, то получаем  $T^* \approx 9$  суток.

В рамках этой модели с помощью метода контурной динамики [2] проведена серия экспериментов по исследованию механизмов взаимодействия линзы/линз с синоптическими вихрями.

При моделировании взаимодействия крупномасштабного трехслойного вихря с ВТЛ будем полагать, что три пятна, составляющие этот вихрь, первоначально круговой формы с радиусом  $R = 3Rd_1$ , имеют равные площади и что вихрь имеет кинематически однородную вертикальную структуру. ВТЛ представляют собой вихревые пятна среднего слоя с характерным радиусом  $R = Rd_1$ .

3. Первый пример (рис. 1) такого взаимодействия приведен для случая, когда и трехслойный мезомасштабный вихрь и ИТЛ имеют антициклонические потенциальные завихренности, причем линза изначально расположена внутри вихря среднего слоя, на его периферии.

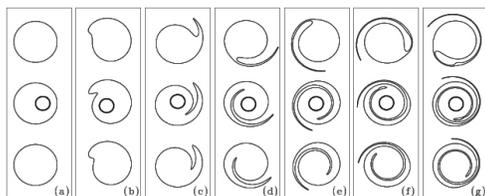


Рис. 1. На панелях рисунка (а)–(g) представлены конфигурации контуров всех вихревых пятен для моментов времени 0, 4, 8, ..., 24 соответственно (в размерных переменных продолжительность эксперимента составляет 216 суток, т.е. около 7 месяцев).

Как показывают результаты данного эксперимента, в среднем слое происходят процессы вовлечения (интрузии) невихренной жидкости в окрестность линзы, а также *симметризации* всей вихревой структуры ([11] и др.).

Второй эксперимент (рис. 2) демонстрирует поведение вихревой структуры, в которой вихревое пятно среднего слоя синоптического вихря изначально содержит в себе две линзы, одна из которых (левая) является циклонической.

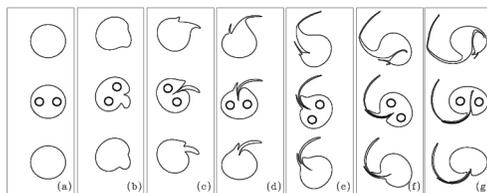


Рис. 2. Взаимодействие трехслойного синоптического вихря с парой линз (дипольной структурой) среднего слоя, включенной в вихревое пятно среднего слоя.

При отсутствии круговорота вихревая пара среднего слоя имела бы равномерное поступательное движение, но, как показывает рис. 2, под действием циклонического круговорота вынуждена совершать вращение против часовой стрелки, и за 24 момента безразмерного времени (рис. 2g) она практически возвращается в свое первоначальное положение. Часть контура круговорота затягивается между вихрями пары, и вся конфигурация приобретает вид изогнутой грибовидной структуры [4].

4. Эксперименты показали, что в результате взаимодействия ВТЛ с мезомасштабными вихрями разных знаков и величинами потенциальной завихренности, может происходить разрушение крупных вихрей, а также формирование новых вихревых структур разных масштабов.

Работа выполнена в рамках государственных заданий № 0149-2018-0001, № 0149-2018-0017, а также проектов РНФ, № 14-50-00095 и РФФИ, № 16-05-00121.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Белкин И.М., Емельянов М.В., Костяной А.Г. Федоров К.Н. Темохалинная структура промежуточных вод океана и внутритермоклинные вихри // В сб. статей «Внутритермоклинные вихри в океане». Москва: Институт океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, 1986. С. 8–34.
2. Соколовский М.А. Моделирование трехслойных вихревых движений в океане методом контурной динамики // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1991. Т. 27. № 5. С. 380–388.
3. Федоров К.Н. Внутритермоклинные вихри – специфический тип океанских вихрей с ядром // «Внутритермоклинные вихри в океане». Москва: Институт океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, 1986. С. 5–7.
4. Федоров К.Н., Гинзбург А.И. Приповерхностный слой океана. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 303 с.
5. Ambar I., Serra N., Neves F., Ferreira T. Observations of the Mediterranean Undercurrent and eddies in the Gulf of Cadiz during 2001 // J. Marine Syst. 2008. Vol. 71. No. 1–2. P. 195–220.
6. Bower A.S., Serra N., Ambar I. Structure of the Mediterranean undercurrent and Mediterranean water spreading around the Southwestern Iberian Peninsula // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107. P. 3161. DOI: 10.1029/2001JC001007.
7. Carton X., Chérubin L., Paillet J., Morel Y., Serpette A., Le Cann B. Meddy coupling with a deep cyclone in the Gulf of Cadiz // J. Mar. Syst. 2002. Vol. 32. No. 1. P. 13–42.
8. Carton X., Daniault N., Alves J., Chérubin L., Ambar I. Meddy dynamics and interaction with neighboring eddies southwest of Portugal: Observations and modeling // J. Geophys. Res. Oceans. 2010. Vol. 115. DOI: 10.1029/2009JC005646.
9. Johnson J.L., Ambar I., Serra N., Stevens I. Comparative studies of the spreading of Mediterranean water through the Gulf Cadiz // Deep-Sea Res. Part II. 2002. Vol. 49. P. 4179–4193.
10. L'Hégaret P., Carton X., Ambar I., Ménesguen C., Hua B.L., Chérubin L., Aguiar A., Le Cann B., Daniault N., Serra N. Evidence of Mediterranean Water dipole collision in the Gulf of Cadiz // J. Geophys. Res. Oceans. 2014. Vol. 119. P. 5337–5359.
11. Melander M.V., McWilliams J.C., Zabusky N.J. Axisymmetrization and vorticity-gradient intensification of an isolated two-dimensional vortex through filamentation // J. Fluid Mech. 1987. Vol. 178. P. 137–159.
12. Richardson P.L., Tychensky A. Meddy trajectories in the Canary Basin measured during the SEMAPHORE experiment, 1993-1995 // J. Geophys Res. 1998. Vol. 103. P. 25029–25045.
13. Sokolovskiy M.A., Filyushkin B.N., and Carton X.J. Dynamics of intrathermocline vortices in a gyre flow over a seamount chain // Ocean Dyn. 2013. Vol. 63. No. 6. P. 741–760.

## **ВЫЯВЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК МЕЗОМАСШТАНЫХ И СУБМЕЗОМАСШТАБНЫХ ПРОЦЕССОВ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ МОРЯ НА ОСНОВЕ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ ВЫСОКОГО ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗРЕШЕНИЯ**

**Станичный С.В., Кубряков А.А., Алескерова А.А.,  
Медведева А.В., Соловьев Д.М., Станичная Р.Р., Федоров С.В.**

*Морской гидрофизический институт РАН,  
ул. Капитанская, 2, 299011, г. Севастополь,  
8(798)74-11-045, e-mail: sstanichny@mail.ru*

High resolution optical satellite images are one of the main sources for investigation of the small scale processes in the coastal area. NASA, ESA and Russian Space Agency satellite data demonstrate efficiency of the mutual using of the multiplatform approach. Bathymetry, wave breaking, whitecaps fraction, current velocity were estimated on the base of the registered wave characteristics. Manifestation of eddies, jets and internal waves in surface water optical properties were studied. Subsequent multispectral satellite images were used for calculation of the surface velocity and internal wave parameters.

Современные спутниковые сенсоры высокого пространственного разрешения получили в последнее время широкое распространение в исследовании мезомасштабных и субмезомасштабных процессов в прибрежных зонах [1]. Такого рода процессы играют важную роль в кросс-шельфовом переносе и во многом определяют изменения в морских экосистемах. Свободный доступ к спутниковым данным ESA, NASA, РОСКОСМОС позволяет использовать данные с пространственным разрешением 1–30 м для изучения мелкомасштабных процессов и явлений. Кроме традиционных спектральных измерений восходящего из воды излучения, используемого для восстановления биооптических характеристик поверхностного слоя, концентрации взвеси, такого рода данные позволяют изучать процессы и явления, изменяющие отраженную составляющую излучения.

Для проведения исследований были использованы данные зарубежных сканеров ETM+ и OLI спутников серии Landsat, сканера MSI спутника Sentinel 2, данные российского спутника Ресурс-П аппаратура Геотон и ГСА. Для анализа процессов и явлений использовались как

отдельные сцены, так и последовательные изображения, полученные с разных платформ.

В работе представлены результаты исследования динамических процессов на акваториях вблизи полуострова Крым. Рассмотрены районы наиболее частого проявления субмезомасштабных вихрей в поле восходящего излучения, формируемого терригенными взвесями и гидрозолями биогенного происхождения. Отмечается роль ветровых условий и особенностей береговой линии при формировании вихревых структур.

Характеристики отраженного от морской поверхности излучения были использованы для определения параметров волн (направление распространения и длина). Показано влияние течения и рельефа дна на трансформацию поля волн. Разработаны методики определения глубины моря при рефракции длинных волн. Полученные данные сопоставлены с контактными измерениями.

Разработаны методы оценки доли поверхности покрытой пеной. Показана зависимость этого параметра от скорости ветра, характеристик поверхностного течения, в том числе, генерируемого внутренними волнами.

На основе анализа последовательных изображений, полученных с различных платформ, проведены оценки скорости течения в субмезомасштабных вихревых структурах. Показана эффективность автоматических методов расчета скорости поверхностного течения различными методами [2].

Исследованы проявления внутренних волн в характеристиках шероховатости морской поверхности. Проведены оценки скорости распространения волн, показано, что возможными источниками генерации внутренних волн являются конвергентные фронты мезомасштабных структур. Рассмотрен пример с проявлением обрушения внутренних волн при выходе на мелкий шельф.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Kubryakov A.A., Stanichny S.V. Mesoscale eddies in the Black Sea from satellite altimetry data // *Oceanology*. 2015. Т. 55. No. 1. С. 56–67.
2. Kubryakov A., Plotnikov E., Stanichny S. Reconstructing Large- and Mesoscale Dynamics in the Black Sea Region from Satellite Imagery and Altimetry Data—A Comparison of Two Methods // *Remote Sens*. 2018. No.10. P. 239–258.

## ПЕРВАЯ ПРИБРЕЖНАЯ ПРАКТИКА В РАМКАХ ПРОГРАММЫ ПЛАВУЧИЙ УНИВЕРСИТЕТ ИО РАН

**Степанова Н.Б.<sup>1,2</sup>, Чубаренко Б.В.<sup>1</sup>, Бабаков А.Н.<sup>1</sup>, Есюкова Е.Е.<sup>1</sup>,  
Лысенко С.В.<sup>2</sup>, Турко Н.А.<sup>2</sup>, Юшманова А.В.<sup>2</sup>, Танурков А.Г.<sup>2</sup>,  
Собаева Д.А.<sup>2</sup>, Цуканова Е.С.<sup>2</sup>, Железова Е.В.<sup>1</sup>,  
Килесо А.В.<sup>1</sup>, Граве А.Н.<sup>1</sup>**

*<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36,*

*<sup>2</sup>Московский физико-технический институт (государственный университет),  
Институтский переулок, 9, 141701, Московская область, г. Долгопрудный,  
тел. +7 926 410-8419, e-mail: [stepanova.nb@ocean.ru](mailto:stepanova.nb@ocean.ru)*

The penetration of sea waters into the Vistula Gulf and the contamination of  
by the plastic of beach of Vistula spit are under investigation in frames of the  
coastal practice of floating university of the IO RAS.

В рамках образовательного проекта «Плавающий университет ИО РАН» с 30 июня по 13 июля 2018 г. 6 студентов МФТИ приняли участие в прибрежной практике на базе Атлантического отделения Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (далее АО ИО РАН). Практика проводилась с идеей вовлечь студентов в научно-исследовательский процесс через работу в экспедиции. Была использована возможность участия в выходах на плавсредстве, организуемых в рамках практики сотрудников АО ИО РАН (лаборатории прибрежных систем и лаборатории физики моря). Работы проводились в районе Балтийского пролива и прилегающей акватории Вислинского залива, а также на пляжах со стороны морской и заливной части Балтийской косы. Целью работ было изучить взаимодействие вод Вислинского залива с Балтийским морем в районе Балтийского пролива и определить загрязнение пляжей Балтийской косы остатками геосинтетических материалов и пластиковым мусором.

Для анализа результатов измерений гидрологических и гидродинамических характеристик использовались метео и спутниковые данные из открытых источников. Метео-информация использовалась также для оперативного планирования экспедиционных работ.

Для исследования затока и распространения морских вод в акватории Вислинского залива 3, 4 и 6 июля 2018 г. проводились измерения

гидрофизических параметров с помощью CTD зонда Idronaut OCEAN SEVEN 316 Plus. Всего было проведено 108 вертикальных зондирований. В течение периода наблюдений были зарегистрированы два случая затока – 4 и 6 июля 2018 г. В первом затоке морская вода с соленостью 6.5 PSU проникла в залив на расстояние до 3 км (фоновая соленость заливных вод составляла 5 PSU). Скорость продвижения фронта затока была оценена как 4 см/с. Второй заток наблюдался уже на фоне повышенной за счет перемешивания вод предшествующего затока солености – 5.5 PSU

В исследуемый период была зафиксирована прямая связь между направлением ветра и образованием затока: оба затока сопровождалась западными ветрами. Также в первом затоке – 4 июля 2018 г. при северо-западном ветре наблюдалось отклонение затока к югу при его распространении по акватории залива.

Параллельно гидрологическим работам, с 3 по 6 июля 2018 г. проводились наблюдения за динамикой поверхностного слоя вод в Балтийском проливе – каждые 2–4 часа в светлое время суток фиксировалось направление движения заливных или морских вод. Ситуация затока или развивающегося стокового плюма определялась по углу наклона установленного в проливе навигационного буя и по относительной прозрачности поверхностных вод. Во время наблюдений отмечалось наличие пенных полос (предположительно фронтальных зон) и линии видимого раздела морских и заливных вод.

С 4 по 7 июля 2018 г. в акватории Вислинского залива были проведены 5 дрейфтерных экспериментов. Для измерения течений в поверхностном и глубинном 2–3-х метровом слое использовались 11 дрейфтеров с переменной длиной паруса. В ходе работ на нескольких створах были зафиксированы синхронные траектории течений со сдвигом по времени от 30 мин. до 1.5 ч., что предположительно связано с изменением уровня вод в заливе.

В ходе работ по изучению загрязнений поверхности морских пляжей Балтийской косы было определено местоположение образцов геосинтетических/геотекстильных материалов и других сопутствующих видов пластикового мусора на 20 километровой участке от основания косы. В итоге скрининга зоны пляжа от уреза до основания авантюны определены основные типы встречающихся геосинтетиков: максимальное количество образцов было найдено в зоне текущего заплеска, среди них преобладали оплетка от габиона и остатки больших мягких строительных контейнеров (биг-бэгов). Нити от геобэгов, куски строительной пены, не превышающей размеры в 2 см и скопления мезо/микропластика

были обнаружены в зонах выброса водорослей, содержащих также и янтарь.

Студенты были также вовлечены в проводимое лабораторией физики моря ИО РАН тестирование методики «Marine litter sampling method» (IOW) [1], созданной для побережий заливов, эстуариев и лагун, для оценки количественного и качественного загрязнения побережий пластиковым мусором. На 4-х участках пляжей Балтийской косы по методике IOW был проведен визуальный осмотр на наличие мезо/макропластика и мезо/макромусора на двух квадратных метрах линии заплеска, сделан отбор песка с различными включениями. В результате проведенных работ оценена применимость методики для исследования заливных пляжей Балтийской косы. Перенос места отбора вдоль линии заплеска не повлиял на количественные результаты обнаруженного макропластика. Однако зафиксировано, что в случае наличия нескольких линий заплеска мусор скапливается на самой дальней линии. Следовательно, для верной оценки загрязненности пляжа необходимо изменить предложенную методику, располагая зону отбора макро и микромусора в зависимости от наличия линий заплеска.

Так же студенты привлекались к полевым работам по оценке высот береговых авантрон Балтийской косы на участке от польско-российской границы до молв порта Балтийск. Было выявлено преобладание абразионных участков (52% берега) над аккумулятивными, максимальный размыв зафиксирован на трехкилометровом участке у южного мола Балтийска.

По результатам практики стоит отметить, что участие студентов в полевых обследованиях вместе с сотрудниками Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН позволило им гораздо глубже осознать особенности исполнения экспедиционных работ, внести некоторую посильную лепту в первичный анализ собранных данных и заручиться поддержкой своего участия в их дальнейшем анализе.

Прибрежная практика по программе «Плавучий университет ИО РАН» проведена при поддержке дирекции ИО РАН, экспедиционные работы на берегах Балтийского моря частично финансировались в рамках проекта РФФИ № 18-05-01145.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Schernewski G., Balciunas A., Gräwe D., Gräwe U., Klesse K., Schulz M., Wesnigk S., Fleet D., Haseler M., Möllman N., and Werner S. Beach macro-litter monitoring on southern Baltic beaches: Results, experiences and recommendations // *J Coast Conserv.* 2018. Vol. 22. P. 5–25. DOI: 10.1007/s11852-016-0489-x.2.

## О ТОНКОСТРУКТУРНЫХ ИСКАЖЕНИЯХ $T,S$ -ДИАГРАММ ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ

Стунжас П.А.

*Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, тел. +7 499 124-1301,  
e-mail: [pastunzhas@mail.ru](mailto:pastunzhas@mail.ru)*

Floats Argo find extremes of temperature of the order of  $0.1^{\circ}\text{C}$ , distorting the  $TS$  diagram of the Black Sea, almost throughout the water area of the sea. The author believes that they can't be attributed to the long-term effects of the Bosphorus plume, but their cause is the hydrological processes that occur during the winter renovation of the cold intermediate layer.

Как известно, верхний слой Черного моря устойчиво стратифицирован за счет сильного градиента солености, вызываемого поступлением большого речного стока в поверхностный слой и высокосоленых вод нижнебосфорского течения – в подповерхностный. В этих условиях температурный вклад в стратификацию невелик и ее изменения можно рассматривать как пассивную примесь, указывающую на протекание тех или иных гидрологических процессов. Важной чертой гидрологической структуры вод Черного моря является наличие холодного промежуточного слоя (ХПС) – образуемого за счет зимнего выхолаживания вод и располагающегося в верхней части галоклина. Степень ежегодного обновления ХПС: минимальная температура ( $T$ ) его ядра и максимальная глубина проникновения «свежих» вод ( $H_c$ ) – зависят от суровости зим. До последнего времени считалось, что зимнее воздействие на ХПС ограничивается глубиной  $H_c$ , а последующая «коррекция»  $T$  ниже ядра ХПС, которая хорошо проявляется на изменении  $T,S$ -диаграммы, происходит за счет интрузий вод босфорского плюма и, соответственно, растягивается на время порядка одного года. Это представление подкреплялось тем, что следы плюма в виде незначительных экстремумов  $T$  (порядка  $0.1^{\circ}\text{C}$ ) обнаруживались только в юго-западной части моря на удалении не более 100 миль от пролива. Однако в последнее время, особенно при использовании данных поплавков Арго, такого рода искажения  $T$ , проявляющиеся иногда до глубин 300–400 м, были обнаружены на значительной части акватории моря. В статье [1] эти иска-

жения были приписаны воздействию интрузий босфорского плюма, а для объяснения их дальнего распространения было предложено, что это следы особых (мощных) интрузий. Было предположено, что такого рода интрузии возникают в периоды, когда юго-восточный ветер запирает Верхне-босфорское течение, так что поток нижнебосфорского течения увеличивается в несколько раз. Способствующая этому синоптическая ситуация складывается обычно в ноябре, а через 2–3 месяца следы этих мощных интрузий, по предположению авторов [1], могли регистрироваться поплавками Арго в разных районах Черного моря.

В настоящей статье автор предлагает другой механизм возникновения искажений  $T, S$ -диаграмм верхнего слоя моря. Так, при анализе данных с тех же поплавок Арго, что и в [1], было обнаружено, что в период сильного зимнего выхолаживания вод в центральной части моря искажения  $T$  могут возникать в слое до 300–400 м, что гораздо глубже обычных границ ХПС.

На рисунке приведено последовательное изменение вертикально распределения  $T$  при зимнем охлаждении (см. таблицу на рис. 1). Видно, что в начальной стадии понижения температуры поверхности моря ( $T_{\text{пов}} > 10.8^\circ\text{C}$ ) рост  $T$  ниже ХПС был плавным (без экстремумов), а  $T$  ядра ХПС была сравнительно низкой и однородной. Однако в дальнейшем, хотя  $T_{\text{пов}}$  оставалась еще сравнительно высокой ( $> 8.2^\circ\text{C}$ ), начал размываться ХПС: его ядро стало заглубляться, а его  $T$  повысилась на  $\sim 0.3^\circ\text{C}$ . Одновременно на профилях  $T$  появились изломы и экстремумы как выше ядра ХПС, так и ниже его. Размах последних достигал  $0.15^\circ\text{C}$ , т.е. примерно той величины, как и по данным [1].

В принципе, сами экстремумы ниже ХПС можно приписать мощным интрузиям, как это было сделано в [1], так как недалеко от этого района наблюдались истинные интрузии босфорского плюма, то есть интрузии с экстремумами  $\text{O}_2$  и/или  $\text{H}_2\text{S}$  [2]. Однако совокупность обстоятельств их появления: совпадение с критическим охлаждением поверхности моря и изменением параметров ХПС, на которые интрузии воздействовать не могут, а также большое сходство с изменением этих параметров в следующие зимы 2008–2009 и 2009–2010 гг., заставляет нас говорить, что такого рода искажения – это чисто гидрологическое явление.

Правда, тут возникает встречный вопрос, как воздействие сравнительно малого уплотнения воды за счет слабого охлаждения поверхности моря может «пробивать» ХПС и проявляться до глубин 350–400 м? Простое предположение состоит в том, что это происходит в тех случаях, когда похолодание сопровождается ветром, вызывающим сильное образование вихрей разного знака. В них происходит встречное верти-

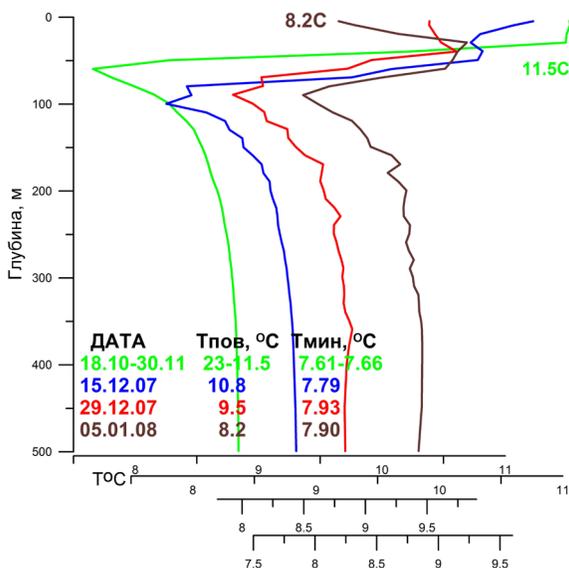


Рис. 1. Данные с поплавка № 4900541. Южная часть Черного моря: 31.1–32.8°с.ш., 42.0–42.3°в.д.

кальное движение воды, а при их ослаблении могут возникать горизонтальные течения, приводящие к наблюдаемому возмущению не только термического поля, по крайней мере, в слое воды 0–400 м (см. рис. 1), но и полей солёности и плотности (рис. не приводится). Так, в поле плотности видно, что относительно первого (невозмущенного) профиля все три возмущенных профиля (см. рис. 1) в той или иной мере заглубились на 10–40 м в слое примерно от 50 до 300 м. Для нахождения более строгого объяснения работы в этом направлении, включая анализ данных с поплавок Арго, будут продолжены.

Наше объяснение косвенно подтверждается статьей [2], где проанализированы данные с поплавка Арго, оснащенного рядом гидрохимических датчиков. Их вывод: влияние босфорского плюма на нижнюю границу  $O_2$  и верхнюю  $H_2S$  ограничивается юго-западной частью моря, хотя ранее по судовым наблюдениям и модельным расчетам его распространяли на все море [3].

Поплавки Арго находят экстремумы температуры порядка  $0.1^\circ C$ , искажающие  $T,S$ -диаграмму Черного моря, почти во всей его акватории. Автор полагает, что их надо приписывать не дальнему воздействию босфорского плюма, а гидрологическим процессам, при зимнем обновлении холодного промежуточного слоя.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Falina A.S., Sarafanov A., Ozsoy E., Turuncoglu T. Observed basin-wide propagation of Mediterranean water in the Black Sea // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2017. Vol. 122. No. 4. P. 1–13. DOI: 10/1002/2017JC012729.
2. Stanev E.V., Poulain P-M., Grayek S., Johnston K., Claustre H., Murrey J. Understanding the dynamics of the oxic-anoxic interface in the Black Sea // *Geophys. Res. Lett.* 2017. Vol. 45. P. 1–8. <https://doi.org/10.1002/2017GL076206>.
3. Samodurov A.S., Ivanov L.I. Processes of ventilation of the Black Sea related to water exchange through the Bosphorus // *Ecosystem modeling as a management tool for the Black Sea* / Eds. L.I. Ivanov, T. Oguz. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. NATO Science Series 2: Environmental security. 1998. Vol. 47(2). P. 221–235.

\*

## ИЗУЧЕНИЕ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ЯВЛЕНИЙ В ОЗЕРЕ БАЙКАЛ С ПРИМЕНЕНИЕМ ДАННЫХ РАДИОМЕТРА AVHRR

Сутырина Е.Н.

*Иркутский государственный университет,  
ул. К. Маркса, 1, 664003, г. Иркутск, тел. +7 3952 52-1072,  
e-mail: [ensut78@gmail.com](mailto:ensut78@gmail.com)*

The paper presents the results of the investigation of mesoscale dynamic phenomena in Lake Baikal using the AVHRR data. The features of the thermobaric, pelagic upwelling and anticyclonic vortex structures in the lake are shown.

Объектом исследования является оз. Байкал, длина которого достигает 672 км, ширина – 79 км, площадь акватории составляет 31,7 тыс. км<sup>2</sup> [1]. Применение данных дистанционного спутникового зондирования является незаменимым инструментом для исследования особенностей протекания динамических явлений в оз. Байкал, которое имеет значительную протяженность и площадь акватории. В рамках исследования были использованы данные радиометра AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer. С учетом пространственного и временного разрешения данных радиометра AVHRR с их помощью возможно изучение неоднородностей в оз. Байкал. По картам распределения температуры поверхности воды можно косвенно анализировать такие мезомасштабные явления, как термобар, вихревые структуры, апвеллинг и др. Для картографирования температуры поверхности воды оз. Байкал по данным AVHRR использовались адаптированные для региональных условий алгоритмы, основанные на дифференцированном определении температуры в различное время суток и в различные месяцы, применении квадратичной модификации метода «расщепленного окна прозрачности» и дополнительном привлечении информации видимого и ближнего инфракрасного каналов в дневное время суток разработанные для оз. Байкал [2].

В оз. Байкал пелагический апвеллинг наблюдается ежегодно во всех трех котловинах, но наиболее выражен по площади, продолжительности и температурному контрасту в Южной котловине. На рис. 1 представлены наибольшие зафиксированные по данным AVHRR зна-

чения площадей зон апвеллинга в Южной котловине оз. Байкал, которые за период с 1998 по 2015 гг. составляли от 23 (в 2000 г.) до 66% (в 2003 г.) от общей площади акватории котловины. Также на рис. 1 приведен межгодовой ход контраста температуры поверхности воды на границе и в центре наиболее обширных зон пелагического апвеллинга, который, в свою очередь, за период исследования изменялся от 1,6 (в 2004 г.) до 5,3°C (в 2003 и 2009 гг.).



Рис. 1. Межгодовая изменчивость параметров наиболее обширных зон апвеллинга в Южной котловине оз. Байкал в период максимального развития.

Из предшествующих исследований известно, что в оз. Байкал зоны пелагического апвеллинга близки к центрам горизонтальных циклонических вихрей, что хорошо согласуется с выявленной в ходе настоящего исследования по спутниковым данным локализацией зон пелагического апвеллинга [1].

По картам температуры поверхности воды за период 1998–2015 гг. были определены дислокация и размеры вихревых образований. Вихревые образования в оз. Байкал прослеживаются с конца июня по середину или даже третью декаду ноября. Наибольшие различимые на картах вихревые образования имеют достигают размеров около 25–40 км в поперечнике. Самое заметное антициклоническое вихревое образование появляется в оз. Байкал на выходе из Баргузинского залива у полуострова Святой Нос на границе Центральной и Северной котловин в начале июля, постепенно увеличивается в размерах, достигает максимума в августе–сентябре, распадается только в ноябре при развитии в озере осенней гомотермии, наблюдается ежегодно и выделяется как за счет спиралевидной структуры, так и за счет существенного повышения температуры в пределах данной структуры по отношению к прилегающим водным массам.

На границе вихря наблюдается гидрологический фронт, в котором перепад температур по горизонтали достигает порядка  $1,5^{\circ}\text{C}/\text{км}$ . Изменчивость поперечных размеров указанной вихревой структуры и максимального значения градиента температуры на поверхности на границе данного вихря в безледоставный период 2010–2013 гг. приведены на рис. 2, на котором видно, что в приведенные годы наблюдается схожий характер развития данной вихревой структуры и закономерное уменьшение величины горизонтального градиента температуры на поверхности по мере увеличения размеров вихревой структуры.

В целом, существование данной вихревой структуры может быть ассоциировано с выходом Баргузинского течения из Баргузинского залива, имеющего стоково-градиентный характер.

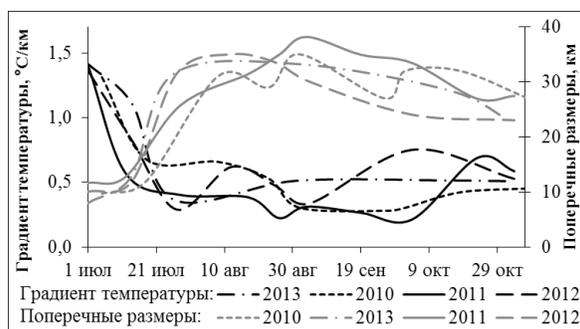


Рис. 2. Изменчивость поперечных размеров антициклонической вихревой структуры у полуострова Святой Нос и максимального значения горизонтального градиента температуры поверхности на её границе.

В период охлаждения озера, начиная со второй декады сентября по первую половину ноября, по картам распределения температуры воды также наблюдается до 4–6 вихрей антициклонического или грибовидного характера преимущественно у западного побережья в Северной котловине оз. Байкал. Время их существования может достигать 2 мес. Они могут несколько раз за указанный период ослабевать или распадаться и вновь повторно развиваться. Размеры некоторых из этих образований могут доходить до 30 км в поперечнике. Дислокация наибольшего числа относительно крупных антициклонических вихрей в Северной котловине в период охлаждения водоема может быть связана с ослаблением циклонической циркуляции в этой котловине в указанный период, а также с тем, что по сравнению с другими котловинами в Северной чаше озера циклоническая циркуляция имеет меньшие значения скорости и

является менее устойчивой [3]. Указанные антициклонические вихревые образования, как правило формируются за крупными мысами, выступающими в озеро на несколько километров. Согласно [4] генерация обозначенных вихрей может быть ассоциирована с неустойчивостью струйных вдольбереговых течений. В Центральной и Южной котловинах озера также образуются антициклонические вихри в период охлаждения водоема, но данные структуры обычно имеют меньшие размеры, повторяемость и контрасты температуры с окружающими водами на поверхности данных акваторий.

