

Морської гідрофізичний інститут
Інститут геологічних наук
Одеський філіал Інституту біології південних морів
Національної академії наук України

Екологічна безпека прибережної
та шельфової зон та комплексне
використання ресурсів шельфу



Экологическая безопасность
прибрежной и шельфовой зон
и комплексное
использование
ресурсов шельфа



ВИПУСК 21

Севастополь

2010

РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ

В.О.Іванов, академік НАНУ,
д.ф.-м.н. (*головний редактор*)

Б.Г.Александров, д.б.н.
(*заст. головного редактора*)

В.О.Брянцев, д.г.н.

Є.А.Бутаков, д.т.н.

А.К.Віноградов, д.б.н.

Л.В.Воробйова, д.б.н.

В.О.Гайський, д.т.н.
(*заст. головного редактора*)

В.Х.Геворк'ян, д.г.-м.н.

С.П.Доценко, д.ф.-м.н.

В.О.Ємельянов, д.г.-м.н.

В.В.Єфімов, д.ф.-м.н.

Ю.П.Зайцев, академік НАНУ, д.б.н.

В.Н.Золотарев, д.б.н.

Г.М.Іванова
(*відповідальний секретар*)

В.А.Іваніца, д.б.н.

В.В.Книш, д.ф.-м.н.

С.К.Коновалов, чл.-кор. НАНУ,
д.г.н.

В.К.Коржев, д.т.н.

Г.К.Коротаєв, чл.-кор. НАНУ,
д.ф.-м.н.
(*заст. головного редактора*)

В.М.Кушнір, д.т.н.

М.Є.Лі, д.ф.-м.н.

П.Д.Ломакін, д.г.н.

Г.Г.Мінічева, д.б.н.

О.Ю.Митропольський,
чл.-кор. НАНУ, д.г.-м.н.
(*заст. головного редактора*)

В.І.Михайлов, д.г.н.

Н.С.Огняник, д.г.-м.н.

О.Б.Полонський, чл.-кор. НАНУ,
д.г.н.

М.Є.Сапожников, д.т.н.

В.М.Семененко, чл.-кор. НАНУ,
д.г.-м.н.

О.Є.Совга, д.г.н.

М.А.Тімофєєв, д.г.н.

Т.В.Хмара
(*відповідальний секретар*)

Н.Б.Шапіро, д.ф.-м.н.
(*заст. головного редактора*)

Адреса редакції:

99011, Севастополь, вул. Капітанська, 2
Морський гідрофізичний інститут НАН України

Відповідальний за випуск

В.О.Дулов

Технічний редактор

Т.В.Хмара

Здано в набір 2.11.2010 р. Підп. до друку 20.11.2010 р. Формат 70×108, 1/16.
Папір пис. № 1. Офс. друк. Друк. арк. 22,5. Ум.друк.арк. 31,50.
Тираж 200 прим. Замовлення 56. Ціна договірна.

НВЦ «ЕКОСІ-Гідрофізика», 99011 Севастополь, вул. Леніна, 28

**МОРСЬКИЙ ГІДРОФІЗИЧНИЙ ІНСТИТУТ
НАЦІОНАЛЬНОЇ АКАДЕМІЇ НАУК УКРАЇНИ**

**ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЧНИХ НАУК
НАЦІОНАЛЬНОЇ АКАДЕМІЇ НАУК УКРАЇНИ**

**ОДЕСЬКИЙ ФІЛІАЛ ІНСТИТУТУ БІОЛОГІЇ ПІВДЕННИХ МОРІВ
НАЦІОНАЛЬНОЇ АКАДЕМІЇ НАУК УКРАЇНИ**

**ЕКОЛОГІЧНА БЕЗПЕКА ПРИБЕРЕЖНОЇ ТА ШЕЛЬФОВОЇ ЗОН
ТА КОМПЛЕКСНЕ ВИКОРИСТАННЯ РЕСУРСІВ ШЕЛЬФУ**

До 30-річчя океанографічної платформи в Кацивели

Збірник наукових праць

випуск 21

**МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК УКРАИНЫ**

**ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК
НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК УКРАИНЫ**

**ОДЕССКИЙ ФИЛИАЛ ИНСТИТУТА БИОЛОГИИ ЮЖНЫХ МОРЕЙ
НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК УКРАИНЫ**

**ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ БЕЗОПАСНОСТЬ ПРИБРЕЖНОЙ И ШЕЛЬФОВОЙ ЗОН
И КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕСУРСОВ ШЕЛЬФА**

К 30-летию океанографической платформы в Кацивели

Сборник научных трудов

выпуск 21

**Севастополь
2010**

Екологічна безпека прибережної та шельфової зон та комплексне використання ресурсів шельфу. До 30-річчя океанографічної платформи в Кацівелі: Зб. наук. праць. Вип.21 / НАН України, МГІ, ІГН, ОФ ІнБПМ. Редкол.: Іванов В.О. (гол. ред.) та інші.– Севастополь, 2010.– С. 265. Іл. 148. Табл. 9.