По картам температуры поверхности воды можно отчетливо различить локализацию и динамику весеннего термобара. В настоящей работе составлены схемы изменения во времени положения термического фронта при термобаре для Чивыркуйского и Баргузинского заливов, северной оконечности оз. Байкал и пролива Малое Море, дана оценка изменения площади теплоактивных областей в данных акваториях. Локализация термического фронта, ассоциированного с термобаром, в ходе работы определялось в поле поверхностных температур по положению изотермы 4°C. Согласно спутниковым данным скорость передвижения термического фронта в Баргузинском заливе достигает до 1 км/сут., в Чивыркуйском заливе – до 2 км/сут. Более высокие значения скорости смещения термического фронта наблюдается на северной оконечности Байкала и в проливе Малое Море, где они достигают до 3 км/сут. В Баргузинском заливе термический фронт со временем перемещается в сторону открытой части озера и до начала июля успевает обогнуть п-ов Святой Нос, где в дальнейшем участвует в формировании антициклонической вихревой структуры, обсуждаемой ранее.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Troitskaya E., Blinov V., Ivanov V. et al. Cyclonic circulation and upwelling in Lake Baikal // Aquatic Sciences. 2015. Vol. 77. Issue 2. P. 171–182. DOI: 10.1007/s00027-014-0361-8.
2. Сутырина Е.Н. Изучение внутренних водоемов и водосборов с применением данных дистанционного зондирования Земли. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2014. 133 с.
3. Жданов А.А. Горизонтальный перенос и макротурбулентный обмен в озере Байкал: дисс... канд. геогр. наук. Иркутск, 2006. 127 с.
4. Филатов Н.Н. Гидродинамика озер. – СПб.: Наука, 1991. 196 с.

## ВЫСОКОЧАСТОТНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕЧЕНИЯ АГУЛЬЯС В СЕРИИ МОДЕЛЬНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Тилинина Н.<sup>1,2</sup>, Ванг К.<sup>2</sup>, Биастох А.<sup>3</sup>, Сеин Д.<sup>2</sup>, Гулев С.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, тел. +7 499 124-1301, e-mail: [tilinina@sail.msk.ru](mailto:tilinina@sail.msk.ru)

<sup>2</sup>Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Бассейн-  
трассе 24, 27570, г. Бремерхафен, тел. +49 (471) 4831-1797

<sup>3</sup>Гельмгольц центр океанских исследований, Дюстенброкер вег 20, 24105, г. Киль,  
тел. +49 (431) 600-4108

We present an analysis of the high-frequency variability of sea surface height over the Agulhas Current in a series of model experiments and remote sensing data. Models reproduce the major spatial patterns of the Agulhas Current allowing for the detailed analysis of its climatic impact.

Основной целью исследования является качественный и количественный анализ высокочастотной изменчивости высоты уровня моря в серии модельных экспериментов в области течения Агульяс, а также верификация модельных экспериментов на данных дистанционного зондирования земной поверхности (ДДЗ). Основными вопросами, рассматриваемыми в этом исследовании, являются: (i) каковы основные пространственные динамические образования в океане, которые приводят к формированию изменчивости уровня моря в области течения Агульяс, (ii) насколько хорошо современные вихреразрешающие модели циркуляции океана (по сравнению с данными ДЗЗ) воспроизводят динамику и структуру течения Агульяс, (iii) какую роль играют стационарные и распространяющиеся вихри в модуляции динамики течения Агульяс? Чтобы ответить на эти вопросы, мы провели серию модельных экспериментов длиной более 50 лет с двумя моделями общей циркуляции океана: FESOM с неструктурированной сеткой, локально увеличенной до ~4 км над Агульясским регионом, и NEMO, с вложенными конфигурациями при разных горизонтальных разрешениях (до 1/60°).

Валидация высоты поверхности моря (SSH) в модельных результатах по данным спутниковой альтиметрии показывает хорошее согласие между двумя моделями и спутниковыми данными в размере, форме и скорости распространяющихся структур. Этими структурами являются, в основном, антициклонические вихри в Мозамбикском канале и Агульясском течении, а также меандры в области ретрофлексии течения. Полосовая спектральная фильтрация и спектральный анализ изменчивости высоты уровня моря и других параметров океана показывают, что наиболее энергонесущие участки пространственного и временного спектров лежат в пределах временного диапазона 30–90 дней и пространственного диапазона 100–300 км.

**ОЦЕНКА ВКЛАДА ОЗЕРНОГО ЭФФЕКТА И ВЛИЯНИЯ  
РЕЛЬЕФА НА ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ОСАДКИ НА ЮЖНОМ  
ПОБЕРЕЖЬЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ В УСЛОВИЯХ  
СОВРЕМЕННОГО И БУДУЩЕГО КЛИМАТА**

**Торопов П.А.<sup>1</sup>, Шестакова А.А.<sup>2</sup>, Кислов А.В.<sup>1</sup>**

*<sup>1</sup>Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва,  
Ленинские горы, д. 1, тел.+7 495 939-2942,  
e-mail: [tormet@inbox.ru](mailto:tormet@inbox.ru);*

*<sup>2</sup>Институт физики атмосферы РАН им. А.М. Обухова, 119017, Москва,  
Пыжевский пер., д. 3, тел.+7 495 951-8549,  
e-mail: [shestakova.aa.92@gmail.com](mailto:shestakova.aa.92@gmail.com)*

Lake effect of the Caspian Sea on the extreme precipitation on the Iranian coast is investigated. Idealised experiments with WRF-ARW model show that total contribution of warm Caspian Sea and relief to the amount of precipitation is on average 50 %, and in the future climate precipitation due to lake effect will increase by 37 %.

Экстремальные осадки на иранском побережье Каспийского моря – яркое проявление сочетания синоптического фактора с эффектами рельефа и крупного водоема. В целях количественной оценки вклада орографического фактора и озерного эффекта была проведена серия численных экспериментов с моделью WRF-ARW, которая предварительно верифицировалась по данным наземных и спутниковых наблюдений. Идеализированные эксперименты, в которых отсутствовал рельеф, а температура поверхности моря (ТПО) была существенно занижена, показали, что вклад крупномасштабных фронтальных осадков в их общую сумму на иранском побережье составляет около 50%. Наличие тепло-го Каспийского моря в сочетании с конвергенцией влаги на северных склонах хребта Эльбурс привело к резкой интенсификации фронтов и экстремальным осадкам на всем южном побережье Каспия. Таким образом совместный вклад озерного эффекта и рельефа составляет в среднем 50%, а на востоке побережья достигает 80%. Также было проведено несколько экспериментов с положительной аномалией ТПО Каспийского моря, заданной в соответствии с различными сценариями ИРСС на конец XXI века. В будущем климате можно ожидать увеличения количества осадков в исследуемом регионе, связанного с

усилением озерного эффекта. Для самого «жесткого» климатического сценария количество осадков на побережье возросло на 37%. При этом наибольшее увеличение осадков ожидается в центральной и западной частях побережья.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 17-55-560017.

## **МОРСКИЕ БРЫЗГИ И ПЕНА: РОЛЬ В ПРОЦЕССАХ ОБМЕНА МЕЖДУ ОКЕАНОМ И АТМОСФЕРОЙ ПРИ СИЛЬНЫХ ВЕТРАХ**

**Троицкая Ю.И.<sup>1</sup>, Сергеев Д.А.<sup>1</sup>, Кандауров А.А.<sup>1</sup>,  
Вдовин М.И.,<sup>1</sup> Зилитинкевич С.С.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Институт прикладной физики РАН, 603950, Нижний Новгород, ул. Ульянова,  
д. 46, тел/ факс: +7 831 4368297; 8314365976, e-mail: [yulyatrinity@mail.ru](mailto:yulyatrinity@mail.ru)*

The record strengths of recent hurricanes have highlighted needs for improving forecasts of tropical cyclone intensities most sensitive to models of the air-sea interaction. Especially challenging is the nature of sea-spray supposed to strongly affecting the momentum- and energy- air-sea fluxes at strong winds. Even the spray-generation mechanisms in extreme winds remained undetermined. Basing on high-speed video here we identify it as the bag-breakup mode of fragmentation of liquid in gaseous flows known in a different context. From first principles of statistical physics we develop statistical description of these phenomena and show that at extreme winds the bag-breakup is the dominant spray-production mechanism. The combined effect of spume droplets torn from the crest of waves by wind and foam on the water surface.

В штормовых условиях атмосфера и океан многофазные: приводный слой атмосферы наполнен брызгами и дождевыми каплями, на поверхности воды присутствуют пенные области, а приповерхностный водный слой насыщен пузырьками воздуха. Это вызывает радикальные изменения процессов обмена океан-атмосфера, которые необходимо учитывать при построении моделей. Эмпирические данные о параметрах таких сред, полученные в натуральных условиях, характеризуются большими погрешностями. Лабораторное моделирование на крупных экспериментальных стендах помогает снизить эту неопределенность. В связи с этим современные лабораторные установки для моделирования условий ураганного ветра созданы в США и Японии. В настоящем сообщении представлены результаты последних исследований многофазных сред на Уникальной научной установке «Комплекс крупномасштабных геофизических стендов» ИПФ РАН (<http://www.ckp-rf.ru/usu/77738/>).

Океанские брызги представляют собой капли жидкости, выбрасываемые с поверхности моря, как правило, из-за обрушения волн

в зоне прибоя или при сильном ветре. Их размеры могут изменяться от 10 нм до нескольких мм (см. [1] и ссылки в нем). Крупные капли с размерами от 10 мкм до единиц миллиметров после вылета с поверхности воды оседают в океан под действием силы тяжести, обеспечивая, таким образом, прямой обмен массой, теплом и импульсом между океаном и атмосферой. В частности, в последнее время считается, что потоки явного и скрытого тепла, связанные с брызгами, могут иметь решающее значение в развитии тропических ураганов [2]. Однако в оценке этих эффектов остаются значительные неясности, связанные с тем, что потоки определяются плохо изученными величинами: количеством брызг различных размеров, вылетающих с поверхности, и их начальными скоростями. Так, эмпирическая функция генерации брызг, которая характеризует распределение по размерам брызг, вылетающих с единицы поверхности в единицу времени, в разных наблюдениях может отличаться на два порядка (см., например, компиляцию экспериментальных данных в [1]). Такие неопределенности связаны как с трудностями проведения измерений в натуральных условиях: а именно в условиях шторма, так и с недостаточной изученностью механизмов генерации брызг.

В данном сообщении представлены результаты исследований механизмов генерации брызг при сильном и ураганном ветре, которые проводятся в ИПФ РАН. С помощью скоростной видеосъемки выявлен доминирующий механизм генерации брызг при сильном ветре. Показано, что она связана с фрагментацией типа «парашют», явлением, при котором вблизи гребней поверхностных волн на поверхности воды формируются и развиваются объекты, представляющие собой тонкостенные «парашюты», раздуваемые воздушным потоком (рис. 1), которые затем «взрываются» с образованием большого числа брызг [3].

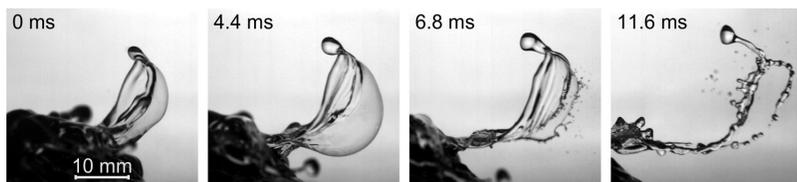


Рис. 1. Процесс генерации брызг за счет фрагментации типа «парашют», скорость ветра 28 м/с, съемка камерой MEMRECAM HX-3.

Полученный результат меняет современные представления о механизме генерации брызг при шторме. Построена количественная

модель этого явления, в рамках которой можно развивать физически обоснованные модели переноса энергии между океаном и атмосферой при штормах, которые требуются для их прогноза [4]. В частности, показано, что новый механизм генерации брызг позволяет объяснить значительное увеличение потока тепла из океана в атмосферу при ураганном ветре (см. рис. 2) [5].

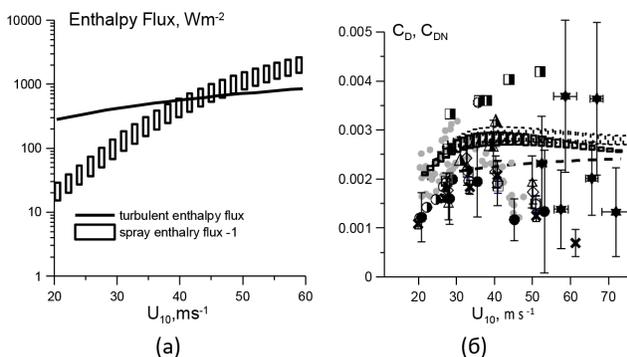


Рис. 2. Зависимость потока энthalпии из океана в атмосферу от скорости ветра с учетом «мембранного» механизма генерации брызг (а) Зависимость коэффициента аэродинамического сопротивления поверхности воды от скорости ветра с учетом «мембранного» механизма генерации брызг (б).

Поверхность воды при сильном ветре покрыта пеной, влияние которой на процессы обмена океан–атмосфера практически не оценивалось. В настоящем сообщении представлены результаты лабораторного моделирования влияния пены на поверхностное волнение и аэродинамическое сопротивление поверхности при сильном ветре.

Анализ данных показал, что коэффициент сопротивления поверхности коррелирует с долей площади, покрытой пеной и среднеквадратичным уклоном поля поверхностных волн, а при фиксированной скорости ветра среднеквадратичный уклон падает с увеличением доли покрытия пеной, то есть пена подавляет короткие волны. На основе этих результатов предложена простая модель коэффициента вихревой вязкости с учетом влияния пены на шероховатость поверхности и параметризация затухания волн в присутствии пены. Сравнение показало, что результаты измерений хорошо согласуются с предсказаниями квазилинейной модели пограничного слоя атмосферы над поверхностью волнистой воды с этим коэффициентом вихревой вязкости.

Объединенная модель, учитывающая вклад фрагментации типа «парашют» и пены в поток импульса океан–атмосфера для параметров, соответствующих натурным условиям, дает реалистичную немонотонную зависимость коэффициента поверхностного сопротивления от скорости ветра. This non-monotonous dependence is explained by 1) decreases the surface form drag due to suppress of waves by foam; 2) competing effects of increase of number of spray and bags with the wind speed and decrease of sizes of droplets and bags and the consequent contributions to momentum exchange from individual objects. Эта немонотонность объясняется 1) уменьшением сопротивления поверхности за счет подавления волн пеной; 2) конкуренцией эффектов увеличения количества брызг и «парашютов» при увеличении скорости ветра и уменьшения размеров капель и «парашютов» и, вследствие этого, вкладов в обмен импульсом от отдельных объектов.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект 14-17-00667).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Veron F. Ocean Spray // *Annu. Rev. Fluid Mech.* 2015. Vol. 39. P. 419–446.
2. Andreas E.L., Emanuel K.A. Effects of Sea Spray on Tropical Cyclone Intensity // *J. Atmos. Sci.* 2001. Vol. 58. P. 3741–3751.
3. Troitskaya Yu., Kandaurov A., Ermakova O., Kozlov D., Sergeev D., Zilitinkevich S. Bag-breakup fragmentation as the dominant mechanism of sea-spray production in high winds // *Sci.* 2017. Rep.7. 1614.
4. Troitskaya Yu., Kandaurov A., Ermakova O., Kozlov D., Sergeev D., and Zilitinkevich S. The “bag breakup” spume droplet generation mechanism at high winds. Part I. Spray generation function // *J. Phys. Oceanogr.* 2018. Vol. 48. No. 9. P. 2167–2188.
5. Troitskaya Yu., Kandaurov A., Ermakova O., D. Kozlov D., Sergeev D., and Zilitinkevich S. The «bag breakup» spume droplet generation mechanism at high winds. Part II: Contribution to momentum and enthalpy transfer // *J. Phys. Oceanogr.* 2018. Vol. 48. No. 9. P. 2189–2207.

**КОРОТКОЖИВУЩИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ  
ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК У ПОБЕРЕЖЬЯ  
ПРИМОРСКОГО КРАЯ, ЯПОНСКОЕ МОРЕ  
(ПО ДАННЫМ ПРОФИЛОГРАФА «АКВАЛОГ»)**

**Трусенкова О.О.<sup>1</sup>, Лазарюк А.Ю.<sup>1</sup>, Островский А.Г.<sup>2</sup>, Лобанов В.Б.<sup>1</sup>**

*<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, ул.  
Балтийская, 43, 690041, г. Владивосток,  
тел.+7 423 231-1400, e-mail: [trolia@poi.dvo.ru](mailto:trolia@poi.dvo.ru)*

*<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, тел.+7 499 124-1301*

The study is based on data from the autonomous Aqualog profiler installed at the continental slope off the Primorye coast (42.53° N, 133.80° E) in the Japan Sea during the period from April 18 through October 15, 2015. Thermohaline anomalies and their changes through the profiled layer are analyzed. Physical mechanisms of the variability observed are suggested.

Гидрофизические процессы, протекающие над континентальным склоном у побережья Приморья (со стороны Японии), весьма сложны: на северо-запад следует Приморское течение, в зоне которого формируются склоновые вихри, развиваются различные моды шельфовых волн, с юга и востока через систему синоптических вихрей поступают трансформированные субтропические воды. Адекватным средством для регистрации изменчивости синоптического и мезо- масштабов являются автономные устройства, выполняющие измерения с высокой дискретностью и в течение достаточно длительного времени. Такие измерения проводились в пункте к востоку от залива Петра Великого (42.53°с.ш., 133.80°в.д.) с помощью автономного профилографа «Аквалог» [1] в апреле – октябре 2015 г. По данным «Аквалога» уже были выделены колебания пикноклина весьма изменчивой амплитуды с периодами 2–3.5, 8–13 и 18–22 сут. и 1.5 мес. [2]. Данная работа является продолжением этих исследований, а ее цель – оценка термохалинных аномалий во всей толще профилируемых вод, что будет способствовать идентификации процессов, порождающих эту изменчивость.

В работе используются данные профилирования в слое 64–300 м, выполнявшихся 4 раза в сутки с дискретностью 1 м по вертикали (глубина места составляет 420 м). По значениям температуры и солёности

рассчитаны аномалии плотности и частота плавучести (показатель стратификации). Конфигурация измерительной платформы и первичная обработка данных подробно обсуждается в работах [1, 3].

При анализе средних по времени профилей установлено, что коэффициент вариации температуры (отношение среднего к стандартному отклонению) уменьшается от 23% на верхнем горизонте профилирования (64 м) до 12% на глубине 120–130 м, возрастает до 16.5% к 230 м и уменьшается до 13% к 300 м (рис. 1а). Коэффициент вариации частоты плавучести уменьшается от ~30% на 64 м до 2~0% на 120–200 м и возрастает до ~30% на 300 м (рис. 1а). Коэффициенты корреляции между временными рядами температуры и солёности уменьшаются от 0.64 на глубине 64 м до 0.38 (уровень 95% статистической значимости для 25 степеней свободы) на 100 м, до нуля на глубине 120 м, а глубже меняют знаки, снова становясь статистически значимыми на глубине 150 м и достигая –0.8 на глубине 200 м (рис. 1б). Можно предположить, что в слое 64–100 м аномалии связаны с интрузиями вод с разными характеристиками, а глубже 120 м – со смещениями изопикнических слоев по вертикали [2].

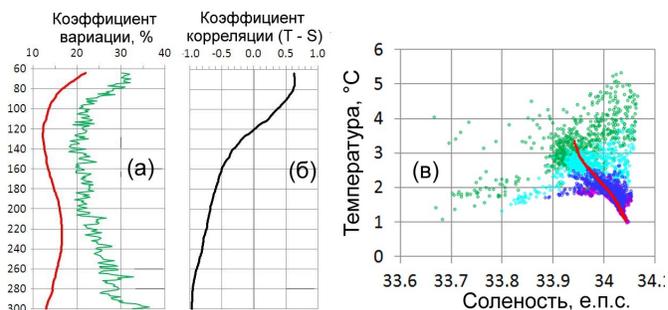


Рис. 1. Коэффициент вариации для температуры (красная линия) и частоты плавучести (зеленая линия) (а), коэффициент корреляции между температурой и солёностью (б),  $T$ - $S$  диаграмма для характерных слоев: 64–70 м (зеленым), 95–105 м (голубым), 155–165 м (синим), 195–205 м (фиолетовым) и для средних по времени величин (красным) (в).

Изменяющиеся с глубиной взаимосвязи демонстрируются  $T$ - $S$  диаграммой (рис. 1в) и временными рядами температуры и солёности для характерных слоев (рис. 2). В слое 64–70 м наблюдались интрузии теплых (от 4°C) и солёных (от 34 е.п.с.), а также холодных (ниже 2°C в апреле и 3°C в июле) и распресненных (ниже 33.8 е.п.с. в апреле и 33.95 е.п.с. в июле) вод. Можно предположить, что эти аномалии вы-

званы интрузиями трансформированных субтропических вод и вод Приморского течения соответственно. Изредка происходили также интрузии теплых (от 3°C) и распресненных (ниже 33.9 е.п.с.), видимо, прибрежных вод, причем особенно значительная интрузия наблюдалась 6–7 июня (157–158 сут. от начала года; рис. 1в, 2).

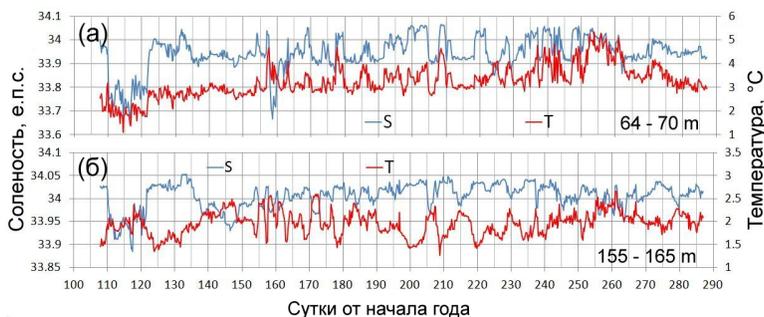


Рис. 2. Временные ряды температуры (°C; красные линии) и солёности (е.п.с.; синие линии) в слоях 64–70 (а) и 155–165 м (б).

Изменчивость вертикальной стратификации различна в слоях выше и ниже глубин минимума коэффициента вариации (120–200 м; рис. 1а). Выше 120 м стратификация усиливается (частота плавучести увеличивается), когда изопикнические поверхности поднимаются, и ослабляется, когда они опускаются; ниже 200 м зависимость обратная (рис. 3). Выявлена умеренно тесная статистическая взаимосвязь между стратификацией и глубиной поверхности с аномалией плотности 27.15 кг/м<sup>3</sup> (D27.15), залегающей примерно в середине слоя профилирования: коэффициенты корреляции между D27.15 и частотами плавучести в слоях

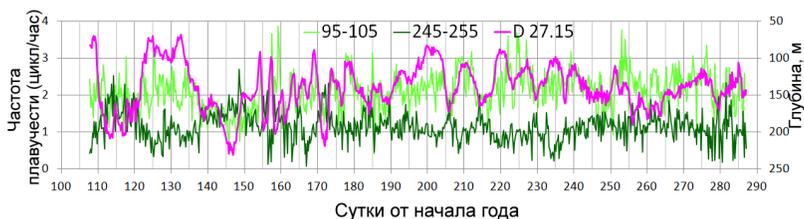


Рис. 3. Временные ряды частоты плавучести (цикл/час) в слоях 95–105 м (светло-зеленая линия) и 245–255 м (темно-зеленая линия) и глубина (м) изопикнической поверхности 27.15 кг/м<sup>3</sup> (розовая линия).

95–105 и 245–255 м составляют –0.4 и 0.54 соответственно. В среднем частота плавучести вдвое меньше на глубине 250 м, чем на глубине 100 м, но в периоды опускания изопикнических поверхностей ее значения на этих глубинах весьма близки (рис. 3).

На основе статистического анализа данных автономного профилографа «Аквалог», установленного на континентальном склоне побережья южного Приморья со стороны Японии с середины апреля по середину октября 2015 г., получены следующие результаты:

1. На горизонтах 64–120 м наблюдались интрузии теплых и соленых (вероятно, трансформированных субтропических) вод и холодных и распресненных вод (вероятно, вод Приморского течения), изредка – теплых и распресненных, вероятно прибрежных, вод. Для обоснования предложенной интерпретации планируется дополнить полученные зависимости анализом спутниковых данных в период измерений.

2. Глубже 100–150 м термохалинные аномалии связаны, преимущественно со смещениями изопикнических слоев по вертикали.

3. Слой 120–200 м разделяет по вертикали воды с противофазными изменениями плотностной стратификации (усиление/ослабление) на синоптическом и мезо- масштабных.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00899 и гранта № 18-И-01 Комплексной программы фундаментальных научных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» на 2018 г.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Островский, А.Г., Зацепин А.Г., Соловьёв В.А., Цибульский А.Л., Швоев Д.А. Автономный мобильный аппаратно-программный комплекс вертикального зондирования морской среды на заякоренной буйковой станции // Океанология. 2013. Т. 53. № 2. С. 259–268.
2. Трусенкова О.О., Лазарюк А.Ю., Островский А.Г., Лобанов В.Б., Каплуненко Д.Д. Короткопериодная изменчивость вертикальной стратификации вод на континентальном склоне в районе залива Петра Великого (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2018. № 1. С. 49–59.
3. Лазарюк А.Ю., Каплуненко Д.Д., Островский А.Г., Лобанов В.Б., Трусенкова О.О., Ладыченко С.Ю. Экспериментальные исследования изменчивости термохалинной структуры вод над континентальным склоном северо-западной части Японского моря // Океанологические исследования. 2017. № 45. С. 33–51.

**ДОЛГОПЕРИОДНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СИСТЕМЫ  
КРУПНОМАСШТАБНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ И  
МЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ КАК ЯВЛЕНИЕ  
САМООРГАНИЗАЦИИ**

**Федотов А.Б.**

*Институт природно-технических систем РАН, ул. Ленина, 28, 299006,  
г. Севастополь, e-mail: [fedotov57@mail.ru](mailto:fedotov57@mail.ru)*

Using numerical simulation of two-layer ocean with the layer depths corresponding to real oceanic conditions under the outer stationary vorticity flux and constant dissipation factors the investigation of the development of a large-scale circulation has been provided.

Доклад посвящен исследованию эволюции океанических течений в рамках классической квазигеострофической вихреразрешающей численной двухслойной модели циркуляции под воздействием стационарного пространственно неоднородного ветра. Использовалась модель эволюции потенциального вихря в двухслойной жидкости для случая глубин верхнего слоя 100 м, нижнего – 3866 м, численные эксперименты выполнялись в квадратной расчетной области с разрешением 513 узлов сетки по каждой из сторон квадрата, размер расчетной области был принят равным 3840 км, горизонтальный масштаб длины  $L = 611$  км, тогда, при  $\beta = 2.0 \cdot 10^{-11} \text{ м}^{-1}\text{с}^{-1}$ , масштаб скорости равен  $U = 7.46 \text{ м с}^{-1}$ , масштаб времени  $T = 0.95$  суток, пространственный шаг сетки расчетной области при данном разрешении равнялся 7.5 км, значения безразмерного коэффициента бигармонической вязкости для обоих слоев было выбрано равным  $1.0 \cdot 10^{-8}$ .

Представлены результаты численного моделирования океана на стадии эволюции поля течений под действием пространственно неоднородного постоянного ветра при постоянных параметрах диссипации: придонного трения и коэффициента бигармонической вязкости. Обращает на себя внимание квазипериодический процесс самопроизвольной интенсификации зонального струйного течения с последующим уменьшением его интенсивности [1].

Данный квазипериодический процесс связан с поочередной генерацией циклонических и антициклонических вихрей как проявление бароклинной неустойчивости в районе восточной оконечности струйного

течения, которые затем движутся в западном направлении. В процессе своего движения на запад эти вихри ослабевают и поглощаются у западного берега крупномасштабным течением, этот процесс относительно высокочастотный, он не приводит к изменению полной энергии системы, и ему условно можно приписать «локальный» характер неустойчивости, при этом он хорошо представлен на периодограмме временного хода положения центра масс спектра энтрофии для верхнего слоя.

Квазипериодический процесс усиления и ослабления собственно зонального струйного течения, сопровождающийся накоплением энергии в струе, является долгопериодным, а также он отражает сложные нелинейные процессы, связанные с изменением структуры пространственного спектра полей системы течений. Сам характер изменчивости пространственного спектра позволяет говорить о признаках самоорганизационных процессов в системе крупномасштабной циркуляции. Критерием самоорганизационных процессов являются осцилляции ширины спектра энтрофии, диагностируемые посредством оценки положения центра масс спектра энтрофии [2]. А именно, сужение пространственного спектра энтрофии блокирует поступление энтрофии и энергии в диссипативный интервал, что в свою очередь приводит к росту полной удельной энергии течений, максимальное значение полной энергии достигается в системе приблизительно через 70 суток с момента максимального сужения пространственного спектра энтрофии. И наоборот, расширение спектра в режиме «свободной турбулентности» как фазы прекращения «когерентного» режима обеспечивает увеличение спектрального потока энергии и энтрофии в диссипативный спектральный интервал с последующим уменьшением полной энергии системы.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Федотов А.Б. Анализ временных масштабов долгопериодной изменчивости ветровой океанической циркуляции в двухслойном океане // Системы контроля окружающей среды. 2017. № 10 (30). С. 96–101.
2. Ларичев В.Д., Федотов А.Б. Явление самоорганизации в геострофической турбулентности на  $\beta$ -плоскости // Доклады АН СССР, 1988. Т. 298. № 4. С. 971–975.

## МЕЗОМАСШТАБНЫЕ ОКЕАНИЧЕСКИЕ ФРОНТЫ И БИОЛОГИЧЕСКАЯ ПРОДУКТИВНОСТЬ

**Флинт М.В., Поярков С.Г., Суханова И.Н.**

*Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: [flint@ocean.ru](mailto:flint@ocean.ru)*

Феномен высокой биологической продуктивности, ассоциированной с крупномасштабными фронтальными зонами, известен давно, главным образом, благодаря исключительно высокой эффективности морского рыбного промысла в районах фронтальных зон. Фронтальная зона Куроисио, Субтропическая фронтальная зона, некоторые районы Полярного фронта и многие другие фронтальные области Океана многие десятилетия были районами, дававшими огромный вклад в мировой промысел. При всем этом механизмы формирования высокой продуктивности в крупномасштабных океанических фронтальных зонах до настоящего времени остаются недостаточно понятными. Значительная роль фронтальных зон, поперечные масштабы которых характеризуются величинами от нескольких километров до нескольких десятков километров, в функционировании пелагических экосистем стала очевидна сравнительно недавно. Основных причин внимания к этому явлению было две. Первая – невозможность «свести» баланс при расчетах первичной продукции органического вещества и его деструкции (в том числе возможностей промыслового изъятия биологических ресурсов) при анализе региональных экосистем. Вторая связана с необходимостью внутрирегионального регулирования промысловой нагрузки и ведения особого режима на ключевых акваториях. С точки зрения научного подхода к проблеме ее можно условно разделить на три составляющих: локализация и типизация мезомасштабных фронтальных зон; механизмы формирования биологической продукции в мезомасштабных фронтальных зонах; роль мезомасштабных фронтальных зон в общей биологической продуктивности региона.

Изучение связей среда – биота в морских пелагических экосистемах с учетом малого пространственного масштаба явлений и процессов, ассоциированных с фронтами, – задача чрезвычайно трудоемкая и не всегда решаемая надлежащим образом в силу необходимости синхрон-

ной оценки целого ряда гидрофизических, гидрохимических и биологических параметров. Мы остановимся лишь на тех типах мезомасштабных океанических фронтов, которые достаточно изучены с точки зрения указанных выше составляющих проблемы. Это: эстуарные фронты ( $\Phi_1$ ); приливные фронты ( $\Phi_2$ ); фронты, связанные с адвекцией на шельф инородных по характеристикам вод, включая поверхностные опресненные «линзы», формирующиеся под воздействием речного стока ( $\Phi_3$ ); фронты, ассоциированные с континентальным склоном ( $\Phi_4$ ). Некоторые типы мезомасштабных фронтов ( $\Phi_2$ ,  $\Phi_3$ ,  $\Phi_4$ ) являются областями, где благодаря локальным особенностям вертикальной циркуляции постоянно поддерживаются высокие концентрации биогенных элементов в эвфотической зоне, что обеспечивает высокие уровни первичной продукции и биомассы фитопланктона. Значения этих величин во фронтальных зонах многократно (до порядка величин) превосходят фоновые значения, характерные для региона. В других ситуациях мезомасштабные фронты проявляются как резкие границы областей с высокой продукцией и биомассой планктонных водорослей ( $\Phi_1$ ,  $\Phi_4$ ). Особенности локальной циркуляции приводят к формированию в областях фронтов перечисленных типов высокой концентрации зоопланктона, прежде всего растительноядных форм, с биомассой также многократно превышающей фоновые величины. Особенности распределения максимумов первичной продукции и биомассы «первопищи», с одной стороны, и максимума первичных консументов, растительноядного зоопланктона, с другой, их пространственно-временное сопряжение обеспечивает необыкновенно эффективную утилизацию новосинтезированного органического вещества на базовых трофических уровнях пелагических экосистем. По сути, в областях мезомасштабных фронтов формируются естественные локальные «биологические культиваторы», в которых особенности мезомасштабной циркуляции обеспечивают постоянное поступление «свежих» биогенных элементов в эвфотический слой, высокую первичную продукцию и биомассу фитопланктона и концентрацию зоопланктона, что в совокупности определяет высокую годовую продукцию локальной экосистемы. Механизмы формирования высокой биологической продукции в областях мезомасштабных фронтов универсальны для низкоширотных, бореальных и арктических районов океана. Для ряда хорошо изученных высокопродуктивных морских регионов возможно сделать оценки вклада процессов, ассоциированных с мезомасштабными фронтами, в общую биологическую продуктивность. При общей площади мезомасштабных фронтов около 5–6% от площади морского региона их вклад в первичную продукцию достигает 23–25%,

а во вторичную продукцию – более 30% от общей региональной продукции. Насколько важна продукция, формирующаяся в областях мезомасштабных фронтов, для организмов высших трофических уровней, в том числе и представляющих промысловый интерес? Безусловно, важна, и об этом говорит тяготение морских птиц, млекопитающих и промысла к этим узким ключевым участкам экосистем. Здесь мы приведем, пожалуй, одно из самых старинных документированных доказательств этого тяготения. В дневниках промысловиков морского зверя в Беринговом море, датированных концом 18 века, написано: «Наиболее предпочитаемая морскими котиками область откорма, всегда дающая хорошую добычу, лежит на очень небольшом расстоянии мористее изобаты 100 морских саженей (180 м), там, где глубина моря резко увеличивается» (цит. по LUCAS, Зверовой промысел в Беринговом море. 1899). Это и есть область склонового фронта, поперечный масштаб которого составляет всего 10–15 км.

Исследования выполнены в рамках Проекта РНФ №14-50-00095 и Проектов РФФИ №16-05-00045 №16-05-00055.

## НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПЕРЕНОСА ЧАСТИЦ МИКРОПЛАСТИКА В МОРСКОЙ СРЕДЕ

Хатмуллина Л.И.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, тел.+7 499 124-1301,

<sup>2</sup> Балтийский федеральный университет им. И. Канта, ул. А. Невского, 14,  
236041, г. Калининград, тел.+7 401 259-5595  
e-mail: [liliakhatmullina@gmail.com](mailto:liliakhatmullina@gmail.com)

The report compares physical properties of microplastics and other marine particles previously described in the literature; indicates the main directions of numerical modeling of microplastics transport in the marine environment and enumerates already surveyed aspects of microplastics dynamics necessary for reliable modeling.

В настоящее время мелкие частицы пластика, упоминающиеся в литературе как микропластик (МП, <5 мм) [1], встречаются во всех частях мирового океана: от областей конвергенции глобальных океанических круговоротов до Ледовитого океана, от поверхности воды до глубоких донных отложений [2]. Загрязнение микропластиком вызывает большое беспокойство из-за способности частиц к переносу на большие расстояния и потенциальной угрозы МП для морских экосистем [3, 4].

Частицы МП имеют различную плотность, формы и размеры, и лишь в некоторой степени похожи на изучавшиеся ранее природные частицы, такие как зерна натуральных осадков, фитопланктон, фекальные таблетки, морской снег, а также другие загрязнители мирового океана. Плотности исходных типов пластмасс варьируют от 0.05 до 2.1 г/см<sup>3</sup> [5]. В результате производственного процесса плотность изделия, а впоследствии и фрагмента пластикового мусора, может значительно отличаться от табличного значения. Частицы МП крайне разнообразны по форме, которые в целом можно разделить на квази-одномерные (волокна, нити), квази-двумерные (пленки, хлопья, плоские фрагменты) и трехмерные (фрагменты неправильной формы, сферические, цилиндрические, овоидные частицы) [5]. Форма частицы является важным и часто наиболее сложным для численного описания параметром, определяющим ее гидродинамику. Природные частицы характеризуются либо более узким диапазоном плотностей, либо имеют менее разнообразный спектр форм, в отличие от МП. Кроме того физиче-

ские свойства МП могут изменяться со временем нахождения частиц в морской среде вследствие процессов биообращения, выветривания, механического разрушения и других внешних воздействий [6, 7]. В результате физические транспортные характеристики МП сложны и очень специфичны [5, 8] и МП можно назвать качественно новым типом частиц в морской среде.

Несмотря на то, что в последние годы многочисленными исследовательскими группами ведется активная работа по исследованию содержания частиц МП в различных акваториях Мирового Океана, понимание глобального баланса между источниками и стоками морского пластикового мусора до сих пор является неполным, а также отсутствуют удовлетворительные по точности оценки количества мусора, присутствующего в Мировом океане [9]. Численное моделирование является одним из перспективных инструментов для выработки необходимого целостного взгляда на МП (как и на пластиковый мусор в целом) в океане. В свою очередь, моделирование должно быть основано на ясной концепции динамики МП в реальной среде. Перенос плавучих фрагментов пластика и микропластика в глобальном и региональном масштабе в основном изучается с использованием пассивных лагранжевых трассеров. Таким образом было продемонстрировано скопление пластика в районах глобальных океанических круговоротов [9], а также выявлен возможный путь переноса частиц МП северо-атлантической ветвью термохалинной циркуляции в Ледовитый океан [10]. Трехмерное моделирование МП в морской среде представляет собой более сложную задачу ввиду недостатка необходимых параметризаций динамики МП, основанных на полевых наблюдениях или лабораторных данных. На данный момент в этом направлении были сделаны следующие шаги: получены экспериментальные данные по взмучиванию производственных гранул МП [11]; изучено влияние ветрового перемешивания и скорости всплытия частиц на вертикальное распределение МП в поверхностном слое [12]; аналитически оценено влияние парусности на перенос плавучих частиц [5]; автором доклада, а также зарубежными коллегами были произведены оценки скоростей осаждения частиц МП различной формы [13, 14]; путем применения одномерной теоретической модели было продемонстрировано осциллирующий характер вертикальных движений частиц МП, обросших биологической пленкой, в ответ на периодические изменения условий среды [7]. Поведение других частиц в водном столбе (например, природных осадочных зерен) широко и давно изучается в области седиментологии и гидродинамики [15]. Вдумчивое применение существующих знаний о других частицах с учетом упомянутых особенностей МП может служить необходимой теоретической основой для изучения переноса МП [5, 16].

Доклад подготовлен при поддержке гранта РФФИ № 18-35-00553 «Исследование процесса осаждения различных типов частиц морского микропластика».

## ЛИТЕРАТУРА

1. Arthur C., Baker J.E., Bamford H.A. Proceedings of the International Research Workshop on the Occurrence, Effects, and Fate of Microplastic Marine Debris // September 9–11, 2008, University of Washington Tacoma, Tacoma, WA, USA. 2009.
2. Do Sul J.A.I., Costa M.F., Fillmann G. Microplastics in the pelagic environment around oceanic islands of the Western Tropical Atlantic Ocean // *Water, Air, & Soil Pollution*. 2014. Vol. 225. No. 7. C. 2004.
3. Cole M. et al. Microplastics as contaminants in the marine environment: a review // *Marine pollution bulletin*. 2011. Vol. 62. No. 12. P. 2588–2597.
4. Wright S.L., Thompson R.C., and Galloway T.S. The physical impacts of microplastics on marine organisms: a review // *Environmental pollution*. 2013. Vol. 178. P. 483–492.
5. Chubarenko I. et al. On some physical and dynamical properties of microplastic particles in marine environment // *Marine pollution bulletin*. 2016. Vol. 108. No. 1–2. P. 105–112.
6. Jahnke A. et al. Reducing uncertainty and confronting ignorance about the possible impacts of weathering plastic in the marine environment // *Environmental Science & Technology Letters*. 2017. Vol. 4. No. 3. P. 85–90.
7. Kooi M. et al. Ups and downs in the ocean: effects of biofouling on vertical transport of microplastics // *Environmental Science & Technology*. 2017. Vol. 51. No. 14. P. 7963–7971.
8. Zhang H. Transport of microplastics in coastal seas // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2017.
9. Hardesty B.D. et al. Using numerical model simulations to improve the understanding of micro-plastic distribution and pathways in the marine environment // *Frontiers in Marine Science*. 2017. Vol. 4. P. 30.
10. Cózar A. et al. The Arctic Ocean as a dead end for floating plastics in the North Atlantic branch of the Thermohaline Circulation // *Science advances*. 2017. Vol. 3. No. 4. P. e1600582.
11. Ballent A. et al. Physical transport properties of marine microplastic pollution // *Biogeosciences Discussions*. 2012. Vol. 9. No. 12.
12. Reisser J.W. et al. The vertical distribution of buoyant plastics at sea: an observational study in the North Atlantic Gyre. 2015.
13. Khatmullina L., Isachenko I. Settling velocity of microplastic particles of regular shapes // *Marine pollution bulletin*. 2017. Vol. 114. No. 2. P. 871–880.
14. Kowalski N., Reichardt A.M., Waniek J.J. Sinking rates of microplastics and potential implications of their alteration by physical, biological, and chemical factors // *Marine pollution bulletin*. 2016. Vol. 109. No. 1. P. 310–319.
15. Soulsby R. Dynamics of marine sands: a manual for practical applications. Thomas Telford, 1997.
16. Filella M. Questions of size and numbers in environmental research on microplastics: methodological and conceptual aspects // *Environmental Chemistry*. 2015. Vol. 12. No. 5. P. 527–538.

## ИССЛЕДОВАНИЕ СТОКА РЕКИ ШАХЕ В ЧЕРНОЕ МОРЕ ДИСТАНЦИОННЫМИ И КОНТАКТНЫМИ СРЕДСТВАМИ

**Хлебников Д.В., Иванов А.Ю., Коновалов Б.В.,  
Терлесева Н.В.**

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, тел. +7 499 124-1301,  
e-mail: [dx@ocean.ru](mailto:dx@ocean.ru)*

Preliminary results of researches on data of an expedition «The Black Sea – 2018» onboard R/V «Ashamba» on May 30 – June 03, 2018, a stage No.6 [1] of Institute of oceanology of P.P. Shirshov RAS (IO RAS) connected with use of new remote-sensing instruments of the sea along with contact means when studying a carrying out of the river Shakhe in the Black Sea are presented in the report.

В докладе представлены предварительные результаты исследований по данным экспедиции «Черное море – 2018» на НИС «Ашамба» 30 мая – 03 июня 2018, этап № 6 [1] Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН), связанные с применением новых средств дистанционного зондирования моря одновременно с контактными средствами при изучении плюма реки Шахе в Черном море.

Стоки малых рек побережья Кавказа Черного моря в областях выноса речных масс и их перемешивания с основными черноморскими водами чаще всего представляют собой субмезомасштабные и мезомасштабные структуры [2]. Несмотря на значительный объем уже проведенных ранее исследований и накопленных данных [3], в связи с развитием новых технических средств изучения морей как дистанционными (например, с помощью сенсоров ИСЗ серий Sentinel 1, 2, 3 или, например, модульных портативных пиromетров), так и контактными средствами, проведение новых экспедиций и исследований в этих зонах шельфа Черного моря представляет значительный научный интерес. Так, одной из нерешенных до сих пор задач является точная интерпретация или «расшифровка» так называемых «сликов» на радарных спутниковых снимках прибрежной зоны моря, которые могли быть вызваны как сильными температурными контрастами речного выноса с окружающим его морем с соответствующими

щим приводным ветром не более 5–6 м/с, так и наличием на поверхности моря пленок антропогенного происхождения [4, 5].

Одновременное использование различных средств исследования субмезомасштабных и мезомасштабных структур речных выносов в море, возможно, является одним из путей решения обозначенной выше проблемы. С этой целью в прибрежной экспедиции «Черное море – 2018» в Лазаревском районе г. Сочи на НИС «Ашамба» 29 мая – 3 июня 2018 г. [1] применялся комплекс аппаратуры для дистанционных и контактных измерений (см. ниже). В экспедиции отработывалась методика совместного дистанционного сбора экспериментальных данных по полям температуры приповерхностного слоя моря и полям приводного ветра с борта НИС «Ашамба». Эксперимент был проведен на полигоне в прибрежной зоне у п. Головинка (вынос реки Шахе) 1 и 2 июня 2018 г. Для дистанционных измерений температуры поверхностного слоя моря использовался портативный инфракрасный пирометр «Кельвин АРТО 350Ц» российской фирмы «Евромикс» ([www.zaouromix.ru](http://www.zaouromix.ru)) вместе с калибровкой in-situ по температуре морской воды STD-зондом YSI 6600 ([www.ysi.com](http://www.ysi.com)). Для эффективной интерпретации «сликов» и фронтов, вызванных влиянием контраста по температуре [6], проявленных на снимках радаров с синтезированной апертурой (САР) с ИСЗ Sentinel-1, необходимо также учитывать приводный ветер [7]. В экспедиции для измерения силы и направления ветра была задействована метеостанция RB200 фирмы AirMar ([www.airmartechology.com](http://www.airmartechology.com)).

С целью исследования имеющихся в выносе реки Шахе гидробиологических структур из поверхностного слоя моря брались пробы для последующего лабораторного анализа на концентрацию взвешенного органического вещества, взвешенного минерального вещества, хлорофилла и пигментного индекса фитопланктона [1].

Измерения в море проводились одновременно с пролетом над полигоном европейских ИСЗ Sentinel-1B и Sentinel-2A. Ниже демонстрируются снимки полигона радаром с синтезированной апертурой (САР), с ИСЗ Sentinel-1B ([www.ecoruspace.me](http://www.ecoruspace.me)) и оптическим сканером MCI с ИСЗ Sentinel-2A ([www.sentinel.esa.int](http://www.sentinel.esa.int)).

Дистанционные измерения температуры поверхностного слоя моря с частотой 1 Гц проводились с помощью выносного датчика пирометра «Кельвин АРТО 350Ц», укрепленного на выносной штанге на носу НИС «Ашамба» и направленного на невозмущенную судном зону моря впереди по ходу судна. Пространственное разрешение исходных данных по температуре составляло ~5 м. Одновременно температура и соленость в приповерхностном слое измерялись вдоль курса НИС по-

средством CTD зонда YSI 6600, находящегося в проточной зондирующей системе, расположенной на палубе (1). Морская вода отбиралась с глубины около 0,5 м. Частота опроса датчиков CTD зонда составляла 1 Гц. Пространственное разрешение исходных данных по температуре и солености составило ~100 м.

На полигоне 01.06.2018 средняя поправка пирометра на погрешность измерений в сравнении с CTD-зондом YSI 6600 в проточной системе равна 1,8°C, что соответствует техническим характеристикам пирометра, дисперсия поправки равна 0,40, коэффициент корреляции данных по температуре пирометра с данными CTD-зонда после поправки погрешности по температуре равен 0,6. На полигоне 02.06.2018 средняя поправка пирометра на погрешность измерений с CTD-зондом YSI 6600 в проточной системе равна 1,9°C, что соответствует техническим характеристикам пирометра, дисперсия поправки равна 0,20, коэффициент корреляции данных по температуре пирометра с данными CTD-зонда YSI 6600 после поправки погрешности по температуре равен 0,65. Таким образом, данные измерений портативным инфракрасным пирометром «Кельвин АРТО 350Ц» после калибровки практически соответствуют данным с CTD-зонда YSI 6600.

Гидрофизические поля субмезомасштабной структуры приповерхностного слоя прибрежных вод на полигоне в районе выноса реки Шахе определялись расположением плюма этой реки. В первый день измерений 01.06.18 июня плюм Шахе занимал большую площадь к северу и югу от речного устья. Вдольбереговая протяженность плюма составляла 3 км, а поперечная берегу – 1 км, минимальные измеренные значения температуры в 100 м от речного устья были равны 21°C, а солености – 12. Во второй день измерений 02.06.18 форма и площадь плюма Шахе существенно изменились вследствие ветрового воздействия. Приустьевая соленость в нем повысилась до 14. Плюм не распространялся в обе стороны относительно речного устья, а, напротив, был вытянут на 1 км во вдольбереговом направлении. Южная граница плюма была четко выражена и характеризовалась сильными градиентами солености и температуры от 14 и 21.5°C в приустьевой зоне плюма до 18 и 22.5°C в море на расстоянии ~100 м [1].

Дистанционные снимки полигона на ИСЗ серий Sentinel были получены 02.06.18. На снимке CAP с ИСЗ Sentinel-1В в центре кадра снимка хорошо виден оконтуренный фронт плюма реки Шахе (расположенный справа от выноса и более темной на фоне гор). На оптическом снимке с Sentinel-2А также отчетливо прослеживается плюм вследствие повы-

шенного рассеяния света минеральной взвесью в стоке реки, что также показали измерения проб *in-vitro* в ИО РАН.

Гидрофизические поля субмезомасштабной структуры выноса реки Шахе на полигоне 02.06.18, построенные при использовании различных сенсоров, как дистанционного зондирования, так и *in-situ*, дают тождественные по форме и площади плюма результаты, что позволяет говорить о возможности дальнейшего эффективного использования как портативных модульных пирометров на борту НИС, так и средств САР ИСЗ для исследования зон смешения выносов рек с основными морскими водными массами. При этом использование портативных модульных пирометров дает значительно лучшее пространственное разрешение по сравнению с датчиками ИСЗ по температуре, а использование САР ИСЗ возможно позволит в любую погоду и в любое время суток фиксировать положение и форму плюмов морских выносов рек.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Осадчиев А.А. и др. Малые реки Черного моря. Этап №6. Отчет об экспедиции «Черное море-2018» на НИС «Ашамба». М.: ИО РАН, 2018.
2. Завьялов П.О., Маккавеев П.Н., Коновалов Б.В. и др. Гидрофизические и гидрохимические характеристики морских акваторий у устьев малых рек российского побережья Черного моря // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 3. С. 293–308.
3. Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Митягина М.И., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. М.: ИКИ РАН, 2011. 471 с.
4. Иванов А.Ю. Стики и плёночные образования на космических радиолокационных изображениях // *Исслед. Земли из космоса*. 2007. № 3. С. 73–96.
5. Хлебников Д.В., Иванов А.Ю., Коновалов Б.В., Терлеева Н.В. Исследование выноса реки Мзымта в Черном море дистанционными (оптическими и радиолокационными) и спектрофотометрическими лабораторными методами // *Труды IX Всероссийской конференции «Современные проблемы оптики естественных вод» (ONW-2017)*. СПб, 20–22 сентября 2017.
6. Федоров К.Н., Гинзбург А.И. Приповерхностный слой океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 303 с.
7. Askari F., Geernaert G.L., Keller W.C., Raman S. Radar imaging of thermal fronts // *Int. J. Rem. Sens.* 1993. Vol. 14. P. 275–294.

## **НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРИДОННОЙ СОЛЕНОЙ ВОДЫ В БОРНХОЛЬМСКОМ БАССЕЙНЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ**

**Царев В.А., Динь Н.Х.**

*Институт морских информационных систем и геотехнологий, Российский  
государственный гидрометеорологический университет, Санкт Петербург,  
192007, Россия, Санкт-Петербург, Воронежская улица, дом 79,  
тел.+7 812 372-5080, e-mail: tsarev@rshu.ru*

Major inflows into the Baltic sea forms intensive bottom salt water flows spreading into central part of the sea. That process is investigated by numerical calculations. From calculations the bottom salt water spreads in the Bornholm Basin near the Bornholm Island boundary along sea bottom isobaths. With distance the flow is divided on some branches.

В период главных Балтийских затоков формируются интенсивные потоки придонных соленых вод, распространяющиеся в центральную часть моря. Данные потоки играют важную роль в формировании поля солености и в осуществлении аэрации придонных вод в котловинах центральной части моря. Особенностью топографии Балтийского моря является то, что его дно представляет собой совокупность относительно глубоководных котловин, сообщающихся мелководными проливами. При распространении придонной соленой воды в центральную часть Балтики происходит последовательное движение соленой воды от одной котловины к другой. В процессе распространения соленой воды в котловинах происходит ее взаимодействие с окружающей водой, в результате чего меняется и соленость, и содержание кислорода. Степень трансформации соленой воды в котловинах влияет на характер ее распространения к центральной части моря и на ее способность к обновлению придонных вод котловин. Борнхольмский бассейн представляет собой первую глубоководную котловину, куда распространяется соленая придонная вода из Арконского бассейна. Это определяет важность изучения процесса распространения и трансформации соленой воды в Борнхольмском бассейне. Используемая модель включает совокупность моделей протекающих при затоках взаимосвязанных процессов. Основной является, модель придонных

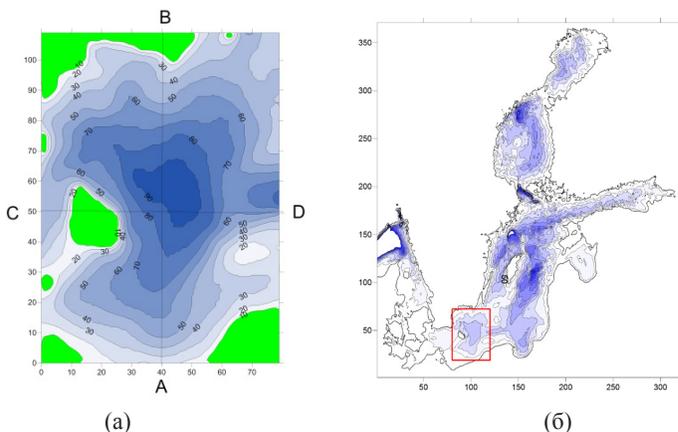


Рис. 1. Модельная область с распределением глубины (а) и ее расположение в Балтийском море (б).

плотностных потоков. Кроме этого используется модель формирующихся при затоках через Датские проливы баротропных течений. Также используется модель, описывающая формирование придонного пампинга, возникающего при распространении придонного плотностного потока. Для описания возникающих под влиянием пампинга баротропных и бароклинических процессов, также используются специальные модели приспособления. При моделировании основная расчетная область включает Борнхольмский бассейн (рис.1). Однако при расчетах баротропных течений, обусловленных затоком через Датские проливы, используется расчетная область, включающая все Балтийское море. Это вызвано тем, что формирование течения определяется процессом распространения баротропной длинной волны, характеристики которой в Борнхольмском бассейне зависят от особенностей отражения и трансформации волны на других участках моря. Исследовались особенности распространения и трансформации в Борнхольмском бассейне соленой воды, образованной в результате действия главного балтийского затока, происходящего в январе 2003 г.

В качестве начальных данных использовались натурные данные о распределении солености и температуры воды в Борнхольмском бассейне для декабря 2002 г. [1]. На левой границе в придонном пятнадцатиметровом слое на период затока соленость задавалась равной 25 рml. На правой границе использовалось условие равенства нулю нормальной производной  $\frac{\partial s}{\partial n} = 0$ . Такое же соотношение использовано в качестве граничных условий на твердой границе.

По расчетам придонная соленая вода распространяется из Арконского бассейна вдоль южного контура Борнхольмского пролива в виде узкого потока. Через несколько дней он достигает Борнхольмский бассейн, где продолжает движение к югу вдоль восточной боковой границы острова Борнхольм. Направление его движения в основном совпадают с направлением изобат. С расстоянием ширина потока возрастает. При этом левая часть потока смещается к области с изобатами, имеющими направление, отличное от направления изобат в области основной части

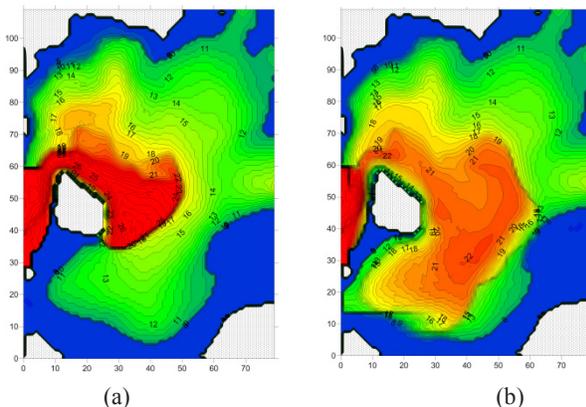


Рис. 2. Рассчитанное распределение солёности придонной соленой воды 30.01.2003 (а) и 5.02.2003 (б).

потока. В результате придонный поток разделяется на новые ветви (рис. 2). Основной поток и его ветви продолжают распространяться преимущественно вдоль изобат, но на разных глубинах.

Толщина основного слоя придонной соленой воды близка к 10 м (рис. 3). Распространение придонного потока соленой воды формирует подъем изохалин и уровня моря. Это приводит к формированию

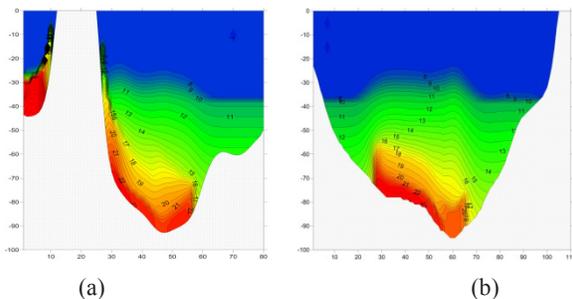


Рис. 3. Распределение солёности на сечениях АВ (а) и CD (б) 30.01.2003.

баротропных и бароклинных процессов приспособления и связанной с ними горизонтальной циркуляции. Полученные модельные результаты сопоставляются с доступными данными натурных наблюдений [1].

Для оценки влияния баротропных течений на распространение придонных соленых вод в Бассейне расчеты были повторены при пренебрежении баротропными течениями. По результатам расчетов на начальном этапе баротропные течения приводят к более быстрому достижению соленой водой Борнхольмского бассейна. Позже, когда баротропные течения меняют направление на противоположное, объем поступающей соленой воды существенно уменьшается.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Piechura J., Beszczyńska Moller A. Inflow waters in the deep regions of the southern Baltic Sea – transport and transformations // *Oceanologia*. 2003. Vol. 45 (4). P. 593–621.

## ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОДЕРЖАНИЯ БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ (РАЙОН ГЕЛЕНДЖИКА)

**Часовников В.К., Чжу В.П., Очередник О.А., Петров И.Н.**

*Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36,  
тел.+7 6141 28-069, e-mail: chasovn@mail.ru*

We carried out the estimation of the content of various forms of biogenic elements in the coastal zone of the Black Sea in 2017. We also analysed the the variability of chemical parameters during this period, and compared the biogenic regime between different water areas. We obtained quantitative estimates of the level of anthropogenic load on the investigated water areas.

В докладе представлены результаты регулярных наблюдений за содержанием биогенных элементов (БЭ) в прибрежной зоне Черного моря, в 2017 г. Мониторинговые наблюдения проводились в реперных точках – в Голубой и Геленджикской бухтах. Отбор проб осуществлялся до четырех раз в месяц, даты наблюдений и пример изменчивости содержания кремния представлен на рис. 1.

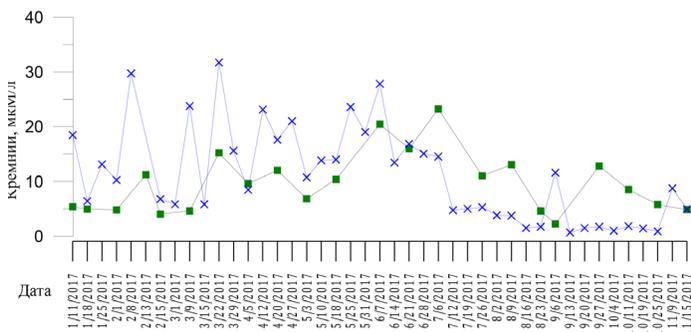


Рис. 1. Мониторинговые наблюдения за содержанием кремния в реперных точках.

Программа мониторинга включала в себя комплекс стандартных гидрохимических исследований: растворенный кислород, рН, щелоч-

ность, фосфор фосфатный и валовый/органический, кремний, азот нитратов, нитритов, аммонийный и валовый/органический [1]. Выполнено 1050 химических анализов.

Целью данной работы было исследование изменчивости биогенных элементов в прибрежной зоне Черного моря в районах с различной степенью антропогенной нагрузки и выявление трендовых составляющих содержания БЭ как в межгодовом, так и в сезонном масштабе. Выполненные исследования позволили выделить особенности режима биогенных элементов и их изменчивость в текущем году и сравнить их с предыдущими результатами [2, 3, 4].

В таблице 1 представлены полученные данные, которые позволяют оценить изменчивость на сезонном и внутрисезонном уровне, а также различия в концентрациях элементов между различными акваториями. Сравнительный анализ содержания и динамики биогенных элементов в Геленджикской бухте и на открытом побережье в районе Голубой бухты показывает, что гидрохимический режим этих акваторий отличается существенным образом.

Для Геленджикской бухты следует отметить повышенный фон содержания химических параметров, в первую очередь для форм фосфора и нитритов (табл.1). Установлено, что расхождения наблюдаемого гидрохимического фона между двумя бухтами в 2017 г. составляет: для фосфатов в 2,5 раза, валового фосфора – 2 раза, нитритов – 6.8 раза, нитратов и аммонийного азота в 2 раза. Сезонная изменчивость в Геленджикской бухте характеризуется более значительными колебаниями величин, по сравнению с их более сглаженным ходом для акватории Голубой бухты.

В 2017 г. исследования в районах с различной степенью антропогенной нагрузки, выявили ухудшение экологического состояния вод в акватории Геленджикской бухты. Зафиксировано увеличение расхождения между концентрациями химических параметров по сравнению с Голубой бухтой.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-05-00381 «Роль придонного экмановского слоя на континентальном шельфе в поддержании аэробной зоны Черного моря».

Таблица 1. Диапазоны изменчивости и среднегодовые значения содержания химических параметров в Геленджикской и Голубой бухтах, 2017 г.

2017 год	Геленджикская бухта, <i>C(гел)</i>			Голубая бухта, <i>C(гол)</i>			Отношение значений $\frac{C(гел)}{C(гол)}$
	Мин.	Макс	Средние	Мин	Макс	Средние	
Температура, °С	6,4	27,7	16,5	7,3	28,0	16,8	1,0
Солёность ‰	13,20	18,95	16,53	12,6	19,49	16,16	1,0
Растворенный кислород, (O <sub>2</sub> ) мкМ	242,4	442,0	327,5	247,7	446,7	328,6	1,0
БПК <sub>5</sub> (мг/л)	0,20	2,36	1,04	0,29	1,78	0,89	1,2
Насыщенность кислородом, %	94,9	141,1	117,3	94,5	144,0	118,4	1,0
pH	8,03	8,44	8,22	8,02	8,43	8,22	1,0
Фосфаты (PO <sub>4</sub> ), мкМ	0,07	0,83	0,38	0,03	0,82	0,16	2,5
Фосфор общий, мкМ	0,15	2,53	0,89	0,11	1,84	0,44	2,0
Фосфор органический, мкМ	0,08	2,11	0,51	0,06	1,65	0,28	1,8
Кремний (Si), мкМ	2,27	23,24	9,64	0,70	31,73	11,13	0,9
Нитраты (NO <sub>3</sub> ), мкМ	1,26	31,21	13,00	0,01	22,96	6,56	2,0
Нитриты (NO <sub>2</sub> ), мкМ	0,13	4,48	0,96	0,00	0,48	0,14	6,8
Аммоний (NH <sub>4</sub> ), мкМ	1,24	7,33	3,09	0,50	5,46	1,53	2,0
Азот валовый (N <sub>tot</sub> ), мкМ	25,27	108,3	47,01	7,99	68,14	29,88	1,6
Азот минеральный (N <sub>min</sub> ), мкМ	2,99	39,48	17,05	0,76	26,99	8,23	2,1
Азот органический (N <sub>org</sub> ), мкМ	8,64	75,44	29,53	6,85	53,52	20,54	1,4

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бордовский О.К., Чернякова А.М. Современные методы гидрохимических исследований океана / М.: ИО РАН, 1992. 200 с.
2. Часовников В.К., Лукашев Ю.Ф. Гидрохимический режим прибрежной части Черного моря в районе Большого Геленджика // Сб. Комплексные исследования техногенного загрязнения в прибрежной зоне Кавказского шельфа Черного моря. Роскомнедра. Геленджик: ГП НИПИ Океангеофизика, 1994. С. 56–67
3. Часовников В.К. Гидрохимический режим акваторий с затрудненным водообменом в условиях антропогенной нагрузки // Проблемы управления и устойчивого развития прибрежной зоны моря. Геленджик. 2007. С. 295–298.
4. Часовников В.К., Якушев Е.В., Меньшикова Н.М., Чжу В.П., Куприкова Н.Л. Изменчивость биогенных элементов в прибрежной зоне черного моря // Комплексные исследования Черного моря. Москва: «Научный мир», 2011. С. 255–268.

## ТОНКАЯ СТРУКТУРА – НЕОТЪЕМЛЕМОЕ СВОЙСТВО МИРОВОГО ОКЕАНА, ГИДРОСФЕРЫ, АТМОСФЕРЫ И ДРУГИХ ПРИРОДНЫХ СИСТЕМ

Чашечкин Ю.Д.

*Институт проблем механики им. А.Ю. Ишлинского РАН, 117997, Москва,  
проспект Вернадского, д.101/1,  
тел/ факс: +7 (495) 4340192/+7 (499) 7399531, e-mail: chakin@ipmnet.ru*

The basis of the approach is the definition of a fluid as a deformable medium, the physical properties and motion of which are determined by the principles of mechanics and thermodynamics. Fluid flows are the coordinated transport of momentum, energy and matter, accompanied by the transformation of fields of physical quantities. Flows are described by a system of the fundamental equations, analyzed taking into account the compatibility conditions, the initial and boundary conditions. Examples are given.

Одним из запоминающихся моментов научной жизни океанографов 70-х годов прошлого века, времени создания новых инструментов, длительных рейсов, давших интересные экспериментальные результаты, формирования ярких идей, были научные дискуссии, посвященные обсуждению отдельных тем («Внутренние волны и турбулентность: что появилось ранее – курица или яйцо») и книг, среди которых заметное место занимали замечательные произведения К.Н. Федорова [1–3]. Некоторые из поднятых в них вопросов остаются неразрешенными до настоящего времени. Цель данного доклада – представить новую, масштабно инвариантную классификацию компонентов течений жидкостей на основе системы фундаментальных уравнений механики и термодинамики, а также требования к составу научной аппаратуры и организации океанологических исследований, обеспечивающие объективный контроль точности измерений.

Основа описания – определение жидкости как деформируемой среды, физические свойства и движение которой определяются принципами и механики, и термодинамики. Основу описания среды составляют термодинамические потенциалы, производные которых определяют традиционные физические величины – плотность, давление, энтропию, температуру, концентрации растворенных веществ

или взвешенных частиц и диссипативные параметры их молекулярного переноса – коэффициенты кинематической и динамической вязкости, температуропроводности и диффузии [4].

Течения жидкости определяются как согласованный перенос импульса, энергии и вещества, сопровождающийся трансформацией полей физических величин. Течения описываются системой фундаментальных уравнений для открытых систем, включающих действие внешних факторов – «источников» – аналогов законов сохранения базовых величин замкнутых систем [5–7] с физически обоснованными начальными и граничными условиями.

При анализе эволюции картины течений учитывается одновременное действие большого числа процессов, существенно различающихся по своей локализации и временной структуре: самых медленных, обусловленных молекулярным переносом, более быстрых, связанных с механическим перемещением водных масс (течениями), волновыми явлениями с характерной групповой скоростью, а также самых быстрых, связанных с прямым действием атомно-молекулярных взаимодействий (например, при уничтожении доступной потенциальной поверхностной или химической энергии). В силу многоуровненности процессов течения не переходят в установившиеся и постоянно эволюционируют.

Система уравнений анализируется с учетом условия совместности, определяющего ранг нелинейной системы, порядок ее линеаризованной версии и степень характеристического (дисперсионного) уравнения [8].

В основу классификации структурных компонентов течений положены полные решения линеаризованной системы фундаментальных уравнений, которая анализируется методами теории сингулярных возмущений. Полные решения системы включает группу регулярных решений, которые характеризуют волны различных типов. В волнах параметры локальной временной изменчивости полей физических величин (частота или период) связаны с мгновенными характеристиками пространственной структуры полей (длиной волны, волновым вектором) функциональным (дисперсионным) соотношением. Волновые поля характеризуются собственными скоростями переноса энергии и фазы, что служит основой их идентификации по данным измерений.

Богатая группа сингулярных решений определяет лигаменты – тонкоструктурные компоненты, поперечные масштабы которых определяется значениями кинетических коэффициентов и частотой волны (или скоростью течения). Лигаменты являются линейными предшественниками ударных волн, тонких компонентов полей и границ областей характерных видов структур (волн, вихрей, «турбулентных пятен») [9].

Лигаменты – наиболее распространенные компоненты течений, они присутствуют во всем доступном для наблюдения диапазоне временных масштабов – от самых медленных в течениях, индуцированных диффузией на топографии или ползущими телами [10], в полях периодических и присоединенных внутренних волн [11, 12], в следах позади быстро движущихся тел [13] (приводятся примеры визуализации различных течений).

Учет всего набора разнородных тонкоструктурных компонентов позволяет разрабатывать эффективные схемы численного расчета генерации и распространения волн различных типов, хорошо согласующихся с данными независимо выполненными экспериментов, в частности распространения внутренних волн в среде с произвольной стратификацией, и их отражения от критического уровня, на котором совпадают частоты волны и плавучести [14, 15].

Необходимое условие согласованности аналитического, численного и лабораторного моделирования динамики и структуры течений и волн различных типов [16] позволяет сформулировать обоснованные требования к технике и методике морских измерений, которая должна позволять не только определять значения физических величин, но и оценивать погрешность полученных данных непосредственно в ходе проведения измерений.

Один из перспективных методов контроля точности основывается на принципе избыточности, который реализуется при обеспечении одновременных измерений удельной электропроводности, температуры, давления, скорости звука, коэффициента оптического преломления для расчета плотности и других величин, входящих в различные уравнения состояния [17].

Совершенствование техники лабораторного моделирования позволяет проводить динамическую калибровку океанских приборов на моделях реальных процессов в непрерывно и дискретно стратифицированной среде, объективно оценивать погрешности определений основных физических величин и параметров процессов (в частности, амплитуд внутренних волн). Полученные объективные данные служат надежной основой описания состояния природных систем – атмосферы, гидросферы, Мирового океана и прогноза их эволюции.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российской академии наук (Программа фундаментальных исследований Президиума РАН I.2.49 «Взаимодействие физических, химических и биологических процессов в Мировом океане» проект АААА-А17-117121120015-8 «Математическое и лабораторное моделирование механизмов переноса и структуризации примесей в океане»).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Федоров К.Н. Тонкая термохалинная структура вод океана. Л.: Гидрометеоздат, 1976. 184 с.
2. Попов Н.И., Федоров К.Н., Орлов В.М. Морская вода. М.: Наука. 1979. 327 с.
3. Федоров К.Н., Гинзбург А.И. Приповерхностный слой океана. Л.: Гидрометеоздат, 1988. 304 с.
4. Wright D.G., Feistel R., Reissmann J.H., Miyagawa K., Jackett D.R., Wagner W., Overhoff U.C., Guder C., Feistel A., and Marion G.M. Numerical implementation and oceanographic application of the thermodynamic potentials of liquid water, water vapour, ice, seawater and humid air – Part 2: The library routines // *Ocean Sci.* 2010. Vol. 6. P. 695–718. [www.ocean-sci.net/6/695/2010/](http://www.ocean-sci.net/6/695/2010/) doi:10.5194/os-6-695-2010.
5. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Гидродинамика. Теоретическая физика: Т. VI. М.: Наука. Гл. ред. физ-мат. лит., 1986. 736 с.
6. Müller P. The equations of oceanic motions. Cambridge: CUP. 2006. 302 p.
7. Vallis G.K. Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics. Cambridge: CUP. 2006. 745 p.
8. Chashechkin Yu.D. Differential fluid mechanics – harmonization of analytical, numerical and laboratory models of flows. P. 61–91. // *Mathematical Modeling and Optimization of Complex Structures. Springer Series Computational Methods in Applied Sciences* Vol. 40. 2016. 328 p. DOI: 10.1007/978-3-319-23564-6-5
9. Chashechkin Yu.D. Singularly perturbed components of flows – linear precursors of shock waves // *Math. Model. Nat. Phenom.* 2018. Vol. 13. No. 2. P. 1–29. <https://doi.org/10.1051/mmnp/2018020>.
10. Димитриева Н.Ф., Чашечкин Ю.Д. Тонкая структура стратифицированного течения около неподвижного и медленно движущегося клина // *Океанология.* 2018. Т. 58. № 3. С. 358–368. DOI: 10.7868/S0030157418030024
11. Бардаков Р.Н., Васильев А.Ю., Чашечкин Ю.Д. Расчет и измерения конических пучков трехмерных периодических внутренних волн, возбуждаемых вертикально осциллирующим поршнем // *Механика жидкости и газа.* 2007. № 4. С. 117–133. DOI: 10.1134/S0015462807040114
12. Чашечкин Ю.Д. Структура и динамика природных течений: теоретическое и лабораторное моделирование // *Актуальные проблемы механики. 50 лет Институту проблем механики им. А.Ю. Ишлинского РАН.* М.: Наука, 2015. С. 63–78.
13. Чашечкин Ю.Д., Загуменный Я.В., Димитриева Н.Ф. Динамика установления и тонкая структура картины обтекания препятствий в лабораторном и вычислительном эксперименте // *Суперкомпьютерные дни в России: Труды международной конференции (26–27 сентября 2016 г., г. Москва).* М.: Изд-во МГУ, 2016. 1128 с. С. 152–163.
14. Кистович Ю.В., Чашечкин Ю.Д. Линейная теория распространения пучков внутренних волн в произвольно стратифицированной жидкости // *Прикладная механика и техническая физика.* 1998. Т. 39. № 5. С. 88–98. doi:10.1007/BF02468043.

15. Paoletti M. S., Swinney H. L. Propagating and evanescent internal waves in a deep ocean model // *J. Fluid Mechanics*. 2012. Vol. 706. P. 571–583. doi: 10.1017/jfm.2012.284.
16. Chashechkin Yu.D., Zagumennyi I.V., Dimitrieva N.F. Unsteady Vortex Dynamics Past a Uniformly Moving Tilted Plate // *Topical Problems of Fluid Mechanics 2018*, Prague, February 21–23, 2018. Proceedings. P. 47–56. Edited by Šimurda D., Bodnár T.: 2017. 350 p. DOI: <https://doi.org/10.14311/TPFM.2018.007>.
17. Бардаков Р.Н., Кистович А.В., Чашечкин Ю.Д. Расчет скорости звука в стратифицированной морской среде на основе системы фундаментальных уравнений // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 3. С. 325–333. doi: 10.1134/S000143701003001X.

**БАРОКЛИННЫЕ И ОРОГРАФИЧЕСКИЕ СТРУИ В  
АТМОСФЕРНОМ ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ НАД ПРОЛИВОМ  
ФРАМА И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ЭНЕРГООБМЕН  
АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА**

**Чечин Д.Г., Люпкес К., Шестакова А.А.**

*Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, 119017, г. Москва,  
Пыжевский пер., 3, тел. +7 (495) 951-55-65, +7 (495) 953-16-52,  
e-mail: [chechin@ifaran.ru](mailto:chechin@ifaran.ru)*

Low-level jets in the convective atmospheric boundary layer are often formed over the open ocean over the Fram Strait during the off-ice flow, i.e. cold-air outbreaks. By means of idealized numerical and analytical modelling it is shown that baroclinic and orographic jets over the Fram Strait are superimposed upon each other. The effect of the low-level jets on surface fluxes in cold-air outbreaks is quantified.

Холодные вторжения представляют собой натекание холодной арктической воздушной массы на свободную ото льда поверхность океана. При этом разность температур между воздушной массой и поверхностью океана может превышать 30°К. В атмосферном пограничном слое (АПС) над океаном развивается конвекция, которая часто организована в виде облачных гряд и открытых ячеек, а турбулентный поток явного тепла на поверхности океана может превышать 600 Втм<sup>-2</sup> вблизи кромки льда [1]. Таким образом, интенсивное взаимодействие атмосферы и океана во время холодных вторжений приводит к выхолаживанию и перемешиванию поверхностных слоев океана. Тем самым, холодные вторжения влияют на модификацию водных масс, региональную циркуляцию в океане и даже на инициализацию глубокой конвекции в Северной Атлантике, которая поддерживает Атлантическую меридиональную циркуляцию [2, 3].

Высокие значения турбулентного потока тепла во время холодных вторжений обусловлены, прежде всего, большой разностью температур между воздухом и поверхностью океана. Однако скорость приводного ветра и ее пространственно-временная изменчивость сильно модулируют величину потоков тепла. Особенно интенсивны во время холодных вторжений мезомасштабные циркуляции, такие как полярные мезоциклоны, низкотропосферные фронты и линии конвергенции.

В фокусе данного исследования струйные течения низкого уровня, которые часто наблюдаются в атмосферном пограничном слое над свободной ото льда поверхностью океана на некотором расстоянии от прикромочной зоны морского льда [4]. В частности, рассматриваются струйные течения над проливом Фрама к северо-западу от Шпицбергена.

Целью работы является оценка чувствительности горизонтального масштаба и амплитуды изменчивости скорости ветра во время холодных вторжений к значениям внешних, крупномасштабных параметров и выявление физических механизмов, приводящих к возникновению (или отсутствию) струйного течения низкого уровня. Задача решается как с помощью аналитического, так и численного негидростатического моделирования [5]. Аналитический подход основан на интегральной модели перемешанного пограничного слоя. Для численных экспериментов использована трехмерная негидростатическая модель NH3D [4, 6]. Также приводится сравнение аналитических решений с данными самолетных наблюдений в Арктике, выполненных сотрудниками Института им. Альфреда Вегенера в ходе нескольких измерительных кампаний.

Представленная в работе аналитическая модель перемешанного АПС, которая описывает прогрев и рост конвективного АПС во время холодных вторжений над океаном в Арктике. Кроме того модель также описывает эволюцию осредненных по высоте пограничного слоя горизонтальных компонент скорости ветра. Особенностью модели является то, что скорость геострофического ветра в АПС представлена как сумма крупномасштабной составляющей и нескольких бароклинных составляющих, связанных с прогревом и ростом АПС. Проведено сравнение аналитических решений с самолетными наблюдениями над проливом Фрама, а также с результатами численной негидростатической модели NH3D. Показано, что аналитическая модель хорошо воспроизводит наблюдающийся рост и прогрев АПС, а также влияние бароклинности на скорость ветра в АПС. В частности, модель воспроизводит усиление ветра в конвективном АПС над океаном, так называемое струйное течение ледового бриза, которое приводит к интенсификации энергообмена между океаном и атмосферой. Аналитические решения также показывают, что в зависимости от ориентации к кромки льда относительно крупномасштабного потока бароклинность может приводить как к усилению приводного ветра, так и к его ослаблению. Бароклинность в АПС наиболее сильна вблизи кромки льда и убывает вниз по потоку с увеличением расстояния от кромки льда (см. также [7]). Получено аналитическое выражение

для характерного горизонтального масштаба, на котором убывает бароклинность в АПС, а также происходит трансформация холодной воздушной массы. Этот масштаб пропорционален разности температур открытой воды и холодной воздушной массы надо льдом и составляет 500–1000 км для холодных вторжений в Арктике.

На основе численного моделирования показано, что орография Шпицбергена также существенно влияет на скорость ветра над проливом Фрама во время холодных вторжений. В частности, орографическое струйное течение низкого уровня формируется вблизи северо-западной оконечности Шпицбергена и может усиливать струйное течение ледового бриза.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Brümmer B. Boundary-layer modification in wintertime cold-air outbreaks from the Arctic sea ice // *Boundary-Layer Meteorology*. 1996. Vol. 80. No. 1. P. 109–125.
2. Mauritzen C. Production of dense overflow waters feeding the North Atlantic across the Greenland-Scotland Ridge. Part 1: Evidence for a revised circulation scheme // *Deep Sea Res.* 1996. Vol. 43. No. 6. P. 769–806.
3. Marshall J., Schott F. Open-ocean convection: Observations, theory, and models // *Rev. Geophys.* 1999. Vol. 37. No. 1. P. 1–64.
4. Chechin D.G., Lüpkes C., Repina I.A., Gryanik V.M. Idealized dry quasi-2D mesoscale simulations of cold-air outbreaks over the marginal sea-ice zone with fine and coarse resolution // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2013. Vol. 118. P. 8787–8813
5. Chechin D.G., Lüpkes C. Boundary-layer development and low-level baroclinicity during high-latitude cold-air outbreaks: a simple model // *Boundary-Layer Meteorol.* 2017. Vol. 162. No. 1. P. 91–116.
6. Miranda P.M.A., James I.N. Non-Linear Three-Dimensional Effects On Gravity-Wave Drag: Splitting Flow and Breaking Waves // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1992. Vol. 118. No. 508. P. 1057–1081.
7. Чечин Д.Г., Заболотских Е.В., Репина И.А., Шапрон Б. Влияние бароклинности и экмановского трения на приземную скорость ветра во время холодных вторжений в Арктике // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2015. Т. 51. № 2. С. 146–157.

**МОРСКОЙ МИКРОПЛАСТИК:  
КРАТКИЙ ОБЗОР  
С ПОЗИЦИЙ ФИЗИЧЕСКОЙ ОКЕАНОГРАФИИ**

**Чубаренко И.П.**

*Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, тел. +7 4012 95-6911,  
e-mail: [irina\\_chubarenko@mail.ru](mailto:irina_chubarenko@mail.ru)*

Microplastics – small (< 5 mm) plastic particles – are present nowadays in all the marine environments. Physical properties of these particles are variable, and depend on time spent in environment and on particular conditions experienced by the particle; they are thus recognized as a pollutant of a principally new type. Interdisciplinary research is required to describe microplastics transport and fate in the ocean.

Микропластик (МП) – частицы пластика размером менее 5 мм – на сегодняшний день обнаружены в Мировом океане практически повсеместно [1, 2]: уже миллионы тонн этих частиц собрались в так называемых «мусорных островах» в центрах больших океанических круговоротов в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах [3, 4]; синтетические волокна обнаружены в осадках Арктики и глубоководных впадин [5, 6]; концентрация в миллионы частиц на кубометр обнаружена в образцах арктического льда [7]; до сотни частиц МП присутствуют в кубометре воды в циркумполярном течении Южного океана [8]. Синтетические полимеры (пластики) не разлагаются в естественных условиях: время «жизни» относительно крупных пластиковых объектов в океане оценивается в десятки и сотни лет, в течение которых они медленно разрушаются на все более мелкие частицы. Извлечь МП из окружающей среды уже не представляется возможным.

Особую озабоченность исследователей вызывают частицы МП в диапазоне размеров от 0.5 до 5 мм: они легко принимаются за еду зоопланктоном, рыбами, птицами, проникают таким путем в пищевые цепи и поднимаются по ним. Созданные из химически инертного вещества, частицы МП оказываются способными концентрировать на своей поверхности потенциально токсичные вещества из окружающей морской среды. Вызывает опасение и выделение в окружающую среду добавок

и красителей, использующихся при производстве изделий из пластмасс. Помимо этого, «усталая» от воздействия внешних факторов поверхность частиц МП быстро заселяется бактериями и микроорганизмами, приобретающими таким образом способность легко преодолевать сотни километров вместе с океанскими течениями [9]. В целом, однако исследований, касающихся прямого влияния частиц МП на живые организмы и вопросов переноса частицами МП бактерий и микроорганизмов до сих пор крайне мало.

Одним из основных шагов в изучении влияния и распространения загрязнений в морской среде является выяснение физических закономерностей их определяющих. Несмотря на быстрый рост интереса к проблеме, описание движения частиц МП в морской среде, предсказание их поведения и зон концентрации также пока сталкиваются со значительными трудностями [10]. Представляется очевидным, что основные источники МП находятся в прибрежной зоне: это сток рек, ливневые и бытовые стоки городов, механическая фрагментация пластикового мусора на берегах. Далее, на основе данных многочисленных наблюдений, к настоящему времени достигнуто общее понимание, что максимальные концентрации частиц МП приходится на поверхность вод и на донные осадки и значительно меньшие концентрации отмечаются в водной толще. При этом подтверждается присутствие и тяжелых (плотнее воды) пластиков на поверхности, и легких – в донных осадках. Механизмы формирования такой картины пока неясны; исследуется широкий круг вопросов влияния на перенос частиц пластика процессов био-обрастания, поедания живыми организмами, агрегации с фекальными пеллетами и морским снегом и т.д.

С физической точки зрения, описание движения самих частиц МП в водной толще также требует дополнительных усилий, поскольку его свойства специфичны и отличаются от остальных видов загрязнений. Плотность исходного материала пластика изменяется в диапазоне от  $0.05 \text{ г/см}^3$  до  $2.4 \text{ г/см}^3$  [11]. Однако интегральная плотность частиц МП в морской среде может и уменьшаться (например, в результате влияния УФ излучения или растрескивания), и увеличиваться (из-за агрегации с другими частицами или из-за био-обрастания, скорость которого зависит от вида-обрастателя, доступности питательных веществ в окружающей среде, температуры, нахождения частицы в фотической зоне, а также и от формы частицы, определяющей соотношение ее объема и площади). При наблюдаемом разнообразии форм частиц МП и значительном диапазоне их размеров (чаще всего принимают во внимание частицы размером от нескольких микрон до 5 мм), возможны и различные

режимы их оседания (от стоксова до турбулентного), причем стационарное осаждение может не достигаться даже в лабораторных условиях из-за возникновения вторичных (колебательных, вращательных и т.п.) движений, обусловленных нерегулярностью формы. Все это осложняет не только само описание движения МП в водной толще, но даже и оценки масштабов времени осаждения частиц в реальных условиях, а следовательно, и масштабов их горизонтального переноса течениями. Таким образом, даже тот факт, что всего через полвека от начала «пластиковой эры» присутствие частиц МП обнаруживается во всех, самых удаленных и необитаемых, уголках планеты – пока не удаётся подкрепить аналитическими оценками.

С точки зрения численного моделирования, распространение МП в океане также предполагает выработку новых подходов и вариантов решений. В настоящее время успешным примером можно считать только воспроизведение дрейфа плавучего пластика (и, например, его концентрация в «мусорных островах» [4]). Однако МП в целом – характеризуется и спектром плотностей, и разнообразием форм, и диапазоном размеров, причем свойства индивидуальных частиц существенно изменяются за дни, недели, годы, столетия пребывания в окружающей среде, и скорость изменения свойств зависит от индивидуальной истории конкретной частицы. Для подобных объектов применение стандартных подходов с использованием лагранжевых дрейфтеров и консервативной примеси охватывает только небольшую часть задачи. Возможно, для математического (и численного) описания распространения такого загрязнителя в океане окажется эффективным применение других современных подходов – элементов ансамблевого моделирования, идей теории динамического хаоса, подходов нейронных сетей и машинного обучения и т.д. Первые шаги в этом направлении уже делаются. Результаты будут востребованы, в первую очередь, наблюдателями в экспедициях, поскольку до настоящего времени не имеется ни общепринятых методик сбора образцов, ни даже понимания, какие именно параметры загрязнения нужно фиксировать: количество частиц? массу пластика? распределение по глубине и площади? спектр плотностей? распределение размеров? форма? цвет? текстура поверхностей? характер био-пленки?... В целом, уровень знаний о микропластике в морской среде пока соответствует этапу географических открытий и требует дальнейших междисциплинарных исследований.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Waters C.N., Zalasiewicz J., Summerhayes C., Barnosky A.D., Poirier C., Gałuszka A. and et al. The Anthropocene is functionally and stratigraphically distinct from the Holocene // *Science*. 2016: Vol. 351. Issue 6269/ DOI: 10.1126/science.aad2622.
2. Sul JAI, Costa M.F. The present and future of microplastic pollution in the marine environment // *Environ. Pollut.* 2014. 185:352–364.
3. Thompson R.C. Lost at Sea: Where Is All the Plastic? // *Science*. 2004. 304 (5672): 843. DOI:10.1126/science.1094559.
4. Maximenko N., Hafner J., Niiler P. Pathways of marine debris from trajectories of Lagrangian drifters // *Mar. Pollut. Bull.* 2012. Vol. 65. P. 51–62.
5. Bergmann M., Wirzberger V., Krumpen T., Gerds G. High quantities of microplastic in Arctic deep-sea sediments from the HAUSGARTEN observatory // *Environmental Science and Technology*. 2017. Vol. 51(19). DOI: 10.1021/acs.est.7b03331
6. Van Cauwenberghe L., Vanreusel A., Mees J., and Janssen C.R. Microplastic pollution in deep-sea sediments // *Environ. Pollut.* 2013. 182: 495–499. doi: 10.1016/j.envpol.2013.08.013
7. Peeken I., Primpke S., Beyer B., Gütermann J., Katlein C., Krumpen T., Bergmann M., Hehemann L. and Gerds G. Arctic sea ice is an important temporal sink and means of transport for microplastic // *Nature Communications*. 2018. Vol. 9. Article number: 1505.
8. Waller C.L., Griffiths H.J., Waluda C.M, Thorpe S.E., Loaiza I., Moreno B., Pachterres C.O., and Hughes K.A. Microplastics in the Antarctic marine system: An emerging area of research // *Science of The Total Environment*. 2017. Vol. 598. P. 220–227.
9. Cole M., Lindeque P., Halsband C., Galloway T.S. Microplastics as contaminants in the marine environment: a review // *Mar. Pollut. Bull.* 2011. Vol. 62(12). P. 2588–2597.
10. Hardesty B. D., Harari J., Isobe A., Lebreton L., Maximenko N., Potemra J., Seville E. V., Vethaak A. D., and Wilcox C. Using numerical model simulations to improve the understanding of micro-plastic distribution and pathways in the marine environment // *Frontiers in Marine Science*. 2017. 4:30.
11. Chubarenko I., Bagaiev A., Zobkov M., Esiukova E. On some physical and dynamical properties of microplastic particles in marine environment // *Mar. Pollut. Bull.* 2016. Vol. 108. P. 105–112. DOI: 10.1016/j.marpolbul.2016.04.048.

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ОКЕАНА ПРИ ПОМОЩИ НОВОГО МЕТОДА ВЕРТИКАЛЬНОЙ ДИСКРЕТИЗАЦИИ ЧИСЛЕННЫХ СХЕМ

Шапиро Г.И., Бручиаферри Д.

*Университет Плимута,  
Плимут, Дрейк Сиркус, PL1 8AA Великобритания,  
e-mail: gshapiro@plymouth.ac.uk*

The paper describes a novel method of numerical modelling ocean dynamics using a multi-enveloped vertical discretisation scheme. In this method, computational levels are curved in such a way that they are adjusted to multiple base interfaces (aka envelopes) which serve as 'virtual bottoms'. This method is a further development of terrain-following coordinate systems. It combines positive features of both terrain-following and geopotential systems and reduces the errors associated with parent systems. The method can be applied to a wide variety of numerical ocean models, in this paper we use it for the Nucleolus for European Modelling of the Ocean (NEMO, версия 3.6).

При использовании численной модели для моделирования океана или его части, весьма существенно выбрать адекватную сетку для дискретизации основополагающих дифференциальных уравнений. Известно, что численные версии уравнений, используемые в моделях, отличаются, иногда значительно, от их дифференциальных преобразов. Задача разработчиков моделей состоит в том, чтобы по возможности уменьшить эти различия, и следовательно, неизбежные неточности в расчетах. Применение эффективной вертикальной дискретизации позволяет использовать меньшее количество вертикальных уровней, и следовательно повысить эффективность и скорость расчетов при уменьшении их стоимости.

Наиболее популярными в настоящее время схемами моделирования океана являются следующие: (1)  $Z$ -координаты, (геопотенциальные поверхности), (2) криволинейные координаты отслеживающие топографию дна ( $S$ -координаты), и (3) изопикнические. Все они имеют свои преимущества и недостатки, см. например (Chassignet et al. 2006).

Предлагаемая схема, называемая «схемой со многими огибающими поверхностями» (СМОП), является, по существу компромиссным решением, которое наследует положительные черты  $Z$ - и  $S$ -координат и в то же время уменьшает их недостатки, в особенности ошибки при

расчете вертикальных потоков тепла, соли и момента движения, а также квази-горизонтальных потоков на континентальном склоне. Существенные ошибки могут возникать при расчете вертикальных потоков вдали от наклонного дна и при наличии океанских фронтов или наклонного термоклина. Дело в том, что турбулентные коэффициенты обмена существенно различаются для изопикнического и диапикнического направлений [1].

Если численная поверхность, горизонтальная или криволинейная, пересекает изопикнические поверхности, то малые диапикнические коэффициенты обмена оказываются «загрязненными» существенно большими изопикническими. Другой тип ошибок, характерных для стандартных криволинейных координат, связан с расчетами горизонтального градиента давления.

Значительное улучшение в расчете градиента давления было достигнуто с использованием «огibaющих» (envelope) поверхностей вблизи дна – см. [3, 4, 6]. В отличие от изветных методов, в методе СМОП используется несколько огibaющих, не только возле неровного дна, но и вблизи динамических структур (термоклин, фронты) внутри водной массы. На рис 1. показаны некоторые существующие схемы вертикальной дискретизации.

На рис. 2 показана концептуальная схема метода СМОП (на примере Черного моря).

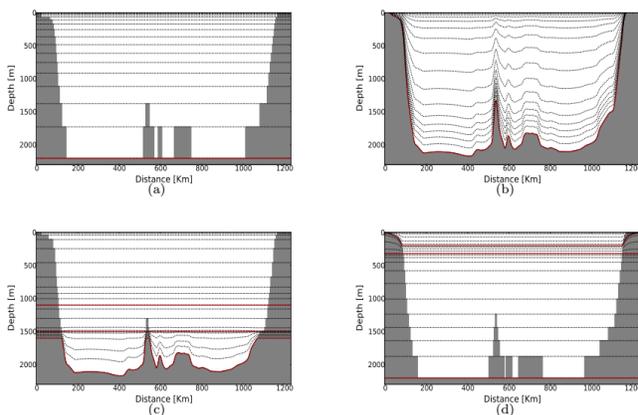


Рис.1 . Принципиальные схемы ( а) Z-координат; (б) S-координат; (с) гибридной схемы [5]; и (d) схемы с двумя огibaющими – верхняя для повышения качества расчетов вблизи континентального склона и нижняя для устранения нежелательных эффектов вносимых подводным хребтом [6].

Результаты численных экспериментов в идеализированном бассейне (осе-симметричный водоем с максимальной глубиной 200 м) показаны на рис. 3.

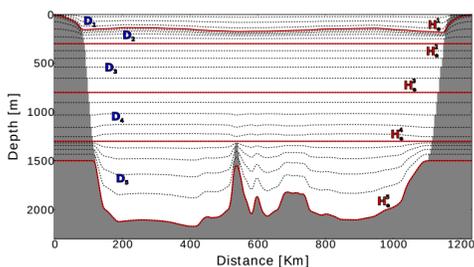


Рис. 2. Принципиальная схема метода СМОП. Верхняя огибающая приблизительно отслеживает положение термоклина, нижняя – топографию дна.

Из рис. 3 хорошо видно, что получения того же качества расчетов при помощи стандартной ( $Z$ -координатной) модели требуется пример-

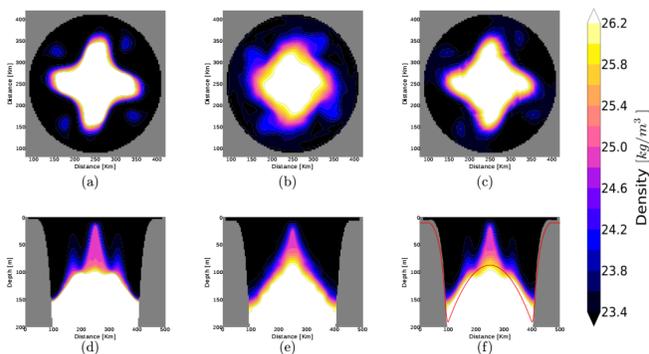


Рис. 3. Аномалия плотности (карты на глубине 120 м и разрезы) после 18 дней расчетов с идеализированными начальными условиями, симулирующими зимнюю конвекцию. Слева направо –  $Z$ -модель со 150 уровнями;  $Z$  с частичными слоями с 34 уровнями; СМОП модель с 34 уровнями.

но в 5 раз больше численных уровней, и следовательно в 5 раз больше времени для расчетов. Популярная (улучшенная по сравнению с чистой  $Z$ -схемой) модель « $Z$  с частичными слоями» дает гораздо большие ошибки, чем СМОП при том же количестве слоев – 34.

Более подробно метод СМОП и его приложения проанализированы в работе [2].

## ЛИТЕРАТУРА

1. Федоров К.Н. Тонкая термохалинная структура вод океана. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 184 с.
2. Bruciaferri D., Shapiro G.I., and Wobus F. A multi-envelope vertical coordinate system for numerical ocean modelling // *Ocean Dynamics*. 2018. Vol. 68. P. 1239–1258, <https://doi.org/10.1007/s10236-018-1189-x>.
3. Dukhovskoy D.S., Morey S.L., Martin P.J., O'Brien J.J., and Cooper C. Application of a vanishing, quasi-sigma, vertical coordinate for simulation of high-speed, deep currents over the Sigsbee Escarpment in the Gulf of Mexico // *Ocean Modelling*. 2009. Vol. 28(4). P. 250–265.
4. Enriquez C.E., Shapiro G.I., Souza A.J., and Zatsepin A.G. Hydrodynamic modelling of mesoscale eddies in the Black Sea // *Ocean Dynamics*. 2005. Vol. 55(5–6). P. 476–489.
5. Madec G., Delecluse P., Crepon M., and Lott F. Large-scale preconditioning of deep-water formation in the northwestern mediterranean sea // *J. Phys. Oceanogr.* 1996. Vol. 26(8). P. 1393–1408.
6. Shapiro G.I., Luneva M., Pickering J., and Storkey D. The effect of various vertical discretization schemes and horizontal diffusion parameterization on the performance of a 3-D ocean model: the Black Sea case study // *Ocean Science*. 2013. Vol. 9(2). P. 377–390.

## ОСОБЕННОСТИ ТЕЧЕНИЙ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ШЕЛЬФЕ О. САХАЛИН В ХОЛОДНЫЙ ПЕРИОД ГОДА ПО ДАННЫМ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Шевченко Г.В.<sup>1,2</sup>, Беседин Д.Е.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Сахалинский НИИ рыбного хозяйства и океанографии, Комсомольская ул. 196, 693022, г. Южно-Сахалинск 8(4242) 45-67-43, e-mail: [shvchenko\\_zhora@mail.ru](mailto:shvchenko_zhora@mail.ru)

<sup>2</sup>Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, ул. Науки 1-Б, 693023, г. Южно-Сахалинск

<sup>3</sup>Сахалин Энерджи Инвестмент Компани Лтд, Дзержинского ул. 35, 693020, г. Южно-Сахалинск e-mail: [dmitry.besedin@sakhalinenergy.ru](mailto:dmitry.besedin@sakhalinenergy.ru)

Instrumental measurements of sea currents performed by Sakhalin Energy Investment Company Ltd. on the northeastern shelf of Sakhalin Island were analyzed. A significant decrease in the velocities of tidal currents and predominance of southern residual currents in winter were revealed. Estimates of extreme velocities were obtained.

На северо-восточном шельфе о. Сахалин при проведении гидрометеорологических изысканий на морских месторождениях нефти и газа был выполнен большой объем инструментальных измерений скорости и направления морских течений. На основании данных наблюдений, полученных на Пильтун-Астохском месторождении, были изучены особенности течений в летний и осенний период (показано ослабление приливной и интенсификация неперидической составляющей) и получены оценки экстремальных скоростей редкой повторяемости [2]. Характеристики течений в ледовый период до настоящего времени не были известны.

В 1996–2001 гг. компания «Сахалин Энерджи Инвестмент Компани Лтд.» выполнила значительный объем инструментальных измерений течений в холодный период года путем постановки на Пильтун-Астохском месторождении заякоренных автономных буйковых станций, включавших автономные доплеровские измерители течений – как профилографы, так и регистраторы на одном (придонном) горизонте. В большинстве случаев станции устанавливались в ноябре и поднимались в июне, так как основной задачей изысканий было наблюдение за ледовым покровом. Наиболее продолжительный ряд в придонном слое (один горизонт в 6 м над дном) охватывал период с 29.11.2000 г. по 7.08.2001 г.

Три серии представляли практически непрерывный годовой ряд наблюдений вблизи нефтедобывающей платформы «Моликпак» с 10.11.1998 г. по 7.12.1999 г. Он использовался главным образом для изучения сезонной изменчивости приливных течений. Для этой цели гармонические постоянные 8 главных приливных волн (4 суточного Q1, O1, P1, K1 и 4 полусуточного диапазона N2, M2, S2, K2) рассчитывались для каждого месяца отдельно. Наиболее важным и удивительным результатом было существенное уменьшение амплитуд главных суточных волн в зимние месяцы, минимум приходился на январь – февраль. Для гармоник O1 и K1 значения амплитуды меридиональной (вдольбереговой и основной в данном районе) составляющей будут 20–23 см/с, в марте апреле они возрастают на 10–12% и более существенно – в мае.

Максимальные значения амплитуд (40–45 см/с, что вдвое больше чем зимой) отмечены в августе–сентябре. Это период максимального прогрева поверхностного слоя вод и выраженной стратификации, хорошо описываемой двухслойной моделью. Однако вряд ли данное обстоятельство может быть причиной возрастания амплитуд суточных волн. Вариации амплитуд полусуточных гармоник были существенно меньше, чем суточных.

Наиболее вероятной причиной значительного уменьшения скорости приливных течений зимой является наличие ледяного покрова. Хотя в изучаемом районе, кроме сравнительно узкой полосы припая, наблюдаются дрейфующие льды, которые в меньшей степени, чем сплошной ледяной покров, демпфируют как приливные колебания уровня, так и скорости приливного потока. Но очевидно, что данный фактор оказывает все же существенное влияние. Изменения эллипсов главных суточных волн с глубиной типичны для приливного потока, испытывающего влияние донного трения (главные полуоси уменьшаются и разворачиваются против часовой стрелки). Вертикальная изменчивость полусуточных гармоник менее устойчива и закономерна.

Сезонные вариации непериодических течений изучались путем построения обобщенных диаграмм (роз течений) для каждого сезона для поверхностного, промежуточного и придонного слоев. Важным выявленным фактом является выраженный поток южного румба непериодической составляющей течений зимой (январь–март, рис.1), охватывающий все слои. Усиление Восточно-Сахалинского течения в январе–феврале над материковым склоном хорошо известно [1]. В данном случае показано, что этот процесс захватывает также и зону прибрежного мелководья.

Весной (апрель–июнь) распределение неперiodических течений носит уже двухмодальный и в целом менее устойчивый характер, роль течений северного румба заметно возрастает, что обусловлено влиянием характерных для теплого периода года ветров южного румба (летний муссон).

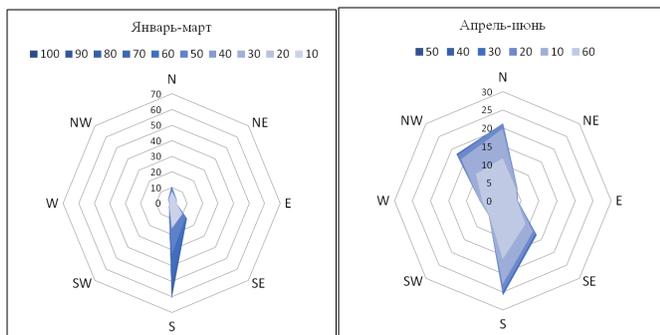


Рис.1. Распределения (розы) неперiodических течений на Пильтун-Астохской площади в придонном слое зимой (слева) и весной (справа).

Поскольку на Пильтун-Астохской морской площади приливные течения достаточно велики, это позволило рассчитывать на эффективность применения метода композиции распределений приливной и неперiodической компонент поля течений для расчета экстремальных скоростей редкой повторяемости, которые были получены для летнего и осеннего сезонов [2]. В данной работе привлечение новых данных позволило уточнить полученные ранее оценки, прежде всего для осеннего сезона, за счет новых данных во второй половине ноября и в декабре, ранее не освещенных наблюдениями. Еще в большей мере это относится к зимнему и весеннему периодам.

Плотность вероятности приливных течений может быть представлена в виде гистограммы 19-летнего приливного ряда, предвычисленного по указанному выше набору из 8 приливных волн. Предвычисление на 19 лет необходимо выполнять для учета изменчивости величины приливов с периодом 18.6 лет, имеющей для побережья Сахалина существенное значение.

Плотность вероятности неперiodических вариаций описывается гистограммой ряда остаточных колебаний, полученного в результате объединения всех серий, относящихся к каждому сезону. Ряды, относившиеся к зимнему сезону, были более продолжительными, чем полученные

весной, так как во многих случаях подъем станций осуществлялся в первой декаде июня.

Известно, что применение метода композиции распределений лимитируется продолжительностью ряда непериодических колебаний уровня или течений. Если она недостаточна, необходима аппроксимация в области малых вероятностей некоторой теоретической зависимостью. В данной работе для этой цели использовалось трехпараметрическое распределение Вейбулла, которое широко применяется при оценках распределений некоторых гидрометеорологических элементов (положительно определенных, таких как модуль скорости ветра, высоты ветровых волн, и т.д.) и расчете экстремальных значений редкой повторяемости.

Наибольших значений (расчетные величины более 4 узлов) скорости суммарных течений южного румба достигают осенью, в период интенсификации Восточно-Сахалинского течения. Летом скорости течений лишь немногим меньше, уменьшение скоростей непериодической составляющей компенсируется сезонным увеличением приливной компоненты. Зимой, из-за уменьшения приливных течений, расчетные скорости экстремальных течений несколько ниже, а самые низкие скорости наблюдаются весной, за счет заметного ослабления непериодических течений.

Полученные результаты могут быть полезны при осуществлении работ по промышленной эксплуатации морских месторождений нефти и газа на северо-восточном шельфе о. Сахалин, прежде всего, при прокладке трубопроводов на дне моря.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Власова Г.А., Васильев А.С., Шевченко Г.В. Пространственно-временная изменчивость структуры и динамики вод Охотского моря. М.: Наука, 2008. 356 с.
2. Шевченко Г.В. Расчет экстремальных скоростей течений методом композиции распределений (на примере Пильтун-Астохского месторождения нефти северо-восточного шельфа о. Сахалин) // Метеорология и гидрология. 2004. № 1. С. 53–73.

## СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ШЕЛЬФЕ О. САХАЛИН ПО ДАННЫМ СЪЕМОК НА СТАНДАРТНЫХ РАЗРЕЗАХ

Шевченко Г.В.<sup>1,2</sup>, Частиков В.Н.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Сахалинский НИИ рыбного хозяйства и океанографии, Комсомольская ул. 196, 693022, г. Южно-Сахалинск тел.+7 4242 45 67-43,

e-mail: [Shevchenko\\_zhora@mail.ru](mailto:Shevchenko_zhora@mail.ru)

<sup>2</sup>Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, ул. Науки 1-Б, 693023, г. Южно-Сахалинск

Seasonal variability of oceanological conditions on the northeastern Sakhalin shelf studied on the base of ship surveying. During warm season under influence of southerly wind coastal upwelling and salinity front near 52°N are formed. In autumn low salinity water deepens and south-directed nearshore flow is formed.

Океанологические условия северо-восточного шельфа о. Сахалин отличаются рядом специфических особенностей, обусловленных тем обстоятельством, что в данный район поступает значительная часть стока самой крупной реки дальнего Востока – Амура (годовой объем около 400 км<sup>3</sup>), что определяет интерес к их изучению. Прикладное значение этой задачи обусловлено как освоением морских месторождений нефти и газа, так и активным рыбным промыслом в данном районе.

В 1960–1980-е годы прошлого века регулярно выполнялись измерения температуры и солености воды на системе стандартных океанологических разрезов, 5 из которых пересекают зону шельфа и материкового склона у северо-восточного берега Сахалин. Это позволило построить средние многолетние вертикальные распределения океанологических параметров для различных месяцев навигационного периода (июль-октябрь) [2]. Эти данные представляют возможность изучить наиболее характерные, устойчивые особенности сезонной перестройки океанологических условий при переходе от лета к осени.

Помимо этого Сахалинским НИИ рыбного хозяйства и океанографии в последнее десятилетие выполняются регулярные океанологические съемки в режиме сопровождения ихтеопланктонных исследований в период нереста минтая, в июне, что позволило исследовать сезонные вариации океанологических условий на северо-восточном шельфе о. Сахалин более детально.

Воды низкой солености появляются в изучаемом районе именно в июне, обычно в первой декаде. Это происходит после взлома мощного припая в южной части Сахалинского залива (средняя дата 25 мая), препятствующего водообмену с Амурским лиманом. Поток теплых распресненных вод амурского половодья выносит тяжелый лед к полуострову Шмидта, огибает его и движется на юг. К этому времени Восточно-Сахалинское течение ослабевает, над регионом устанавливаются ветра южного – юго-восточного румбов (т.н. летний муссон), поэтому продвижение этого потока обычно ограничено 52°с.ш. Воды низкой солености и лед оттесняются в сторону открытого моря, и в районе зал. Чайво образуется океанологический фронт. Пример типичного распределения солености, полученный по результатам океанологической съемки в июне 2014 г., приведен на рис.1. Лишь в немногих случаях, если над регионом в этот период формируются ветра северного – северо-восточного румбов, фронт формируется позднее, а тяжелые льды выносятся к юго-восточному побережью Сахалина. Такие ситуации в текущем столетии отмечены дважды, в 2005 и 2011 гг.

На двух северных стандартных разрезах (мыс Елизаветы – море и зал. Пильгун – море) влияние вод низкой солености наблюдается в течение всего теплого сезона, с июня по сентябрь. Под действием преобладающих ветров южного румба на северо-восточном шельфе формируется апвеллинг, теплые воды оттесняются в сторону открытого моря, что способствует формированию за материковым склоном противотечения Восточно-Сахалинскому течению. На разрезе зал. Лунский и двух других разрезах, расположенных южнее, влияние распресненных вод сказывается в малой степени. Ситуация не изменяется даже когда на северо-восточный шельф поступают паводковые воды реки Амур (вторая половина августа – начало сентября), обусловленные прохождением тайфунов над его бассейном. В течение всего теплого сезона в районе кромки шельфа находится ядро вод холодного промежуточного слоя (ХПС) с температурой около  $-1.5^{\circ}\text{C}$  и высокой соленостью.

Кардинальное изменение океанологических условий начинаются в последней декаде сентября, когда происходит перестройка поля приземного атмосферного давления и направление преобладающих ветров сменяется на северное – северо-западное (т.н. зимний муссон). Значительная по объему водная масса распресненных вод (соленость менее 30 psu) под действием ветров, по отношению к направлению которых берег находится справа, прижимается к берегу и заглубляется (возникает даунвеллинг). Гидрологический фронт в районе зал. Чайво и ядро ХПС разрушаются, область минимальных температур заглубляется, на

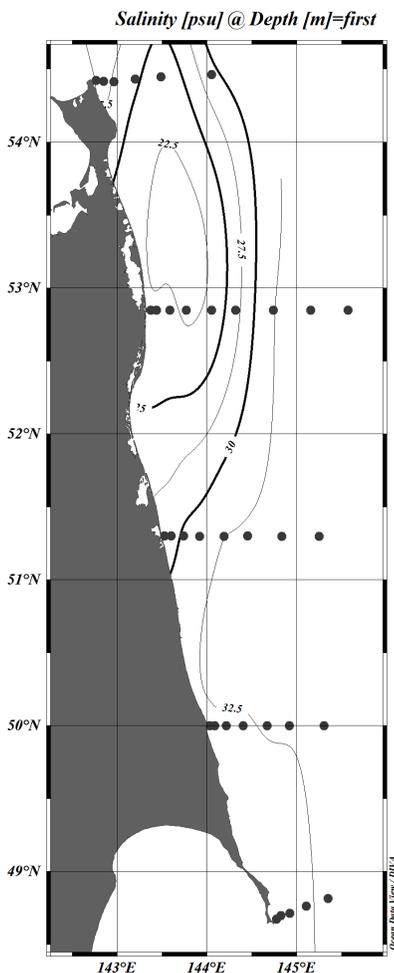


Рис.1. Распределение солености в июне 2014 г. по результатам океанологической съемки СахНИРО на НИС «Дмитрий Песков». Точками показаны станции стандартных океанологических разрезов.

кроме шельфа на всем протяжении северо-восточного побережья, от м. Елизаветы до м. Терпения, наблюдаются воды с температурой 4–6°C и соленостью около 31 psu. Вдоль берега формируется мощный поток сравнительно теплых вод с низкой соленостью, который достигает м. Анива на юго-восточной оконечности о. Сахалин, северного побережья о. Хоккайдо и Южных Курильских островов. Это явление интерпретируется как осенняя интенсификация ВСТ [1], в отличие от зимней, которая обусловлена иными причинами и наблюдается главным образом над областью материкового склона.

Если вертикальные распределения солёности на стандартных разрезах северной и южной части северо-восточного шельфа о. Сахалин в тёплый период года существенно различались, то в октябре они выглядят идентично.

На фоне этих закономерных вариаций, по результатам отдельных съёмок, обнаруживаются локальные заглублиения распреснённых вод в тёплый период года. Область этого заглублиения охватывает мелководную зону (обычно до глубин 30 м), прилегающую к заливам Пильгун и Чайво. Эти заглублиения наблюдались при синоптических условиях, способствовавшим формированию ветров северного – северо-восточного румба в течение одной – двух недель.

Можно констатировать, что сезонные вариации океанологических условий на северо-восточном шельфе о. Сахалин значительные и определяются сменой направления преобладающих ветров (зимнего и летнего муссонов). Главная специфическая особенность этих изменений связана с наличием большого объема распреснённых вод, связанных со стоком реки Амур.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Власова Г.А., Васильев А.С., Шевченко Г.В. Пространственно-временная изменчивость структуры и динамики вод Охотского моря. М.: Наука, 2008. 356 с.
2. Пищальник В.М., Бобков А.О. Океанографический атлас шельфовой зоны острова Сахалин. Южно-Сахалинск: СахГУ, 2000. 108 с.

## О СТРУКТУРЕ ВОД ПО ГИДРОФИЗИЧЕСКИМ ПОКАЗАТЕЛЯМ ПОДО ЛЬДОМ ЮЖНОГО БАЙКАЛА В РАЙОНЕ МАРИТУЯ

Шерстянкин П.П.<sup>1</sup>, Буднев Н.М.<sup>2</sup>, Иванов В.Г.<sup>1</sup>, Потемкин В.Л.<sup>1</sup>,  
Куимова Л.Н.<sup>1</sup>, Троицкая Е.С.<sup>1</sup>, Кучер К.М.<sup>1</sup>, Шимараев М.Н.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Лимнологический институт СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская – 3, тел. +7 (3952) 42-6504, e-mail: [sherstpp@mail.ru](mailto:sherstpp@mail.ru),

<sup>2</sup>НИИ Прикладной физики при ИГУ, 664003 г. Иркутск, бульвар Гагарина, 20, тел. +7 3952 33-2170, e-mail: [nbudnev@api.isu.ru](mailto:nbudnev@api.isu.ru)

По данным пространственного распределения показателя ослабления  $\epsilon$  на разрезе от Маритуйа 1, 3, 5, 7 и 10 км в направлении на Солзан мутные воды от центральных частей озера вытесняют при движении прозрачные воды к берегу у Маритуйа, что дает аномальную картину по сравнению с прежними наблюдениями [8]. Последнее может быть связано с кольцевыми структурами на льду у Култука, вызванными также антициклоническим движением вод подо льдом в это же время [5, 6]. Целью настоящей работы является анализ изменчивости основных гидрофизических параметров вод подо льдом Южного Байкала в районе Маритуйа по наблюдениям от 19 марта 2009 г.

### Аппаратура и методика

Измерения температуры  $T(^{\circ}\text{C})$ , электропроводности (мкСм/м) и глубины  $Z(\text{м})$  проводились STD зондом SBE-19Plus с абсолютной погрешностью 0.003 и разрешением  $0.0001^{\circ}\text{C}$ . Соленость  $S$  рассчитывалась из показаний электропроводности [4, 6]. Показатель ослабления направленного света  $\epsilon$  в видимой части спектра на длине волны 480 нм измерялся с помощью фотометра-прозрачномера ФП с абсолютной погрешностью  $\pm 0.005$  1/м. Точность определения глубины фиксировалась по измерению точности температуры ( $0.0001^{\circ}\text{C}$ ) 0.05 м [12].

По измеренным и рассчитанным вертикальным профилям термодинамических параметров и показателя ослабления светового излучения изучались конвективные структуры вод Южного Байкала в подледный период.

### Материалы и обсуждение

Рассматриваются результаты наблюдений 19 марта 2009 г. на поперечном разрезе Маритуйа – Солзан на станциях в 1, 3, 5, 7 и 10 км от Маритуйа.

Вертикальное распределение температуры  $T$ , солёности  $S$ , показателя ослабления  $\epsilon$ . Вертикальное распределение показателя ослабления  $\epsilon$  имеет ряд особенностей. В поверхностных слоях воды  $\epsilon$  максимален (порядка 0.4 1/м), в слое скачка на 40 м понижается до 0.3 1/м; на участке 125–400 м  $\epsilon$  значительно выровнен на уровне 0.28 1/м; в области 450 имеет выброс в сторону понижения  $\epsilon$ , совпадающий с температурной инверсией; понижается до 700 м, в слое 700–900 м имеет минимум на уровне 0.26 1/м и экспоненциально увеличивается с приближением ко дну до 0.26 1/м. Выровненный стабильный участок между 125–350 м глубины приходится на инфра-инерционную зону с предельно низкими значениями коэффициента термического расширения  $\alpha$ .

### **Пространственное распределение температуры, солёности, показателя ослабления $\epsilon$ , на полуразрезе Маритуй–Солзан**

Пространственное распределение температуры, солёности и прозрачности на полуразрезе Маритуй–Солзан по данным STD зонда SBE-19 показано на рис. 1. Слой скачка температуры лежит на глубинах 20–30 м.

Температура рис. 1. в верхних 20 м прослеживается слой суточной конвекции, который заканчивается слоем скачка температуры. Между станциями 5 и 7 км находятся более теплые воды с температурами около 0.5°C. В слое от 20 до 120 м лежит зимний слой скачка температуры, который переходит в зону ММТ. Глубина залегания ММТ, как точки пересечения профиля температуры воды и профиля  $T_{\text{нд}}$ , изменяется в пределах от 184 до 209 м, с минимумом на станции 7 км и максимумом на станции 1 км, на остальных станциях находится в пределах 201–203 м, (табл. 1). Температуры воды в точке ММТ максимальны на станции 7 (3.5883°C) и минимальны на ст. 1 (3.5354°C). Реальные максимумы температур не всегда совпадают с глубинами точки ММТ, как правило, они лежат выше (ст. 1, 3 и 10), но встречаются и глубже точки ММТ (ст. 5 и 7).

Зона ММТ имеет на ст. 7 ядро с температурами выше 3.58°C, которое на уровне температуры 3.54°C доходит до ст. 1, (рис. 1).

Ниже точки ММТ температуры уменьшаются нелинейно до 3.4°C к 850 м, а затем линейно почти до дна с вертикальным градиентом порядка  $1 \cdot 10^{-4} \text{C} \cdot \text{м}^{-1}$ . Пространственное распределение солёности  $S$  показывает, что в 1 км от берега поверхностные воды до 20 м имели солёность в пределах 0.1012 мг/л, в 10 км от берега немного выше 0.100 мг/л, а в области 5–7 км порядка 0.099 мг/л. Слой скачка солёности лежит в области 20 м.

Зона ММТ имеет на ст. 7 ядро с температурами выше  $3.58^{\circ}\text{C}$ , которое на уровне температуры  $3.54^{\circ}\text{C}$  доходит до ст. 1, (рис. 1).

С ростом глубины соленость понижается. Изогалина  $0.097$  мг/л находится на  $110$  м, опускаясь у береговой станции на глубину  $160$  м. С ростом глубины соленость понижается. Изолиния  $0.097$  мг/л между

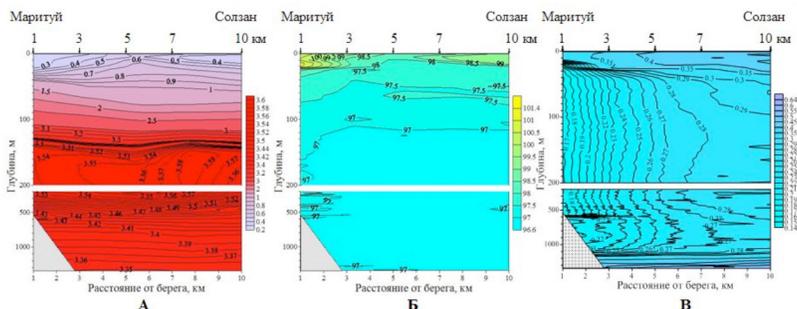


Рис 1. Распределение температуры  $T$ , солености  $S$ , показателя ослабления светового излучения  $\epsilon$ , частот плавучести в форме адиабатической и при ненулевых градиентах температуры и солености на полуразрезе от Маритуйа в направлении к Солзану 19 марта 2009 г. Условные обозначения: температура  $T$  – А; соленость  $S$  – Б; показатель ослабления светового излучения  $\epsilon$  – В.

станциями  $3$ – $10$  км находится на глубине  $110$  м и береговой станции  $1$  км погружается до  $160$  м в более глубоких слоях образует ряд прожилок в направлении к станции  $3$  км, указывая на возрастание перемешивания в прибрежной области.

На станциях  $3$ – $10$  км ниже  $110$  м до самого дна глубинные воды практически однородны по солености с ее значениями от  $0.097$  до  $0.0966$  мг/л. Небольшие области толщиной менее  $10$  м и протяженностью менее одного км («пятна», «линзы», «ламинаы») встречаются на горизонтах: ст.  $5$  –  $390$ ,  $1320$  м и у самого дна; ст.  $7$  –  $345$ ,  $590$  и  $700$  м; ст.  $10$  –  $390$  м. Многочисленные «линзы», «ламинаы» во всей толще вод разреза, за исключением поверхностных слоев и ст.  $1$  км говорят о крупномасштабном перемешивании водных масс и здесь нет следов приборного шума. При анализе  $T$ ,  $S$  неоднородностей нужно учитывать, что температурные неоднородности разрушаются примерно в  $100$  раз быстрее, чем соленостные, о чем писал [10]: «Неоднородности в поле солености должны разрушаться молекулярной диффузией гораздо медленнее, так как коэффициент  $k_s$  молекулярной диффузии соли примерно в  $100$  раз меньше  $k_t$ .

Отметим, что в верхних слоях воды на ст. 5 км отмечается подъем к поверхности вод с пониженной соленостью, который совпадает с отмеченным выше подъемом вод с более высокой температурой на этой же станции.

Показатель ослабления  $\epsilon$ , рис. 1 В. Пространственное распределение показателя ослабления  $\epsilon$  показывает, что в поверхностных слоях воды до 20 м  $\epsilon$  максимален (0.33–04 1/м), в области 20–30 м наблюдался слой скачка, в слое до 600 м  $\epsilon$  был однороден, до глубин 900 м наблюдались слои с минимальным показателем ослабления. В придонной области  $\epsilon$  возрастал от 0.28 на 1100 м до 0.40 на 1280 м и до 0.50 1/м у самого дна, кроме станции 1 км от Маритуйа, где можно указать, что на участке 650–670 м  $\epsilon$  возрастал от 0.160 до 0.165 1/м.

Наибольший интерес вызывает необычное пространственное распределение показателя ослабления, указывающее на его уменьшение во всей водной толще от ст. 10 км, где он был максимальным, до ст. 1 км.



Рис. 2. Направления отклонения троса при зондировании на полуразрезе Маритуй–Солзан. Снимок 19 апреля 2009 г. [EOSStation.irk.ru](http://EOSStation.irk.ru). Данные прибора MODIS спутника Тетра. Условные обозначения: стрелки – направления движения вод; цифры – номера станций или расстояние от Маритуйа в км.

Это означает, что на станции 10 км воды были самыми мутными, а у берега, на станции 1 км – самыми прозрачными. Этот факт не согласуется с многолетними наблюдениями в этом районе и по всему Байкалу, в соответствии с которыми ядро наиболее прозрачных глубинных вод всегда находится в центральных районах озера [11]. В 2009 г. прозрачные глубинные воды были вытеснены из центральных частей озера до береговой станции 1 км за счет существования и действия какого-то процесса, который ранее нами не встречался.

Минимальны в слое ММТ на станции 10 км на глубине 184 м и на других станциях в слоях от 201 до 209 м. Инфра-инерционная зона [1] и зона ММТ особенно чувствительны даже к небольшим значениям градиентов температуры  $T_z$  и солености  $S_z$ , поэтому в этих зонах активно проявляется конвекция. Конвекция проявляется также в местах температурных инверсий.

### Обсуждение

Анализ полученных и рассчитанных данных приводит к следующим выводам: по температуре и солености в поверхностных слоях на станции 5 км наблюдается апвеллинг глубинных (примерно с 50 м), более теплых вод; поверхностные воды с пониженной температурой и повышенной соленостью концентрируются в слое до 30 м на станции 1 и 10 км; по показателю ослабления светового излучения на станции 10 км находятся самые мутные воды (более 0.28 1/м) от поверхности до дна и по мере продвижения к станции 1 км показатель ослабления уменьшается до 0.17 1/м. При этом в слое 500–100 м показатель ослабления становится немного меньше, чем в выше- и нижележащих слоях, указывая на проникновение поверхностных вод в глубинные слои, что делает адиабатический порог легко преодолимым при малейшем возрастании градиента температуры; конвективная неустойчивость, развиваемая при ненулевых градиентах температуры и/или солености и при выполнении некоторых условий, интенсивно проявляется в инфра-инерционной зоне (125–350 м) и инверсиях температуры и/или солености. Для солености конвективные структуры проявляются чаще и сохраняются дольше, так как коэффициент молекулярной диффузии превышает соответствующий для температуры в сто раз [10].

Уменьшение показателя ослабления светового излучения  $\epsilon$  во всей толще вод от центральных частей озера на станции 10 к прибрежным на станции 1 км является аномальным явлением, ранее не наблюдаемым. Обычно в центральных областях озера в глубинной части находится «ядро» наиболее прозрачных вод (наименьший показатель ослабления) [11].

При зондировании зондом SBE-19Plus и фотометром-прозрачномером были даны одновременно оценки направлений поверхностных течений по значительным (до 10°С) отклонениям троса, которые отмечались на всех станциях, кроме станции 1 км. Отклонения троса и их направления, показанные на рис. 3, дают возможность судить о движениях воды. Только на ст. 3 отклонения достигали 3°, а в других случаях доходили до 10°. Из анализа данных о показателе ослабления следует, что наиболее прозрачные воды были прижаты к берегу, а центральные

части полуразреза были заполнены более мутной водой, при этом данные по температуре показывают, что глубинные малопрозрачные воды были и более теплыми (на тысячные доли °С). По температуре и солености поверхностные воды в районе станций 5 и 7 км с повышенной температурой и пониженной соленостью, то есть поверхностный слой был «размыт» более глубокими водами, идущими с запада. Оценки движения воды по отклонению троса не противоречат существованию антициклонического вихря в пределах всего разреза.

В период наших наблюдений в 20-ти км к западу, к Култуку, существовала так же аномальная «кольцевая структура» на льду, которая по наблюдениям [5, 6] состояла подо льдом из кольца теплых вод с поверхностным течением антициклонической направленности и распространялась на глубинные воды.

Можно предполагать с большой степенью вероятности, что аномальное распределение, главным образом, показателя ослабления вызвано существованием и воздействием кольцевых структур.

Работа поддержана Президиумом РАН, проект 17.11.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бадулин С.И. Динамика поверхностных и внутренних гравитационных волн в задачах мониторинга и прогноза морского волнения: Автореф. Докт. физ.-мат. н. М., ИО им. П.П. Ширшова РАН, 2009.
2. Блинов В.В., Гранин Н.Г., Гнатовский Р.Ю., Жданов А.А., Римкус С. Определение водных масс в озере Байкал методом T,S – анализа // География и природ. ресурсы. 2006. № 2. С. 63–69.
3. Верещагин Г.Ю. Некоторые данные о режиме глубинных вод Байкала в районе Маритутя // Тр. Комиссии по изучению оз. Байкал. 1927. Т. 2. С. 77–138.
4. Гранин Н.Г. Устойчивость стратификации и некоторые механизмы генерации конвекции в Байкале: автореф. канд. геогр.н. Иркутск, 1999. 23 с.
5. Гранин Н.Г. Окольцованный Байкал // Наука из первых рук. 2009. Т. 3. С. 22–23.
6. Гранин Н.Г. Блинов В.В., Гнатовский Р.Ю., Жданов А.А. Гидрофизические процессы подо льдом Байкала // Материалы 3-ей Всероссийской конференции с международным участием. Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов г. Барнаул, 24–28 августа 2010 г. / г. Барнаул: Изд-во АРТ, 2010. С. 583–586.
7. Каменкович В.М. Основы динамики океана. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 240 с.
8. Ли М.Е., Шерстянkin П.П. Вертикальное распределение прозрачности в южном Байкале в период осенне-зимнего охлаждения // Гидрофизические и гидрохимические исследования МГИ АНУССР. Т. 42. Киев: Наукова думка, 1969. С. 136–150.

9. Сокольников В.М. Течения и водообмен в Байкале // Элементы гидрометеорологического режима Байкала. Л.: Наука. 1964. 521 с.
10. Федоров К.Н. Тонкая термохалинная структура вод океана. Л.: Гидрометеориздат, 1976. 184 с.
11. Шерстянкин П.П. Присклоновые фронты показателя ослабления света на Байкале в зимний период // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 5. С. 1087–1090.
12. Шерстянкин П.П., Коханенко Г.П., Пеннер И.Э., Ростов А.П., Куимова Л.Н., Иванов В.Г., Блинов В.В. О формировании конвергентной зоны фронта подо льдом на озере Байкал // Докл. РАН. 2002. Т. 383. № 1. С. 106–110.
13. Шимараев М.Н., Гранин Н.Г. К вопросу стратификации и механизме конвекции в Байкале // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 2. С. 381–385.
14. Chen, C.T.A., and Millero F.J. Precise thermodynamic properties for natural waters covering only the limnological range // Limnol. Oceanogr. 1986. Vol. 31. P. 657–662.
15. Shimaraev M.N., Verbolov V.I., Granin N.G., and Sherstyankin P.P. Physical Limnology of Lake Baikal / A Review. Ed. M.N. Shimaraev, S. Okuda. Irkutsk–Okayama, 1994. 81 p.

## МЕХАНИЗМЫ НОВОРОССИЙСКОЙ БОРЫ И ДРУГИХ ПОДВЕТРЕННЫХ БУРЬ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ПАРАМЕТРАХ КРУПНОМАСШТАБНОГО ПОТОКА

Шестакова А.А.<sup>1</sup>, Моисеенко К.Б.<sup>1</sup>, Торопов П.А.<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>*Институт физики атмосферы РАН им. А.М. Обухова, 119017, Москва,  
Пыжевский пер., д. 3, тел. +7(495) 951-8549,  
e-mail: shestakova.aa.92@gmail.com;*

<sup>2</sup>*Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва,  
Ленинские горы, д. 1, тел. +7(495) 939-2942;*

<sup>3</sup>*Институт географии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29,  
тел. +7(499) 129-0474, e-mail: tormet@inbox.ru*

The main mechanisms of downslope windstorms (Novorossiysk bora and other local winds) – hydraulic and wave – strongly depend on the large-scale flow characteristics. These dependencies are investigated using results of mesoscale numerical modelling.

Бора в Новороссийске – одно из наиболее сильных и ярких проявлений подветренных бурь на территории России. Также среди подветренных бурь известны новоземельская бора и певекский южак, имеющие схожие черты и одинаковую природу с новороссийской борой. В этой работе на основе данных наблюдений, реанализа и численного моделирования с помощью мезомасштабной модели WRF-ARW проводится оценка применимости гидравлической и волновой гипотез возникновения боры, которые широко используются для описания подветренных бурь по всему миру. Механизм формирования рассматриваемых подветренных бурь смешанный, что выражается как в одновременном наличии гидравлического скачка и зоны обрушения гравитационных волн над горами, так и в значительной изменчивости вклада волновых процессов в динамику подветренных бурь. Эффективность каждого механизма зависит от таких параметров крупномасштабного натекающего потока, как интенсивность приподнятой инверсии и высота фонового критического уровня (высота обращения ветра). Наиболее благоприятными условиями для реализации обоих механизмов является умеренная или слабая приподнятая инверсия с нижней границей вблизи вершин хребтов и высокий или отсутствующий критический уровень.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 18-35-00252 и № 18-05-80065.

## ОЦЕНКА ЛИНЕЙНЫХ И НЕЛИНЕЙНЫХ ПАРАМЕТРОВ ВНУТРЕННИХ ВОЛН В ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ КОНТАКТНЫХ И ДИСТАНЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Шишкина О.Д.<sup>1</sup>, Литвин А.Д.<sup>2</sup>, Стецюк И.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ФИЦ Институт прикладной физики РАН,  
ул. Ульянова, 46, ГСП-120, 603950, г. Нижний Новгород,  
Тел. +7 831 416-4872, e-mail: [olsh@appl.sci-nnov.ru](mailto:olsh@appl.sci-nnov.ru)  
<sup>2</sup> КГНЦ, Московское ш., 44, 196158, г. Санкт-Петербург,  
+7 812 415-4619, e-mail: [irene\\_stetsuok@yahoo.com](mailto:irene_stetsuok@yahoo.com)

The features of formation of linear and nonlinear internal Kelvin waves in the Caspian Sea, as well as the research of their spatial transformation versus the seasonal hydrological characteristics and the bathymetry of the shelf zone are studied. The results of the in-situ contact measurements [1] are verified by quantitative estimations of the horizontal and vertical parameters of internal waves based on satellite data for the upper sea layers.

Исследуются особенности формирования линейных и нелинейных внутренних волн Кельвина в Каспийском море, а также результаты их пространственной трансформации в зависимости от сезонных гидрологических характеристик и батиметрии шельфовой зоны. Результаты контактных натурных измерений [1] верифицируются количественными оценками горизонтальных и вертикальных параметров внутреннего волнения, выполненными на основе спутниковых данных для верхних слоев моря.

В докладе представлены результаты анализа вертикальной и горизонтальной структуры линейных и нелинейных внутренних волн Кельвина, зарегистрированных с помощью вертикальных линейек датчиков температуры, установленных вблизи кромки шельфа в юго-западной части Каспийского моря. Схема размещения контактной измерительной аппаратуры представлена на рис. 1 [1].

На рис. 2 представлены результаты измерений цугов внутренних волн Кельвина. Вертикальная структура двух систем внутренних волн, зарегистрированных в периоды с 24 по 26 ноября (на рис. 2 справа) и с 1 по 5 декабря 2004 г. (на рис. 2 слева).

Очевидно, что сезонные изменения гидрологии в осенне-зимний период с незначительным снижением температурного градиента

$\Delta T / \Delta z = 0.02^\circ\text{C}/\text{м}$  в приповерхностном слое глубиной 50 м привели к изменению характера вертикальной структуры поля внутренних волн с выраженного линейного на типично нелинейный.

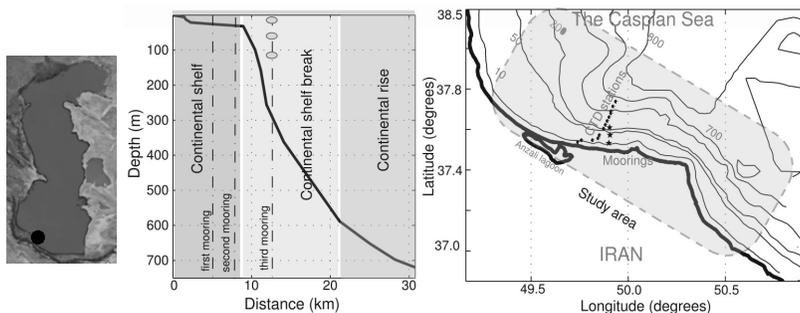


Рис. 1. Схема расположения оборудования для контактных измерений гидрологии на шельфе Каспийского моря [1].

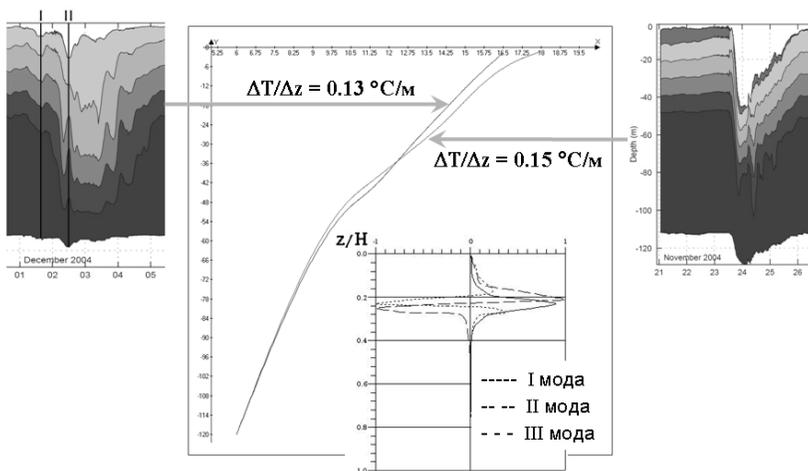


Рис. 2. Волновые возмущения в сезонном пикноклине по данным контактных измерений в ноябре (справа) и декабре (слева) 2004 г. [1].

Результаты двумерной и пространственной реконструкции спутниковых данных для акватории Каспийского моря и соответствующих периодов времени в ноябре–декабре 2004 г. приведены на рис. 3 и 4.

В вертикальной и горизонтальной структуре линейных внутренних волн по данным как контактных (рис. 2), так и дистанционных (рис. 3)

измерений наблюдаются проявления дисперсионных свойств низших мод внутренних волн.

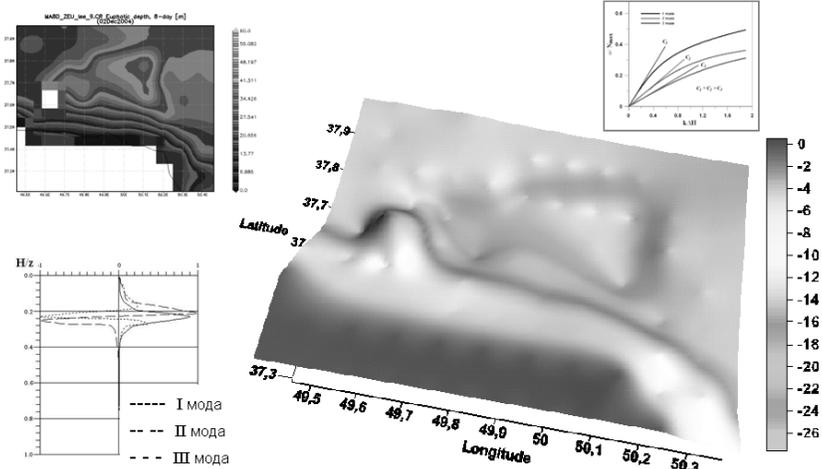


Рис. 3. Поле эвфотической глубины по данным дистанционного зондирования (линейные волны, вертикальная структура на рис. 2 слева).

Пространственная независимость модовой структуры вынужденного внутреннего волнового поля движущегося твердого тела ранее была исследована в [2, 3]. Наблюдения аналогичного поведения свободных внутренних волн с исследованием пространственной структуры волнового поля ранее не встречались.

Результат формирования нелинейной внутренней волны Кельвина как солитона понижения 1-й внутренней моды с амплитудой 40 м (рис. 2) представлен на рис. 4.

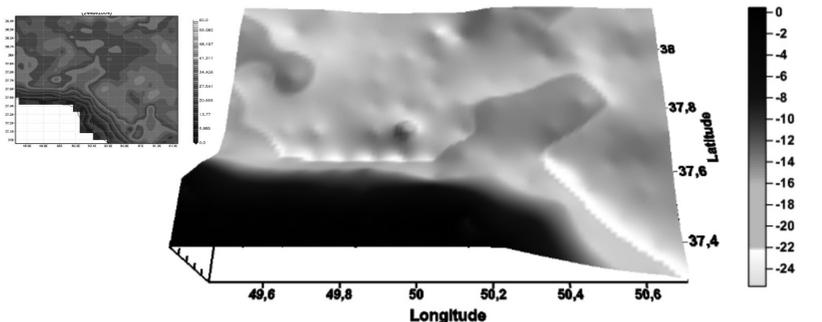


Рис. 4. Поле эвфотической глубины по данным дистанционного зондирования (нелинейные волны, вертикальная структура на рис. 2 справа).

Особенности гидрологических условий, способствующих формированию солитонов в пикноклине, исследовались в [4].

Полученные результаты могут быть использованы для верификации пространственно-временных оценок гидрологии сезонного пикноклина по результатам контактных натурных измерений, а также расшифровки данных дистанционного зондирования верхних слоев морской среды при анализе гидродинамических возмущений в шельфовой зоне.

Реконструкция полей гидрологических параметров акватории Каспийского моря выполнена на основе спутниковых данных программы MODIS-Aqua. Реанализ спутниковых измерений выполнен с помощью интерактивной системы GIOVANNI.

Выполнение работы частично финансировалось по ГК № 0035-2014-0032.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Weber J.E.H. and Ghaffari P. Mass transport in internal coastal Kelvin waves // *Eur. J. Mech. B/Fluid*. 2014. Vol. 47. P. 151–157.
2. Шишкина О.Д. Экспериментальное исследование генерации внутренних волн вертикальным цилиндром в приповерхностном пикноклине // *Изв. РАН. Механика жидкости и газа*. 2002. № 6. С. 94–99.
3. Shishkina O.D. Experimental study of regular background and ship internal waves interaction in the thermocline // *4-th International Symposium on Stratified Flows. Preprints*. Eds. Hopfinger E., Voisin B. 1994, LEGI-IMG. Grenoble. Vol. 3, Section GP3.
4. Shishkina O.D. Resonant generation of solitary wave in thermocline // *Experiments in fluids*. 1996. Vol. 21. Iss. 5. P. 374–379.

## МОДЕЛЬНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ ПО ИЗУЧЕНИЮ РОЛИ ВИРУСНОГО ЛИЗИСА В ИЗМЕНЕНИИ ПРОЗРАЧНОСТИ МОРСКОЙ ВОДЫ

Шоларь С.А.<sup>1</sup>, Гайский П.В.<sup>2</sup>, Степанова О.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Морской гидрофизический институт, РАН,  
ул. Капитанская, 2, 299011, г. Севастополь, тел.+7 692 54 52-41,  
e-mail: [sa.sholar@mail.ru](mailto:sa.sholar@mail.ru)*

<sup>2</sup> *Институт природно-технических систем, РАН, ул. Ленина, 28, 299011,  
г. Севастополь, тел.+7 692 54-4410, e-mail: [solar-ua@ya.ru](mailto:solar-ua@ya.ru)*

The influence of viral lysis on the change in the transparency of marine water in the experiment is presented. A unique laboratory installation, a multi-spectral light beam attenuation meter, representatives of the marine micro biota – microalgae culture and strains of algal viruses were used.

Бурное развитие нового научного направления – морской вирусологии – требует разработки новых подходов, методов и способов изучения влияния самых многочисленных и наименее изученных гидробионтов – морских вирусов – на физические параметры среды их обитания – на морскую воду. Вирусы водоемов играют значительную роль в функционировании водных экосистем, принимая активное участие в круговороте органического углерода, в процессах функционирования пищевых цепей, в биоразнообразии, а также в изменениях в атмосфере (циркуляция  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$  и диметилсульфида – биоактивного газа, играющего важную роль в формировании облаков), а значит и климата. По мнению ученых [1], морские вирусы – главные игроки в глобальной экологии, чутко реагирующие на экологические факторы [2]. В доступной литературе сведения о влиянии вирусов гидросферы на физические характеристики воды практически отсутствуют. Наши первые экспериментальные исследования в этом направлении с использованием созданной лабораторной установки выявили потенциальную роль вирусного лизиса в изменении электрической проводимости морской воды [3].

Наши дальнейшие лабораторные опыты проводились и с целью выявления значения вирусного лизиса в оптических свойствах (прозрачности) воды. Экспериментальные исследования выполнялись с использованием авторской универсальной лабораторной установки, схематическое изображение которой представлено на рис. 1 и подробно описано в [3].

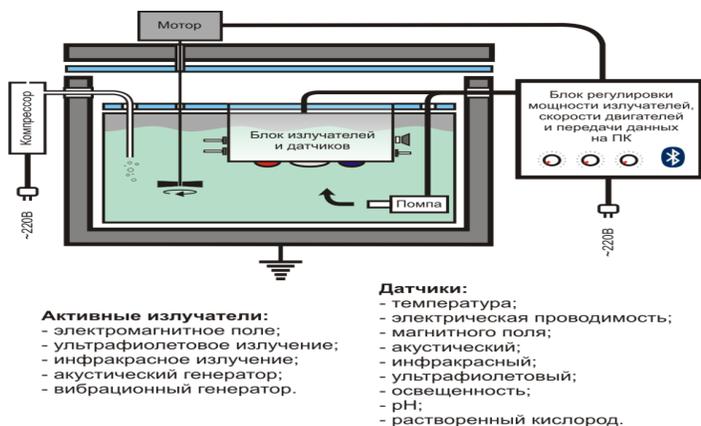


Рис. 1. Схема уникальной лабораторной установки контроля и мониторинга изучаемой жидкой среды.

В емкость лабораторной установки помещали морскую воду (в объеме 30 л, отбор которой проводили из Карантинной бухты акватории г. Севастополя в апреле и мае 2018 г). Затем в емкость добавляли культуры микроводорослей (0,4–1,2 л), полученные из коллекции водорослей Института морских биологических исследований им. А.О. Ковалевского и вирусные суспензии альговирюсов (0,4–1,2 л) из личной авторской коллекции Степановой О.А. Фиксирование изменения прозрачности содержимого емкости проводили с использованием малогабаритного спектрального измерителя показателя ослабления направленного света (СИПО), разработанного в отделе Оптики и биофизики моря Морского гидрофизического института РАН. Измерения показателя ослабления света (ПОС) морской воды выполнялись в динамике до и после добавления культур микроводорослей и суспензии альговирюсов.

На рис. 2 представлен график изменения ПОС (на длине волны 625 нм) в ходе эксперимента. Поскольку лизис культуры микроводоросли *Phaeodactylum tricorutum* при контакте с альговирюсом (PtV-S18) в малых объемах (4,0–10,0) наблюдается через 48 ч, можно предположить, что и первые признаки повышения прозрачности жидкой среды в емкости лабораторной установки будут зафиксированы примерно в этот период. Как можно видеть на графике основные процессы изменения прозрачности, связанные с вирусным лизисом, происходят в течение первых 1,5–2 суток, после чего значения ПОС возвращаются к первоначальным.

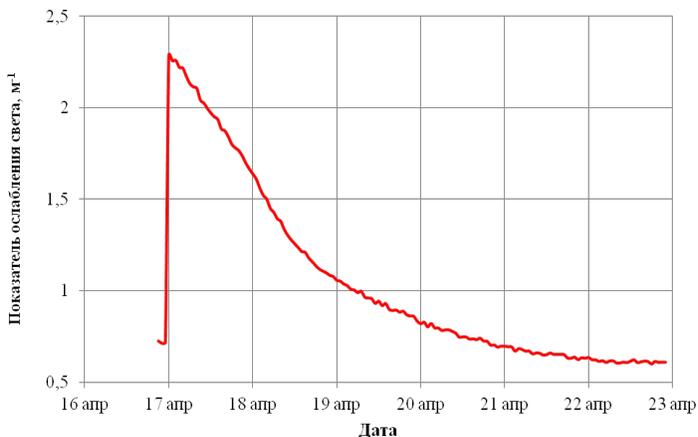


Рис. 2. Изменение ПОС, в результате лизиса культуры микроводоросли *Phaeodactylum tricornutum* альговирусом PtV-S18 для длины волны 625 нм.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827-2018-0002.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Suttle C.A. Marine viruses – major players in the global ecosystem // Nature Reviews Microbiology. 2007. No. 5. P. 801–812.
2. Степанова О.А. Ответные реакции вирусов гидросферы и их одноклеточных хозяев на экологические факторы // Системы контроля окружающей среды. 2018. № 12. С. 99–108.
3. Степанова О.А., Гайский П.В. Динамика изменений электрической проводимости морской воды под влиянием биотической составляющей в условиях эксперимента // Системы контроля окружающей среды. 2018. № 11. С. 48–56.

## ОКЕАНИЧЕСКОЕ ЯВЛЕНИЕ ЭЛЬ-НИНЬО – ЛА-НИНЬЯ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ПРОЦЕССЫ В АТМОСФЕРЕ

**Бондаренко А.Л.**

*Институт водных проблем РАН,  
ул. Губкина, д. 3, 119333 Москва, тел. +7 916 0258937  
e-mail: [albert-bond@mail.ru](mailto:albert-bond@mail.ru)*

Previous studies [1, 2, 3, 5] have established that the El niño–La niña forms due to vertical movements of the waters of long-period waves in the Equatorial region of the Pacific. The author's studies [4] showed that long-period waves of the oceans are rather similar to solitons waves. Waves soliton have cyclonic area of water motion, which is located in the Equatorial region of the ocean and in which water divergence develops accompanied by cold-water rise from the deep ocean. Long-period waves have different amplitudes, providing different magnitudes of cold-water rise, hence different temperature of the ocean surface and development stage of the El niño–La niña.

Поверхностные воды восточной части экваториальной зоны Тихого океана обычно холоднее вод, расположенных севернее и южнее этой зоны, и составляют 25–26°C (рис. 1а, б, в, г). Температура воды севернее и южнее экваториальной зоны равна 28–30°C. Иногда возникают условия, когда температура экваториальных вод увеличивается до 29–30°C. Такое состояние океана может продолжаться около года, и оно получило название Эль-Ниньо. Часто возникают условия, когда температура поверхностных вод экваториальной зоны океана падает до 20–22°C. Такое состояние океана называется Ла-Нинья. Длится оно 3–5 месяцев и наблюдается один раз в году. Фактически Эль-Ниньо и Ла-Нинья это крайние состояния явления, которое можно назвать: Эль-Ниньо–Ла-Нинья.

Существует несколько гипотез формирования этого явления. Наиболее популярная из них объясняет его так. Состояние Эль-Ниньо возникает в результате переноса теплых вод из западной части Тихого океана течением Эль-Ниньо, Ла-Нинья возникает в результате переноса холодных вод с южной части Тихого океана течением Ла-Нинья. Авторы [3] путем анализа натуральных данных доказали несостоятельность этой и других существующих гипотез формирования явления Эль-Ниньо–Ла-Нинья и предложили свое строго экспериментально обоснованное объяснение. Было установлено, что изменение температуры поверхностных вод

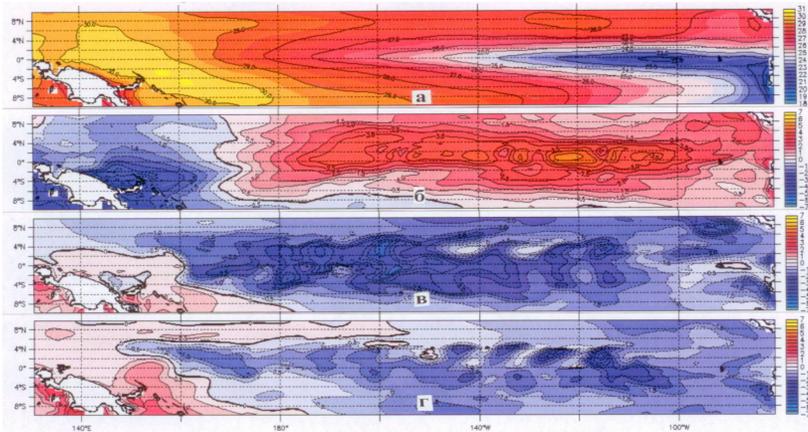


Рис. 1. Температура ( $^{\circ}\text{C}$ ) воды экваториальной области Тихого океана от берегов Южной Америки до о. Новая Гвинея на глубине 15 м: а) среднее значение температуры воды за период 1993–2009 гг., б) аномалии температуры воды на время 1997 г. – 09 – 20, во время сильного Эль-Ниньо, в) аномалии температуры воды на время 2008 г. – 02–10, во время сильного Ла-Нинья, г) аномалии температуры воды на время 2000 г. –12–10, во время среднего Ла-Нинья.

<http://www.avisio.oceanobs.com/>

океана обусловлено вертикальными движениями вод долгопериодных волн, получивших название экваториальные волны Россби. Была выявлена тесная связь параметров волн и температуры океана, являющейся характеристикой состояния явления Эль-Ниньо–Ла-Нинья.

В этой проблеме многое оставалось неясным. В частности, что собой представляют экваториальные волны Россби, почему они выстраиваются в группы, модулируют с периодом один год и модуляции имеют постоянную фазу. С позиции существующих представлений об экваториальных волнах Россби такое свойство волн объяснить невозможно.

Впоследствии было установлено, что долгопериодные океанические волны, названные волнами Россби, по своей кинематике больше похожи на волны солитоны, впервые открытые Джоном Скоттом Расселом в 1834 г. [4]. Волны обладают свойством распространяться в открытом океане в западном направлении. В центральной части волны линии тока сосредоточены в вертикальной плоскости, и вращение частиц воды происходит по эллипсу. В правой и левой частях волны образуются вихреподобные движения циклонической и антициклонической направленности. Все эти движения получают отображение в температурном поле воды океана.

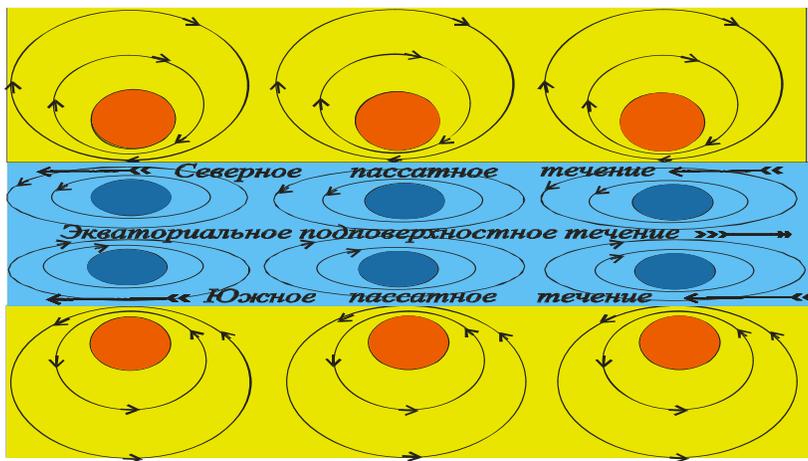


Рис. 2. Линии тока океанических долгопериодных волн, похожих на волны солитоны в виде эллипсов со стрелками (направление силы, создающей течения) в зоне до  $35^\circ$  северной и южной широт. Голубым цветом выделена область циклонических движений воды, дивергенции и подъёма на поверхность океана холодных глубинных вод, а желтым – области антициклонических движений воды, конвергенции и опускания на глубину теплых поверхностных вод. Синим цветом выделены области интенсивного подъема воды в волнах, а оранжевым – опускания.

Можно выделить режимные условия волн Северного полушария и Южного. Границей волн является экватор, своего рода твердая стенка для волн обоих полушарий. На этой границе, экваторе, плотность линий тока высокая, соответственно, и скорости течений большие. Так можно объяснить большие скорости течений на экваторе. Можно допустить, что периоды волн в Северном и Южном полушариях различаются, что и создает на границе, экваторе, модуляционные движения воды, как результат сложения волн с различными периодами. Отсюда и модуляционное строение течений. Поскольку фаза модуляций не меняется от года к году, то можно допустить, что фазы волн постоянны и волны имеют детерминированный характер.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бондаренко А.Л., Жмур В.В. О природе и возможности прогнозирования явления Эль-Ниньо–Ла-Нинья // Метеорология и гидрология. 2004. № 11. С. 39–49.
2. Бондаренко А.Л. Эль-Ниньо–Ла-Нинья: механизм формирования // Природа. 2006. № 5. С. 39–47.
3. Бондаренко А.Л., Серых И.В. О формировании явления Эль-Ниньо–Ла-Нинья Тихого океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из Космоса. 2011. Т. 8. № 2. С. 57–63.
4. Бондаренко А.Л. Лето 2010 года: жара в России и наводнения в Пакистане // Наука в России. Март-апрель. 2013. № 2. С. 28–31.  
[http://www.oceanographers.ru/images/stories/pdf/bondarenko\\_rossby.doc](http://www.oceanographers.ru/images/stories/pdf/bondarenko_rossby.doc)  
[http://meteoweb.ru/articles/bondarenko\\_05\\_2013.pdf](http://meteoweb.ru/articles/bondarenko_05_2013.pdf)
5. Bondarenko A.L., Zhmur V.V. Nature and forecasting possibility of the Nino/la Nina phenomenon // Russian Meteorology and Hydrology. 2004. No. 11. P. 26–35.

## К ОЦЕНКЕ РОЛИ ТЕРМИЧЕСКОГО И ВЕТРОВОГО ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ СИСТЕМЫ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД МИРОВОГО ОКЕАНА

Нейман В.Г.

*Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, Нахимовский проспект, 36,  
117997, г. Москва, 8(499)124-63-96, [vneiman2007@andex.ru](mailto:vneiman2007@andex.ru)*

The paper substantiates and refines the basic concepts of the nature of large-scale currents of the World Ocean. The general ideas about the key factors that determine the real natural mechanism and form the basis of an adequate physical model of general circulation of the ocean are considered and systematized.

Принято считать, что самая низкочастотная мода скорости океанских течений составляет основу системы Общей Циркуляции Океана (ОЦО). Иначе говоря, ОЦО – это глобальная система упорядоченного движения океанских водных масс, осредненного за достаточно большой промежуток времени, скажем, не менее десяти лет, и имеющая преобладающий пространственный масштаб порядка 100 км (рис. 1 [1]).

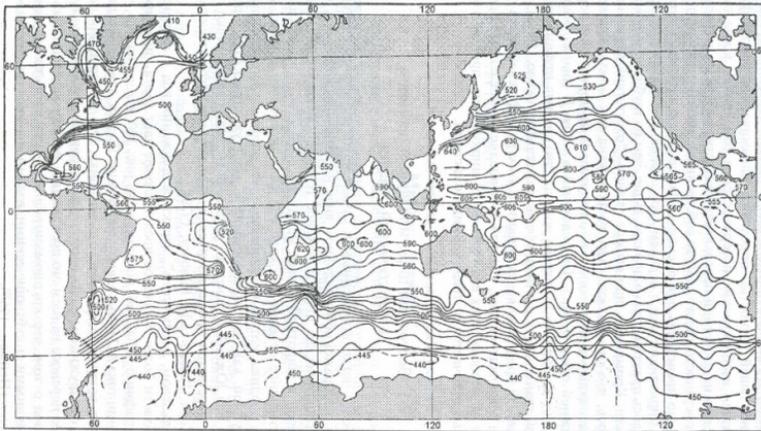


Рис. 1. Динамический рельеф поверхности Мирового океана. Горизонтали, кратные 50, 20 и 5 дин. см (из [1]).

Концептуальные основы теории ОЦО в том или ином виде содержатся в трудах многих известных гидрофизиков прошлого столетия, например, у Х. Свердрупа [2], Г. Стоммела [3], В.Б. Штокмана [4], В.В. Шулейкина [5] и др., а также в работах наших современников: В.М. Каменковича [6], П.С. Линейкина [7], Г.И. Марчука [8], С. Манабе и К. Брайена [9], А.С. Моница [10], А.С. Саркисяна [11] и др. Однако совокупного, логически связного описания ключевых факторов, определяющих физическую модель ОЦО, в общедоступной литературе обнаружить фактически не удается.

Главным астрогеофизическим, или внешним, фактором, оказывающим влияние на формирование ОЦО, является тепло солнечной радиации, поступающей на земную поверхность. Действие этого фактора в общих чертах можно представить в виде трех эффектов. Во-первых, он реализуется в виде непосредственного притока тепла на поверхность океана как за счет поступления прямой солнечной радиации, так и в процессе энергетического взаимодействия океана с атмосферой. Этот эффект проявляется в создании «первоначального» рельефа поверхности океана в виде повышения уровня в областях аккумуляции тепла и понижения его там, где плотность воды увеличивается в условиях отрицательного теплового баланса. Если бы этот эффект можно было проследить изолированно от других термодинамических факторов, то наглядное представление о нем дал бы меридиональный профиль уровня поверхности океана с возвышением на экваторе и двумя ложбинами в полярных областях. Возникающие в верхних слоях океана горизонтальные градиенты давления в обоих полушариях направлены к полюсам. При такой термобарической ситуации в океане должна возбуждаться меридиональная циркуляция с движением водных масс – от теплого к холодному – с подъемом вод в тропиках и их опусканием в высоких широтах. Это так называемая тепловая машина первого рода, по В.В. Шулейкину [5]. Другая роль внешнего термического фактора в процессе формирования ОЦО проявляется опосредованно в воздействии на поверхность океана поля атмосферного давления. Фактический меридиональный профиль атмосферного давления на поверхности океана имеет вид синусоиды с длиной волны в среднем около 3000 км [12] с абсолютным максимумом в субтропиках и минимумами в экваториальной зоне и в умеренных широтах.

Третьим по счету, но, по-видимому, основным по значению источником энергии ОЦО является ветровое напряжение на поверхности океана [13]. Роль ветра в формировании поля скорости поверхностных океанских течений в наиболее ярком виде проявляется при сопоставле-

нии соответствующих схем циркуляции атмосферы и океана [14]. Глобальное поле ветра, передающего свою энергию океану путем создания касательного напряжения трения на его поверхности, непосредственно связано, как и поле атмосферного давления, с одним и тем же астрогеофизическим процессом, а именно – с неравномерным притоком тепла к земной поверхности. Однако перенос чисто дрейфовых течений, ограниченных тонким поверхностным слоем, несоизмеримо мал по сравнению с глобальным масштабом общей циркуляции. Поэтому «быстрые» ветровые дрейфовые течения, хотя и являются наиболее заметными в реальном масштабе времени элементами динамической структуры океана, сами по себе непосредственно не влияют на систему ОЦО. Реальное значение для ОЦО имеют так называемые вторичные ветровые течения, виртуально «возбуждаемые» среднесезонным полем ветра в виде медленных крупномасштабных бароклинных переносов.

В конечном счете оказывается, что тепловой баланс поверхности океана отражает природу как внешних, так и почти всех внутренних факторов, в той или иной мере способствующих возбуждению общей, или климатической, океанской циркуляции. В частности, там, где осадки или пресный сток рек превышают испарение, создаются условия, аналогичные тем, которые свойственны районам аккумуляции тепла солнечной радиации. Эта естественная природная аналогия источников формирования поля плотности в океане послужила основанием для выделения специфического типа циркуляции – солёностного [15], который сопровождается переносом плавучести, или потоком плотностной конвекции, то есть вызывается фактически тем же фактором, что и рассмотренная выше чисто термическая циркуляция. Заметим, что в одних областях океана «термическая» и «солёностная» моды скорости течения одинаковы по направлению, вследствие чего результирующая циркуляция усиливается, в других районах их вклады могут быть противоположными.

Кроме перечисленных обнаруживается еще целый ряд факторов, в большей или меньшей степени влияющих на характеристики ОЦО. В первую очередь, к ним относятся, например, такие важные в динамическом отношении вторичные ветровые эффекты, как сгонно-нагонные явления, приводящие к стационарному повышению уровня у «наветренных» границ бассейнов, который отражается в системе ОЦО в виде вдольбереговых пограничных течений, замыкающих планетарные субтропические круговороты вблизи западной периферии океанов.

Работа выполнена в рамках государственного задания ФАНО России (тема № 0149-2019-0004).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бурков В.А., Булатов Р.П., Нейман В.Г. Крупномасштабные черты циркуляции вод Мирового океана // *Океанология*. 1973. Т. 13. Вып. 3. С. 395–403.
2. Sverdrup H., Johnson M., Fleming R. *The Oceans*. N.Y. Prentice-Hall. 1942. 1087 p.
3. Stommel H. *The Gulf Stream*. Univ. California Press. 1965. 243 p.
4. Штокман В.Б. Избранные труды по физике моря. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 335 с.
5. Шулейкин В.В. Физика моря. М.: Наука, 1968. 1983 с.
6. Каменкович В.М. Основы динамики океана. Л.: Гидрометеоздат, 1973. 240 с.
7. Линейкин П.С. Основные вопросы динамической теории бароклинного слоя моря. Л.: Гидрометеоздат, 1957. 139 с.
8. Марчук Г.И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана на основе метода расщепления. Новосибирск: Наука, 1972. 168 с.
9. Манабе С., Брайен К. Климат и циркуляция океана. Л.: Гидрометеоздат, 1972. 192 с.
10. Монин А.С., Бурков В.А. Глобальные черты циркуляции вод Мирового океана // *Океанология*. 1973. Т. 13. Вып. 1. С. 51–65.
11. Саркисян А.С. Численный анализ и прогноз морских течений. Л.: Гидрометеоздат, 1977. 182 с.
12. Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. Л.: Гидрометеоздат, 1979. 407 с.
13. Hellermann S. An updated estimate on the wind stress on the World Ocean // *Monthly Weather Rev.* 1968. V. 96. No.1. P. 62–74.
14. Veronis G. Large scale ocean circulation // *Appl. Mechanics*. 1973. No. 13. Acad. Press. P. 1–92.
15. Федоров К.Н. Термохалинная конвекция в виде солевых пальцев и ее возможные проявления в океане // *Изв. АН СССР. ФАО*. 1972. Т. 8. № 2. С. 214–230.

## МЕЗОМАСШТАБНЫЕ ВИХРИ В ОЗЕРАХ

**Кириллин Г.Б.**

*Leibniz-Institute of Freshwater Ecology and Inland Fisheries (IGB), Müggelseedamm  
310, 12587 Berlin Germany, tel. +493064181669, e-mail: kirillin@igb-berlin.de*

In lakes with horizontal dimensions less than the internal Rossby deformation radius the mesoscale coherent structures are usually a priori excluded from consideration. Eddies however seem to be a persistent feature of lake dynamics, and represent by this an insightful analogy to oceanic flows. Their importance on lake-wide scales remains unknown.

Горизонтальные масштабы большинства озер не превышают нескольких километров, что обычно меньше чем их характерный бароклиный радиус Россби. Таким образом, в отсутствие заметного влияния вращения земли на движение воды, озера считаются свободными от мезомасштабных вращающихся структур. Подробные наблюдения за динамикой озер на суб-синоптических временных масштабах стали проводиться сравнительно недавно и продемонстрировали наличие долгоживущих вихревых структур, близких по характеристикам к атмосферным и океанским синоптическим вихрям. В данной работе обсуждаются характеристики озерных вихрей и возможные пути их генерации.

Первые детальные наблюдения озерных мезомасштабных вихрей были предприняты в озере Stechlin (Германия) с помощью подповерхностных дрейфтеров (поплавков нейтральной плавучести) в 2004–2005 гг. [1]. Вихри были неоднократно прослежены в условиях, предполагающих отсутствие заметного влияния силы Кориолиса, при отношении бароклиного радиуса Россби к характерному горизонтальному масштабу около 3:1. В кинематических свойствах вихрей завихренность преобладала над прочими компонентами лагранжевого движения – дивергенцией, сдвигом и растяжением – демонстрируя близкий к твердотельному характер вращения с угловыми скоростями 3 оборота в день. Центроид вихря мог оставаться на месте, но чаще дрейфовал со скоростью около 300 м/день под влиянием преобладающей циркуляции. Из многих возможных механизмов генерации таких вихрей наиболее вероятным представляется взаимодействие с неоднородностями дна сейшевых колебаний, на которых аккумулируется большая часть

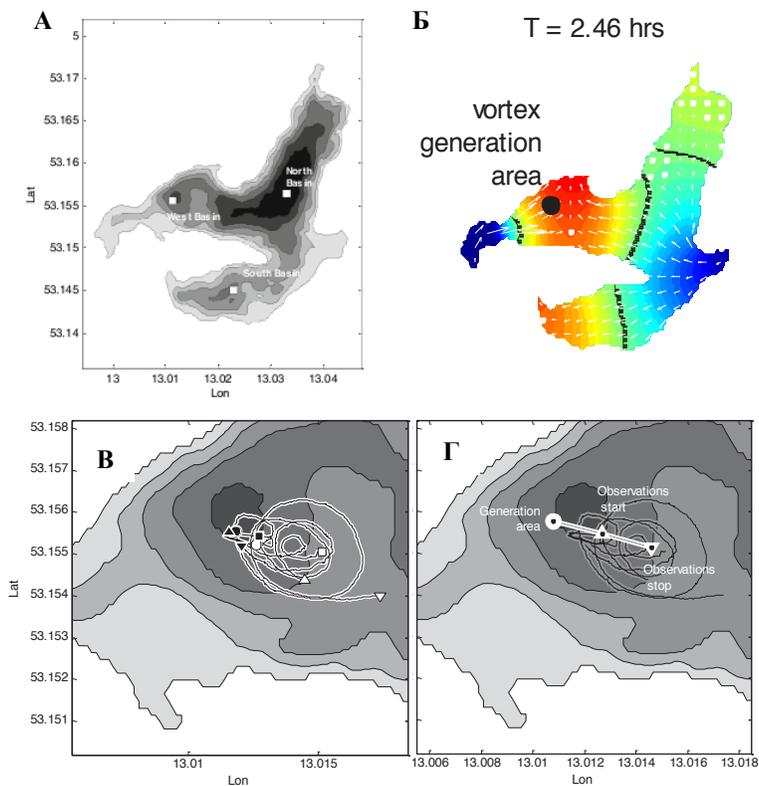


Рис. 1. Озеро Штехлин и траектория одного из наблюдаемых в нем вихрей: (А) Батиметрическая карта, изобаты через 10 м. (Б) Амплитуды четвертой моды собственных колебаний в условных единицах (цвет) и градиент собственных функций (стрелки), показывающий направление и относительную скорость сейшевых течений. Узловые линии сейши показаны черным. (В) Траектории отдельных дрейфтеров. (Г) Траектория поступательного движения вихря.

кинетической энергии в озерах. Данный вывод подтверждается также результатами моделирования, согласно которым вихри возникают при прохождении над резким падением дна одиночных солитонно-подобных внутренних волн (internal bores), либо при генерации сейшевых колебаний высших мод, которые имеют максимум амплитуды вблизи локализованного падения дна (рис. 1). Мультимодальный характер сейшей и неоднородная морфометрия различных озер предполагают, что это взаимодействие может принимать различные формы, будучи

типичным для большинства озер и внося значительный вклад в массообмен между литоральными (прибрежными) и пелагиальными (центральными) водами.

Особый вид циркуляции в озерах представляет собой динамика озер, покрытых льдом. Оставаясь слабо стратифицированными, озера подо льдом имеют малый бароклинный радиус Россби, так что сила Кориолиса приобретает основное значение в циркуляции, потенциально способствуя образованию стабильных вихрей. Этому также способствует отсутствие ветровых течений. Стабильный циклонический вихрь с характеристиками, близкими к мезомасштабным океанским вихрям, был описан Форрестом и др. [2] в покрытом льдом озере Pavilion (Канада). Вихрь с горизонтальными размерами около 100 м занимал верхний перемешанный слой в центре озера, без видимой связи с неоднородностями дна или поверхностными/грунтовыми притоками. Механизм генерации остался невыясненным, однако важная роль силы Кориолиса в поддержании вращательного движения была очевидна (бароклинный радиус Россби  $\sim 200$  м), и авторы провели аналогию с вихрями, наблюдаемыми под океанским льдом (см., напр., [3]). Дополненный шаг к пониманию механизмов возникновения вихрей в пресноводных озерах, покрытых льдом, был сделан в работе [4] по наблюдениям в полярном озере Kilpisjärvi (Финляндия). На поздней стадии ледового периода, прогрев воды в береговых промоинах приводит к конвергентным склоновым течениям и апвеллингу в центральной части озера. Возвратное дивергентное течение при этом уравнивается Кориолисовым ускорением и приводит к возникновению антициклонической циркуляции. Последняя, в свою очередь, интенсифицируется за счет уменьшения глубины в направлении радиальной компоненты дивергентного течения (рис. 2). Угловая скорость вихря достигала 0.33 оборота в день, что существенно для подледных озерных течений и предполагает интенсивный обмен водными массами между литоралью и пелагиалью. Следовательно, образованию вихрей способствуют общие для всех подледных озер черты, такие как отсутствие ветрового перемешивания и горизонтальные неоднородности поверхностного прогрева и рельефа дна. Общность вихреобразования как характерной черты для озер покрытых льдом, подтверждают наблюдения в Байкале и др. озерах [5, 6]. Роль вихрей в озерной динамике остается предметом изучения.

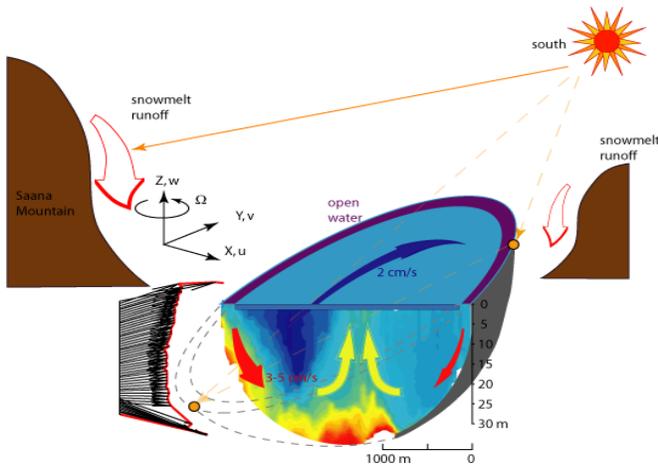


Рис. 2. Схема образования антициклонического вихря при таянии прибрежного льда в озерах. Разрез: температура воды в оз. Kõljärvil по шкале 0–4°C. Стрелки: вертикальный профиль скоростей течения.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Kirillin G., Englehardt C., and Golosov S. A mesoscale vortex in a small stratified lake // *Environ. Fluid Mech.* 2008. Vol. 8. P. 349–366.
2. Forrest A.L., Laval B.E., Pieters R., and Lim D. A cyclonic gyre in an ice-covered lake // *Limnol. Oceanogr.* 2013. Vol. 58. P. 363–375.
3. Timmermans M.-L., Toole J., Proshutinsky A., Krishfield R., and Plueddemann A. Eddies in the Canada Basin, Arctic Ocean, observed from ice-tethered profilers // *J. Phys. Oceanogr.* 2008. Vol. 38. P. 133–145.
4. Kirillin G.B., Forrest A.L., Graves K.E., Fischer A., Engelhardt C., and Laval B.E. Axisymmetric circulation driven by marginal heating in ice-covered lakes // *Geophys. Res. Lett.* 2015. Vol. 42. P. 2893–2900.
5. Granin N.G., Kozlov V.V., Tsvetova E.A., and Gnatovsky R.Y. Field studies and some results of numerical modeling of a ring structure on Baikal ice // *Doklady Earth Sciences* 2015. Vol. 461. P. 316–320
6. Kouraev A.V., Zakharova E.A., Rémy F., Kostianoy A.G., Shimaraev M.N., Hall N.M., & Suknev A.Y. Giant ice rings on lakes Baikal and Hovsgol: Inventory, associated water structure and potential formation mechanism // *Limnol. Oceanogr.* 2016. Vol. 61. P. 1001–1014.

## ИЗМЕНЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ ВОД В БАССЕЙНЕ НАНСЕНА СЕВЕРНОГО ЛЕДВИТОГО ОКЕАНА КАК СЛЕДСТВИЕ СОКРАЩЕНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

**Иванов В.В.**<sup>1,2,3</sup>

<sup>1</sup>*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,  
ул. Ленинские горы, 1, 119991, Москва, +79112743022,*

<sup>2</sup>*Гидрометеорологический Центр России, Москва*

<sup>3</sup>*Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,  
Санкт-Петербург, e-mail: [vladimir.ivanov@aari.ru](mailto:vladimir.ivanov@aari.ru)*

The presentation provides evidence of noticeable changes in the water mass structure in the Nansen Basin of the Arctic Ocean. These changes are presumably linked with substantial reduction of the sea ice cover around the Arctic Ocean in 2000–2010 s. The study is based on the results of marine expeditions in the Arctic Ocean and Siberian seas in 2013, 2015 and 2018.

Современное сокращение арктического морского льда является одним из основных индикаторов изменения планетарного климата. Среднее сокращение распространения морского льда (границы 15-ти процентной концентрации льда) в последние 6 лет (после абсолютно-го летнего минимума 2012 г.) относительно медианы за период 1981–2010 гг., составило 30% на пике сезонного минимума, и 5% на пике сезонного максимума. Не вызывает сомнений, что в большей степени это сокращение морского льда вызвано атмосферными воздействиями, в первую очередь, повышением температуры воздуха. Однако в условиях значительного расширения свободных ото льда зон и возрастания продолжительности существования таких зон, формируются предпосылки для интенсификации гидрофизических процессов, которые были подавлены присутствием постоянного ледяного покрова. К таким процессам: относятся термохалинная конвекция, генерация ветровых волн и приливные течения. Действие этих процессов способно обеспечить дополнительное сокращение ледяного покрова, в том числе и в зимний сезон, когда положительный атмосферный форсинг практически отсутствует. На основании анализа результатов экспедиционных исследований по международному проекту НАБОС в 2013, 2015 и 2018 гг. в

докладе обсуждаются изменения вертикальной структуры вод в бассейне Нансена по сравнению с климатической нормой 1950–1990 гг. Эти изменения наглядно свидетельствуют о тенденциях трансформации гидрологической структуры вод СЛО, которую можно ожидать в случае дальнейшего сокращения площади морского льда, которое прогнозируется в последнем докладе Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК).

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (уникальный идентификатор проекта RFMEFI61617X0076).

## РАССЕЯНИЕ ЗВУКА ДВУМЕРНЫМИ СТРАТИФИЦИРОВАННЫМИ ТЕЧЕНИЯМИ

Прохоров В.Е.

*Институт проблем механики им. А.Ю. Ишлинского РАН, пр. Вернадского, 101,  
корп. 1, 119526, г. Москва, 101, Тел.+7 495 4346063, e-mail: [prohorov@ipmnet.ru](mailto:prohorov@ipmnet.ru)*

Experiments on Schlieren visualization and acoustic probing of 2D stratified flows past circular cylinder and thin plate. Distinctions of both flows manifest themselves in fine structure of the wakes of which the cylinder's one is closed and smoothed, while the plate's wake is split into two envelopes with abundant fine structure. Difference in fine structure filling leads to great contrast of backscattering sound field – much more intensive and long-lived for the plate.

Экспериментальное моделирование обтекания тел простой формы – эффективный метод изучения структуры течений. В лабораторных условиях это позволяет наблюдать и выделять отдельные элементы тонкой структуры, а также тестировать различные методы измерений – контактные и дистанционные. При неизменной скорости потока  $U$  крупномасштабная компонента течения имеет характерный размер порядка присоединенной длины внутренних волн  $\lambda_i = UT_b$ , где  $T_b$  – период плавучести. Диапазон тонких масштабов существенно зависит от наличия сингулярности в форме обтекаемого тела. В настоящей работе этот факт иллюстрирован на примере следов за круговым цилиндром и тонкой пластиной, которые буксировались в бассейне с жидкостью с постоянным периодом плавучести. Течения наблюдались в теневой прибор и одновременно зондировались лабораторным гидролокатором.

Оптический бассейн (240×40×60 см) оборудован теневым прибором ИАБ-451 (поле зрения 23 см) и высокочастотным гидролокатором (длина волны  $\lambda = 0.15$  см, длительность посылки  $\tau = 30$  мкс, период повторения 0.16 с). Сквозное пространственное разрешение в оптическом канале – 4000 dpi. В бассейне создавалась стратификация по соли. В условиях однокомпонентной стратификации давление рассеяния  $p$  удовлетворяет  $\Delta p + k^2 p = -p_i Q(\mathbf{R})$  [1], где  $Q(\mathbf{R}) = 2k_0^2 c' / c + ik_0 \nabla \rho' / \rho$ ,  $c$  и  $c'$  – скорость звука и ее флуктуация,  $\nabla \rho'$  – флуктуация градиента плотности. Приведенная форма записи справедлива для практически

важного случая обратного рассеяния, когда вклад скорости течения пренебрежимо мал [2].

Максимальный размер неоднородностей, регистрируемых в акустическом канале  $\delta < 1/k = \lambda / 2\pi$ .

На рис. 1 приведены теневые картины течений, у которых значения числа Фруда примерно одинаковы, поэтому размеры их крупномасштабных элементов мало отличаются. Контрастное различие – в тонкоструктурных элементах (рис. 1): след цилиндра выглядит сомкнутым (а), тогда как след пластины – расщеплен и ограничен двумя высокоградиентными оболочками, между которыми присутствует богатая тонкая структура, особенно заметная в ближнем следе (б).

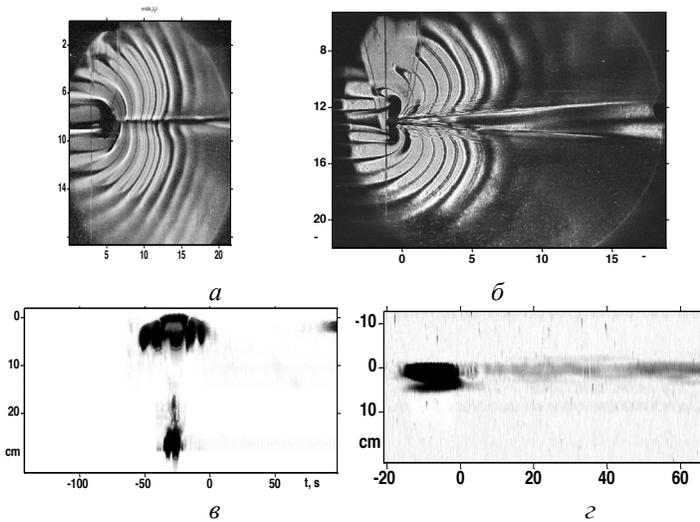


Рис. 1. Теневые картины течения за цилиндром  $D = 1.5$  см (а, в) и вертикальной тонкой пластиной  $D = 2$  см (б, з). режимы течений Re, Fr: 42, 0.15 (а) и 52, 0.13 (б). Отсчет времени – по моменту выхода тела из зоны звукового пучка.

Различия, видимые в теневом изображении, еще более контрастны в поле обратного рассеяния (рис. 1в, з). Сомкнутый след цилиндра имеет лишь одну границу без тонкоструктурных элементов, которая дает слабое рассеяние в дальнем следе при  $t > 75$  с. Пластина же, благодаря развитой структуре, дает интенсивное рассеяние на всей временной оси. Поле рассеяния неоднородно по структуре, в нем чередуются области различной плотности [3].

Гидролокационные данные позволяют выделить характерные частоты вертикальных колебаний  $\xi$  внутри жидкости по перемещениям акустической метки – точки с максимальным акустическим контрастом. Во временной зависимости  $\xi$  (рис. 2а) выделяются колебания, частоты которых отчетливо заметны в спектре (рис. 2б) слева от частоты плавучести. В низкочастотной области находится три максимума на частотах  $\omega = 0.54, 0.64, 0.81\text{c}^{-1}$ , которым соответствуют три масштаба Стокса  $s = 0.14, 0.12, 0.11\text{ см}$ .

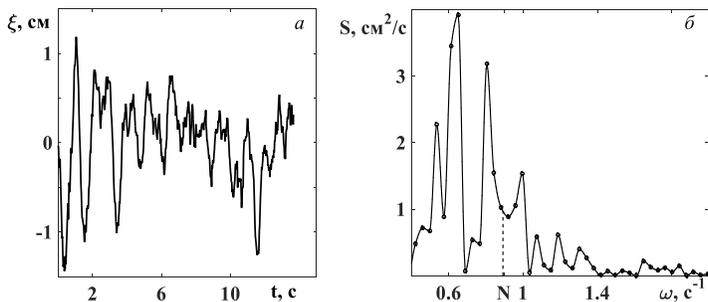


Рис. 2. Временная зависимость вертикального смещения акустической метки (а) и ее частотный спектр (б);  $T_b = 7.5\text{ с}$ ,  $U = 0.26\text{ см/с}$ ,  $Re = 65$ ,  $Fr = 0.12$ .

Расщепленная оболочка следа за пластиной наблюдалась во всем диапазоне режимов течения. Обе границы эффективно рассеивают звук. Микроструктурные компоненты – полосчатые структуры – также обладают звукорассеивающими свойствами. Характерные масштабы тонкой структуры, восстановленные по данным акустического зондирования, совпадают с измеренными по теневым изображениям течениями.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 18-05-00870).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Чернов Л.А. Распространение волн в среде со случайными неоднородностями. М.: Наука, 1975.
2. Oeschger J., Goodman L. Acoustic scattering from a thermally driven buoyant plume // J. Acoust. Soc. Am. 1996. Vol. 100. P. 1451–1462.
3. Прохоров В.Е., Чашечкин Ю.Д. Ви\*зуализация и акустическая регистрация тонкой структуры стратифицированного течения за вертикальной пластиной // МЖГ. 2013. № 6. С. 15–28.

## ЦИРКУЛЯЦИОННЫЕ ЭФФЕКТЫ ПРИ ДВИЖЕНИИ ОБЪЕКТОВ В МОРСКОЙ СРЕДЕ И АТМОСФЕРЕ

**Владимиров И.Ю., Корчагин Н.Н.**

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, г. Москва,  
Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: e-niknik@mail.ru*

Expressions for the hydrodynamic reaction of an obstacle in two-layer circulation flow of finite depth around it are obtained. The dependences of the wave resistance and lift force on the flow velocity and circulation are investigated.

Обтекаемые мутьевыми потоками подводные элементы инженерных конструкций (в частности, транспортные трубопроводы) могут испытывать значимые силовые воздействия, связанные с генерацией внутренних волн [1]. Для оценки этих воздействий рассмотрим двухслойный поток идеальной жидкости, ограниченный снизу горизонтальным дном, стационарно обтекающий цилиндр с поперечным сечением радиусом  $R$ . Цилиндр моделируется точечным диполем [2] с моментом  $m = 2\pi VR^2$ , где  $V$  – скорость набегающего потока, и точечным вихрем с циркуляцией  $\Gamma$ . Обозначим толщину верхнего слоя  $H$ , нижнего –  $H_1$ , а плотности соответственно  $\rho_1$  и  $\rho_2$  ( $\rho_1 < \rho_2$ ). Начало координат поместим на невозмущенной границе между слоями жидкости, ось  $x$  направим вдоль этой границы, ось  $y$  вертикально вверх.

Далее рассматриваются две модельные задачи: диполь находится под скачком плотности жидкости, т.е. в точке  $(0, -h)$ , и диполь над скачком  $(0, +h)$ . Комплексно-сопряженную скорость в каждом из двух слоев потока представим в виде  $m_k = V + U_k$ ,  $k = 1, 2$ . Тогда математическая задача об отыскании возмущений комплексно-сопряженной скорости  $U_k$  вносимых в поток диполем и вихрем, расположенными под скачком плотности, формулируется следующим образом: требуется найти аналитические функции  $U_1(z)$  и  $U_2(z)$ , удовлетворяющие граничным условиям:

$$\operatorname{Im} \left[ i \frac{dU_1}{dz} - \nu U_1 \right] = 0 \text{ при } y = H, \quad \operatorname{Im} U_1 = \operatorname{Im} U_2 \text{ при } y = 0,$$

$$\delta \operatorname{Im} \left[ i \frac{dU_1}{dz} - \nu U_1 \right] = \operatorname{Im} \left[ i \frac{dU_2}{dz} - \nu U_2 \right] \quad \text{при } y = 0, \operatorname{Im} U_2 = 0 \text{ при } y = -H_1,$$

Здесь  $\delta = \rho_1/\rho_2$ ,  $z = x + iy$ ,  $\nu = g/V^2$ ,  $g$  – ускорение свободного падения. Кроме того,  $U_1(z)$  должна быть регулярна в полосе  $-\infty < x < +\infty$ ,  $0 < y < H$ , а  $U_2(z)$  – в полосе  $-\infty < x < +\infty$ ,  $-H_1 < y < 0$  всюду за исключением точки  $z = -ih$ , в которой  $U_2(z)$  имеет полюс второго порядка:

$$U_2(z) = -\frac{m}{2\pi} \frac{1}{(z + ih)^2} + \frac{\Gamma}{2\pi i} \frac{1}{z + ih} + f(z), \quad \text{где } f(z) \text{ – регулярная функция.}$$

Искомая гидродинамическая реакция цилиндра вычисляется по формуле С.А. Чаплыгина [2]. В результате получены следующие выражения для волнового сопротивления  $X$  и добавочной к обобщенной силе Жуковского подъемной силы  $\Delta Y$ :

$$\begin{aligned} X &= -2\pi^2 \rho_2 V^2 R^4 \sum_{j=1}^{\infty} \operatorname{res}_{k=k_j} \left\{ k^2 \left[ C_m(k) e^{kh} + D_m(k) e^{-kh} \right] \right\} + \frac{\rho_2 \Gamma^2}{2} \sum_{j=1}^{\infty} \operatorname{res}_{k=k_j} \left\{ -C_r(k) e^{kh} + D_r(k) e^{-kh} \right\} + \\ &\quad + \pi \rho_2 V R^2 \Gamma \sum_{j=1}^{\infty} \operatorname{res}_{k=k_j} \left\{ k \left[ -\left( C_m(k) + C_r(k) \right) e^{kh} + \left( D_m(k) - D_r(k) \right) e^{-kh} \right] \right\}, \\ \Delta Y &= -2\pi \rho_2 V^2 R^4 \int_0^{+\infty} k^2 \left[ C_m(k) e^{kh} - D_m(k) e^{-kh} \right] dk - \frac{\rho_2 \Gamma^2}{2\pi} \int_0^{+\infty} \left[ C_r(k) e^{kh} + D_r(k) e^{-kh} \right] dk - \\ &\quad - \rho_2 V R^2 \Gamma \int_0^{+\infty} k \left[ \left( C_m(k) + C_r(k) \right) e^{kh} + \left( D_m(k) - D_r(k) \right) e^{-kh} \right] dk. \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} C_m(k) &= \frac{-(1-\delta)(k^2 - v^2) \operatorname{sh} k(H-h) + [(1+\delta)k^2 + (1-\delta)v^2] \operatorname{sh} k(H+h) - 2kv \operatorname{ch} k(H+h)}{2 \operatorname{ch} kH \operatorname{ch} kH_1 e^{kh} \left\{ k^2 + [\delta k^2 + (1-\delta)v^2] \operatorname{th} kH \operatorname{th} kH_1 - kv(\operatorname{th} kH + \operatorname{th} kH_1) \right\}}, \\ D_m(k) &= \frac{\operatorname{ch} k(H_1 - h) \left\{ -[(1+\delta)k^2 + 2kv + (1-\delta)v^2] e^{-kh} - (1-\delta)(k^2 - v^2) e^{kh} \right\}}{2 \operatorname{ch} kH \operatorname{ch} kH_1 \left\{ k^2 + [\delta k^2 + (1-\delta)v^2] \operatorname{th} kH \operatorname{th} kH_1 - kv(\operatorname{th} kH + \operatorname{th} kH_1) \right\}}, \\ C_r(k) &= \frac{(1-\delta)(k^2 - v^2) \operatorname{ch} k(H-h) + [(1+\delta)k^2 + (1-\delta)v^2] \operatorname{ch} k(H+h) - 2kv \operatorname{sh} k(H+h)}{2 \operatorname{ch} kH \operatorname{ch} kH_1 e^{kh} \left\{ k^2 + [\delta k^2 + (1-\delta)v^2] \operatorname{th} kH \operatorname{th} kH_1 - kv(\operatorname{th} kH + \operatorname{th} kH_1) \right\}}, \\ D_r(k) &= \frac{\operatorname{sh} k(H_1 - h) \left\{ [(1+\delta)k^2 + 2kv + (1-\delta)v^2] e^{-kh} + (1-\delta)(k^2 - v^2) e^{kh} \right\}}{2 \operatorname{ch} kH \operatorname{ch} kH_1 \left\{ k^2 + [\delta k^2 + (1-\delta)v^2] \operatorname{th} kH \operatorname{th} kH_1 - kv(\operatorname{th} kH + \operatorname{th} kH_1) \right\}}. \end{aligned} \quad (2)$$

Интегралы в (1) понимаются в смысле главного значения по Коши, а вычеты берутся по всем  $s$  полюсам  $k_j$  соответствующих функций, расположенным на положительной действительной оси. Из (2) видно, что эти полюса — общие для данных функций и они являются положительными корнями уравнения

$$k^2 + [\delta k^2 + (1-\delta)v^2] \operatorname{th} kH \operatorname{th} kH_1 - kv(\operatorname{th} kH + \operatorname{th} kH_1) = 0. \quad (3)$$

Кроме того, точки  $k = k_j$  (и только они) являются особыми для подынтегральных функций в формуле (1) для  $\Delta Y$  (т.е. полюсами, расположенными на контуре интегрирования).

В той же постановке исследована задача об определении добавочной к обобщенной силе Жуковского гидродинамической нагрузки, действующей на диполь, расположенный над скачком плотности. В результате для волнового сопротивления  $X$  и добавочной подъемной силы  $\Delta Y$  получены следующие формулы:

$$\begin{aligned} X &= -2\pi^2 \rho_1 V^2 R^4 \sum_{j=1}^s \operatorname{res}_{k=k_j} \left\{ k^2 \left[ A_m(k) e^{-kh} + B_m(k) e^{kh} \right] \right\} + \frac{\rho_1 \Gamma^2}{2} \sum_{j=1}^s \operatorname{res}_{k=k_j} \left\{ -A_r(k) e^{-kh} + B_r(k) e^{kh} \right\} + \\ &\quad + \pi \rho_1 V R^2 \Gamma \sum_{j=1}^s \operatorname{res}_{k=k_j} \left\{ k \left[ -\left( A_m(k) + A_r(k) \right) e^{-kh} + \left( B_m(k) - B_r(k) \right) e^{kh} \right] \right\}, \\ \Delta Y &= -2\pi \rho_1 V^2 R^4 \int_0^{+\infty} k^2 \left[ A_m(k) e^{-kh} - B_m(k) e^{kh} \right] dk - \frac{\rho_1 \Gamma^2}{2\pi} \int_0^{+\infty} \left[ A_r(k) e^{-kh} + B_r(k) e^{kh} \right] dk - \\ &\quad - \rho_1 V R^2 \Gamma \int_0^{+\infty} k \left[ \left( A_m(k) + A_r(k) \right) e^{-kh} + \left( B_m(k) - B_r(k) \right) e^{kh} \right] dk. \end{aligned} \quad (4)$$

$$A_m(k) = \frac{[(\delta k + (1-\delta)v) \operatorname{th} kH_1 - k][v \operatorname{ch} k(H-h) - k \operatorname{sh} k(H-h)]}{\operatorname{ch} kH \left\{ k^2 + [\delta k^2 + (1-\delta)v^2] \operatorname{th} kH \operatorname{th} kH_1 - kv(\operatorname{th} kH + \operatorname{th} kH_1) \right\}},$$

$$B_m(k) = \frac{(k+v) e^{-kh} \left\{ [(1-\delta)v \operatorname{ch} kh - \delta k \operatorname{sh} kh] \operatorname{th} kH_1 - k \operatorname{ch} kh \right\}}{\operatorname{ch} kH \left\{ k^2 + [\delta k^2 + (1-\delta)v^2] \operatorname{th} kH \operatorname{th} kH_1 - kv(\operatorname{th} kH + \operatorname{th} kH_1) \right\}},$$

$$A_r(k) = \frac{[(\delta k + (1-\delta)v) \operatorname{th} kH_1 - k][v \operatorname{sh} k(H-h) - k \operatorname{ch} k(H-h)]}{\operatorname{ch} kH \left\{ k^2 + [\delta k^2 + (1-\delta)v^2] \operatorname{th} kH \operatorname{th} kH_1 - kv(\operatorname{th} kH + \operatorname{th} kH_1) \right\}},$$

$$B_r(k) = \frac{(k+v) e^{-kh} \left\{ [-(1-\delta)v \operatorname{sh} kh + \delta k \operatorname{ch} kh] \operatorname{th} kH_1 + k \operatorname{sh} kh \right\}}{\operatorname{ch} kH \left\{ k^2 + [\delta k^2 + (1-\delta)v^2] \operatorname{th} kH \operatorname{th} kH_1 - kv(\operatorname{th} kH + \operatorname{th} kH_1) \right\}}.$$

Интегралы в (4), как и в (1), понимаются в смысле главного значения по Коши,  $k_j$  – полюса соответствующих функций, являющиеся положительными решениями уравнения (3).

Расчеты гидродинамического воздействия на цилиндр проводились при значениях характеристик среды, соответствующих реальным условиям моря: плотность в верхнем слое  $\rho_1 = 1024 \text{ кг/м}^3$ , перепад плотности  $\rho_2 / \rho_1 = 1,01$ , что может соответствовать наличию мутьевого потока в нижнем слое. Общая глубина потока  $H_0 = H + H_1 = 50 \text{ м}$ , толщина верхнего слоя  $H = 50 \text{ м}$ , радиус цилиндра  $R = 0.71 \text{ м}$ . Диполь локализован в нижнем (или в верхнем) слое на расстоянии  $h = 2 \text{ м}$  от границы раздела слоев жидкости. Безразмерная циркуляция  $\gamma = \Gamma / (4\pi VR)$ . Расчеты велись отдельно для положительной и отрицательной циркуляции.

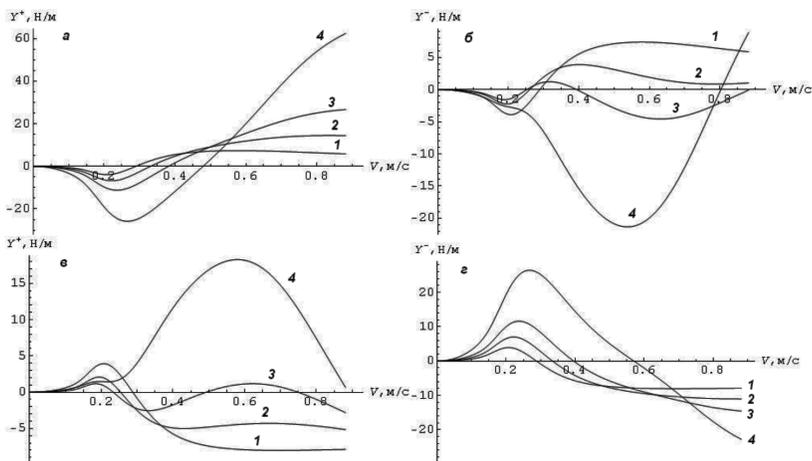


Рис. 1. Зависимости подъемной силы диполя от скорости потока. Диполь над скачком плотности (а, б) и под ним (в, г);  $\gamma_i > 0$  (а, в),  $\gamma_i < 0$  (б, г);  $\rho_2 / \rho_1 = 1.01$ ,  $\gamma_i$ : 1 – 0; 2 – 0.05; 3 – 0.1; 4 – 0.2.

Результаты вычислений подъемной силы  $\Delta Y$  (в расчете на погонный метр длины цилиндра) в зависимости от скорости набегающего потока приведены на рис. 1. На каждом графике представлены четыре кривые, соответствующие следующим значениям абсолютной величины циркуляции  $\gamma$ : 0, 0.05, 0.1, 0.2. Графики зависимости  $Y(V)$  отражают важную особенность изменчивости подъемной силы: в относительно узком диапазоне изменения скорости потока подъемная сила резко меняет свое

направление на противоположное. В результате знакопеременные силовые воздействия могут приводить к деформированию отдельных горизонтально протяженных элементов обтекаемых конструкций (например, транспортных трубопроводов). Подобный эффект резкого изменения подъемной силы может также проявляться при движении летательных аппаратов в атмосфере

#### **ЛИТЕРАТУРА**

1. Жмур В.В., Сапов Д.А. Катастрофические взвесенесущие гравитационные потоки в придонном слое океана // Мировой океан. Геология и тектоника океана. Катастрофические явления в океане. 2013. Т. 1. С. 499–524.
2. Кочин Н.Е., Кибель И.А., Розе Н.В. Теоретическая гидродинамика. Т. 1 М.: Физматгиз, 1963. 584 с.

## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Antti Westerlund 70  
Arjona-Camas M. 15  
Baraille R. 30  
Belonenko T.V. 18  
Carton X. 30  
Castellanos P. 21  
Corréard S. 30  
Emelianov M. 15, 21, 24, 37  
Fayman P. 34  
García-Ladona E. 24  
Jordi Solé J. 24  
Krishna K. Muni 29  
L'Hégaret P. 30  
Lloret M. 37  
Lobanov V. 34  
Morvan M. 30  
Ostrovskii A. 24, 34  
Palanques A. 15  
Park J.-H. 34  
Park Y.-G. 34  
Pelegri J.L. 21  
Peña-Izquierdo J. 21  
Pozo J. 37  
Puig P. 15, 25, 37  
Sans J. 21  
Schrum C. 42  
Sergeev A. 34  
Stanev E.V. 39  
Staneva J. 42  
Sutygin G.G. 46  
Алескерова А.А. 329  
Амбросимов А.К. 48  
Атагджанова О.А. 147  
Бабаков А.Н. 331  
Баранов В.И. 52, 139, 213, 265  
Безгрешнов А.М. 160  
Белоненко Т.В. 55  
Беседин Д.Е. 390  
Беседина А.Н. 90  
Биастох А. 342  
Бондаренко А.Л. 57, 413  
Бручиаферри Д. 386  
Буднев Н.М. 398  
Буланов В.А. 62, 66  
Ванг К. 342  
Ванкевич Р.Е. 70, 300  
Вдовин М.И. 308, 346  
Веденин А.А. 73  
Вереземская П.С. 197  
Виноградов Е.А. 90  
Владимиров И.Ю. 430  
Волкова А.А. 75  
Володько О.С. 79  
Воронцов А.А. 94  
Вульфсон А.Н. 81  
Вяли Г. 123, 126  
Гавриков А.В. 85, 300  
Гайский П.В. 410  
Галкин С.В. 73  
Гебрук А.В. 73  
Гинзбург А.И. 86, 135, 184  
Голенко М.Н. 123, 268  
Горбацкий В.В. 139  
Горбунова Э.М. 90  
Граве А.Н. 331  
Гращенков К.В. 197  
Григорьев А.В. 94  
Гриценко В.А. 75, 180, 193  
Гулев С.К. 85, 342  
Гусьяков В.К. 98

Данилин Е.В. 304  
Дворников А.Ю. 300  
Де ла Круз–и–Каро Н.Ф. 304  
Демидова Т.А. 102  
Дивинский Б.В. 209  
Динь Н.Х. 366  
Дружинин О.А. 106  
Дудко Д.И. 139  
Дюльдина Н.И. 108  
Елкин Д.Н. 112  
Есюкова Е.Е. 115, 119, 331  
Железова Е.В. 331  
Журбас В.М. 123, 126, 268  
Журбас Н.В. 130, 205  
Завьялов П.О. 134, 162  
Запевалов А.С. 265  
Зацепин А.Г. 94, 52, 112, 135, 139,  
201, 209, 213, 280  
Зеленько А.А. 143, 296  
Земляникин А.Ю. 216  
Зилитинкевич С.С. 106, 346  
Зимин А.В. 147  
Зырянов В.Н. 151, 156  
Иванов А.Ю. 362  
Иванов Б.В. 160  
Иванов В.В. 425  
Иванов В.Г. 398  
Ивонин Д.В. 139  
Ижицкий А.С. 162  
Ионов В.В. 165  
Исаченко И.А. 115, 169  
Казьмин А.С. 172  
Кандауров А.А. 346  
Капустина М.В. 193, 252  
Карабашев Г.С. 176  
Килесо А.В. 180, 331  
Кириллин Г.Б. 162, 421  
Кислов А.В. 344  
Клювиткин А.А. 48  
Коваленко В.В. 139  
Колдунов А.В. 55  
Компаниец Л.А. 79  
Кондрашов А.А. 268  
Коник А.А. 147  
Коновалов Б.В. 362  
Корж А.О. 268  
Коротаев Г.К. 183  
Корсков И.В. 62  
Корчагин Н.Н. 430  
Костяной А.Г. 86, 135, 151, 184  
Кочетов О.Ю. 139  
Кошляков М.Н. 188  
Краюшкин Е.В. 220  
Крек Е.В. 86  
Кречик В.А. 193, 252  
Криницкий М.А. 197  
Кубряков А.А. 201, 280, 283, 329  
Кубряков А.И. 94  
Кузьмина Н.П. 205  
Куимова Л.Н. 398  
Куклев С.Б. 52, 139, 209, 213, 265  
Куклева О.Н. 213  
Куликов Е.А. 238  
Кураев А.В. 151  
Куркин А.А. 216  
Куркина О.Е. 216  
Кучер К.М. 398  
Лаврова О.Ю. 126, 184, 220  
Лазарюк А.Ю. 350  
Ландер М.Р. 268  
Лебедев К.В. 223  
Литвин А.Д. 406  
Лиходеев Н.М. 216  
Лобанов В.Б. 258, 350

Лобовиков П.В. 216  
Локощенко М.А. 227  
Лукин В.В. 165  
Лыжков Д.А. 205  
Лысенко С.В. 119, 331  
Люпкес К. 379  
Маккавеев П.Н. 230  
Максименко Н.А. 234  
Маркина М.Ю. 85  
Машура В.В. 52, 265  
Медведев И.П. 238  
Медведева А.В. 329  
Мельников В.А. 48  
Мельников Н.П. 242  
Мельничук А.Ю. 227  
Мионов А.Н. 73  
Митягина М.И. 184, 220  
Моисеенко К.Б. 405  
Музылев С.В. 246  
Муратов А.В. 304  
Мысленков С.А. 139, 249, 252  
Назирова К.Р. 220  
Нейман В.Г. 417  
Нечаев А.М. 256  
Николаев П.В. 81  
Новиков Ю.В. 304  
Новотрясов В.В. 258  
Нюбом А.А. 320  
Оболкин В.А. 261  
Островский А.Г. 139, 280, 350  
Очередник В.В. 52, 139, 265  
Очередник О.А. 370  
Пака В.Т. 123, 268  
Петров И.Н. 370  
Писарев С.В. 272, 276  
Подуфалов А.П. 268  
Подымов О.И. 139, 280  
Полухин А.А. 283  
Попов А.П. 304  
Потемкин В.Л. 398  
Поярков С.Г. 356  
Прохоров В.Е. 286, 427  
Резник Г.М. 289  
Репина И.А. 292  
Реснянский Ю.Д. 143, 296  
Родин А.А. 216  
Романенков Д.А. 147  
Рябченко В.А. 300  
Савченко Д.С. 188  
Свергун Е.И. 147  
Свиридов С.А. 304  
Сеин Д. 342  
Сергеев А.Ф. 258, 308, 346  
Серебряный А.Н. 312  
Серых И.В. 316  
Сильвестрова К.П. 139, 252  
Скороходов С.Л. 205  
Смирнов В.Н. 320  
Смоляницкий В.М. 160  
Собаева Д.А. 331  
Соколовский М.А. 325  
Соловьев А.А. 256  
Соловьев Д.А. 256  
Соловьев Д.М. 86, 139, 329  
Софьина Е.В. 300  
Станичная Р.Р. 329  
Станичный С.В. 201, 329  
Степанова Н.Б. 331  
Степанова О.А. 410  
Степанова С.В. 283  
Стецюк И.В. 406  
Стороженко А.В. 62, 66  
Строчков А.А. 220  
Струков Б.С. 143, 296

Стунжас П.А. 334  
Сутырина Е.Н. 338  
Суханова И.Н. 356  
Талалушкина Л.В. 216  
Танурков А.Г. 331  
Тараканов Р.Ю. 188  
Телегин В.А. 139  
Терлеева Н.В. 362  
Тилинина Н. 342  
Торопов П.А. 344, 405  
Троицкая Е.С. , 398  
Троицкая Ю.И. 106, 308, 346  
Трусенкова О.О. 350  
Турко Н.А. 331  
Федоров С.В. 329  
Федотов А.Б. 354  
Филошкин Б.Н. 325  
Флинт М.В. 356  
Харитонов В.С. 160  
Хатмуллина Л.И. 119, 359  
Хафнер Я. 234  
Химченко Е.Е. 312  
Хлебников Д.В. 362  
Холод А.Л. 183  
Ходжер Т.В. 261  
Царев В.А. 366  
Цуканова Е.С. 331  
Цыбанева Т.Б. 246  
Часовников В.К. 370  
Частиков В.Н. 394  
Чашечкин Ю.Д. 374  
Чебанова М.К. 156  
Чечин Д.Г. 379  
Чжу В.П. 370  
Чубаренко Б.В. 331  
Чубаренко И.П. 382  
Чухарев А.М. 292  
Шаманский Ю.В. 261  
Шапиро Г.И. 386  
Шаповал К.О. 94  
Шаповалов С.М. 304  
Шевченко Г.В. 390, 394  
Шерстянkin П.П. 398  
Шестакова А.А. 344, 379, 405  
Шимараев М.Н. 398  
Шишкина О.Д. 406  
Шоларь С.А. 410  
Шпилев Н.Н. 139  
Юшманова А.В. 331

Подготовлено к печати ИП Письменная Т.В.  
Договор №09-2018 от 17.09.2018  
Свидетельство о регистрации ИП 50 № 009745499  
при участии редакции научного журнала

## **ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ**

Редактор-корректор: **Воробьева Ю.В.**

Компьютерная подготовка оригинал-макета: **Шишкина Н.А.**

Дизайн обложки и оформление: **Сердцева Е.В.**

Регистрация РИНЦ, CrossRef: **Уманская И.А., Новиков Ю.В.**

Техподдержка онлайн версии:

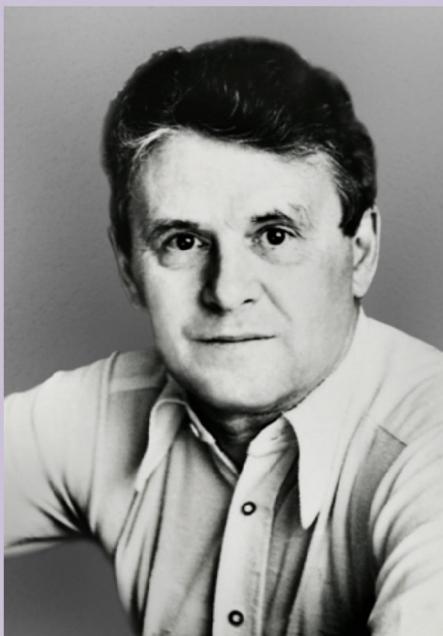
**Данилин Е.В., Метальников А.А., Муратов А.В.**

Е-mail редакции: [jorboard@ocean.ru](mailto:jorboard@ocean.ru)

Сдано в набор 15.10.2018 г. Подписано к печати 15.10.2018 г.  
Формат бумаги 60×90<sup>1/16</sup> Офсетная печать Усл. печ. л. 32.0  
Усл. кр. отт. 6.1 тыс. Уч. изд. л. 32.0 Бум. л. 10.0  
Тираж 130 экз. Зак.

Свидетельство о регистрации СМИ Эл № ФС77-70841 и  
ПИ № ФС77-70834 от 30 августа 2017 года  
в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий и  
массовых коммуникаций  
Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт  
океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук

Издательство: Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук  
Адрес издателя: 117997, Москва, Нахимовский пр., д. 36  
Отпечатано в типографии: ФИЗМАТ – КНИГА, договор № 6/3-2018 от 28.09.2018  
г. Долгопрудный



**1927–1988**

К.Н. Федоров – выдающийся советский физик-океанолог, внесший заметный вклад в отечественную и мировую науку об океане. Комплексные исследования на основе натуральных измерений, лабораторного моделирования и спутниковой информации, проведенные под его руководством в созданных им коллективах – Лаборатории экспериментальной физики океана (1974) и Отделе экспериментальной и космической океанологии (1979), существенно расширили представления о процессах перемешивания в океане на различных пространственно-временных масштабах, от дифференциально-диффузионной конвекции и тонкой термохалинной структуры океанских вод до мезомасштабных вихрей, вихревых диполей, струй и фронтов.

Prof. Konstantin Fedorov is an outstanding Soviet ocean physicist who made a significant contribution to the national and world ocean science. Comprehensive studies based on field measurements, laboratory modeling and satellite information, conducted under his leadership in the teams created by him – the Laboratory of Experimental Physics of the Ocean (1974) and the Department of Experimental and Space Oceanology (1979), significantly expanded the understanding of mixing processes in the ocean at various space-time scales, from the double-diffusive convection and the thermohaline finestructure of ocean waters to mesoscale vortices, vortex dipoles, jets and fronts.