Збірник присвячений 30 річчю роботи Стационарної океанографічної платформи Морського гідрофізичного інституту НАН України – унікальної морської споруди, використовуваної різними науковими групами для натурних досліджень морського середовища. До випуску представлені статті по сучасному стані платформи як науково-дослідного комплексу з інформаційною інфраструктурою, експериментальні результати за останні 2 – 3 роки по актуальних напрямках гідрофізичних досліджень; роботи, частково або повністю засновані на експериментальних даних, одержаних з платформи, представлені нові методологічні підходи, які можуть послужити подальшому розвитку експериментальних досліджень.

Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. К 30-летию океанографической платформы в Кацивели: Сб. научн. тр. Вип.21 / НАН Украины, МГИ, ИГН, ОФ ИнБЮМ. Редкол.: Иванов В.А. (гл. ред.) и др.– Севастополь, 2010.– С. 265. Ил. 148. Табл. 9.

Сборник посвящен 30-летию работы Стационарной океанографической платформы Морского гидрофизического института НАН Украины – уникального морского сооружения, используемого различными научными группами для натурных исследований морской среды. В выпуске представлены статьи о современном состоянии платформы как научно-исследовательского комплекса с информационной инфраструктурой, экспериментальные результаты за последние 2 – 3 года по актуальным направлениям гидрофизических исследований; работы, частично или полностью основанные на экспериментальных данных, полученных с платформы, представлены новые методологические подходы, которые могут послужить дальнейшему развитию экспериментальных исследований.

Ecological safety of coastal and shelf zones and comprehensive use of shelf resources. To the 30th anniversary of the oceanographic platform in Katsiveli: Collected scientific papers. Iss.21 / NAS of Ukraine, MHI, IGS, OD IBSS. Eds by Ivanov V.A., et al.– Sevastopol, 2010.– P. 265. Figs 148. Tabs 9.

Proceeding is dedicated to the 30th anniversary of the stationary oceanographic platform of Marine Hydrophysical Institute NASU, the unique offshore construction, used by various scientific groups to investigate sea environment in situ. The issue includes reviews of up-to-date research complex and information infrastructure of the platform, experimental results of last 2 – 3 years on relevant hydrophysical problems, articles based on field studies conducted at the platform, new methodology and approaches for further development of experimental research.

Затверджено до друку Вченою радою МГІ НАН України, Вченою радою ІГН НАН України і Вченою радою ОФ ІнБПМ НАН України

ISSN 1726-9903

© Морський гідрофізичний інститут
НАН України,
Інститут геологічних наук НАН України,
Одеський філіал Інституту біології
південних морів НАН України, 2010

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Зилитинкевич С.С., Иванов В.А., Нигматулин Р.И.</i> Предисловие	7
--	---

30 ЛЕТ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОЙ ПЛАТФОРМЕ В КАЦИВЕЛИ – ИТОГИ И ПЕРСПЕКТИВЫ

<i>Иванов В.А., Долотов В.В., Казаков С.И., Кузнецов А.С.</i> Развитие субрегиональной информационно-аналитической системы Научного центра междисциплинарных исследований НАН Украины на базе Черноморского экспериментального полигона «Кацивели».....	10
<i>Поспелов М.Н., Горячкин Ю.Н., Ермаков Д.М., Комарова Н.Ю., Кузнецов А.С., Кузьмин А.В., Репина И.А., Садовский И.Н., Смирнов М.Т.</i> Исследование особенностей взаимодействия океана и атмосферы в прибрежной зоне в серии комплексных экспериментов CAPMOS'05-07-09	25
<i>Ли М.Е., Толкаченко Г.А., Маньковский В.И., Шибанов Е.Б., Мартынов О.В., Корчемкина Е.Н.</i> Подспутниковые гидрооптические исследования на океанографической платформе	35
<i>Наседкін Є.І., Іванова Г.М., Кузнєцов О.С.</i> Моніторинг седиментаційних процесів в межах чорноморського океанографічного полігону: деякі результати та перспективи подальших досліджень	53
<i>Андрющенко Е.Г., Касьяненко Т.Е., Кузнецов А.С., Пластун Т.В.</i> БОД МГИ НАН Украины: данные наблюдений Экспериментального отделения.....	61
<i>Сизов А.А., Кузнецов А.С., Полонский А.Б., Спичак Н.И.</i> История создания и функционирования стационарной океанографической платформы в Кацивели (к 30-летию юбилею).....	69

НАТУРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

<i>Соловьев Ю.П.</i> Характеристики внутреннего пограничного слоя над морем при ветре с берега, имеющего горный рельеф.....	74
<i>Сапрыкина Я.В., Дулов В.А., Кузнецов С.Ю., Смолов В.Е.</i> Аномально высокие волны в Черном море: механизм и условия возникновения	88
<i>Косник М.В., Дулов В.А.</i> Двумерные пространственные спектры коротких ветровых волн в натуральных условиях	103
<i>Ермаков С.А., Сергеевская И.А., Капустин И.А., Макаров Е.В., Малиновский В.В., Кориненко А.Е.</i> Растекание и дрейф пленок в поле ветра и течений. Натурные эксперименты с океанографической платформы МГИ НАНУ	117

<i>Чухарев А.М.</i> Натурные измерения диссипации турбулентной кинетической энергии в приповерхностном слое моря.....	124
<i>Хоружий Д.С., Кондратьев С.И., Медведев Е.В., Шутов С.А.</i> Динамика парциального давления углекислого газа и концентрации растворенного кислорода в шельфовых водах южного берега Крыма в 2009 – 2010 г.....	136
<i>Серебряный А.Н., Иванов В.А.</i> Тридцать лет исследований внутренних волн с океанографической платформы Морского гидрофизического института НАН Украины.....	146
<i>Репина И.А., Дулов В.А., Малиновский В.В.</i> Влияние искусственных сликов на морской поверхности на динамику приводного слоя атмосферы	157
МЕТОДОЛОГИЯ МОРСКИХ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	
<i>Babanin A.</i> Wind input, nonlinear interactions and wave breaking at the spectrum tail of wind-generated waves, transition from f^{-4} to f^{-5} behavior.....	173
<i>Шибанов Е.Б.</i> Учет структурной неоднородности воды при расчете световых полей в море	188
<i>Титов В.И., Зуйкова Э.М., Лучинин А.Г.</i> Исследование пространственно-временных спектров короткомасштабного волнения оптическим методом	197
<i>Юровский Ю.Ю., Малиновский В.В.</i> Оценка параметров обрушений ветровых волн по обратному рассеянию радиолокационного сигнала на длине радиоволны 8 мм	207
<i>Полников В.Г.</i> Форма частотного спектра ветровых волн и оптимальный способ его расчета	220
<i>Чухарев А.М.</i> Применение измерительного комплекса «Сигма-1» для исследования турбулентности на океанографической платформе	231
<i>Шокуров М.В., Артамонов С.Ю., Эзау И.</i> Численное моделирование атмосферы в районе платформы в Кацивели для планирования и интерпретации натурных экспериментов.....	239
<i>Ardhuin F., Viroulet S., Filipot J.-F., Benetazzo A., Dulov V., Fedele F.</i> Measurement of directional wave spectra using a Wave Acquisition Stereo System: a pilot experiment	252

CONTENTS

<i>Zilitinkevich S.S., Ivanov V.A., Nigmatulin R.I.</i> Preface	7
---	---

TO 30TH YEARS ANNIVERSARY OF THE OCEANOGRAPHIC PLATFORM IN KACIVELI – RESULTS AND PERSPECTIVES

<i>Ivanov V.A., Dolotov V.V., Kazakov S.I., Kuznetsov A.S.</i> Elaboration of subregional informational and analytical system of Scientific centre of interdisciplinary investigations of NAS of Ukraine on the basis of the Black Sea experimental polygon «Kaciveli».....	10
---	----

<i>Pospelov M.N., Goryachkin Yu.N., Ermakov D.M., Komarova N.Yu., Kuznetsov A.S., Kuzmin A.V., Repina I.A., Sadovsky I.N., Smirnov M.T.</i> Investigations of the characteristics of the ocean – atmosphere interaction in a coastal area during a series of the complex experiments CAPMOS'05-07-09.....	25
---	----

<i>Lee M.E., Tolkachenko G.A., Mankovsky V.I., Shybanov E.B., Marty-nov O.V., Korchemkina E.N.</i> Undersatellite optical research on the oceanographic platform	35
--	----

<i>Nasedkin E.I., Ivanova A.N., Kuznetsov A.S.</i> Monitoring of sedimentation processes in the Black Sea oceanographic polygon: results and perspectives of further investigations.....	53
--	----

<i>Andriushchenko E.G., Kasianenko T.E., Kuznetsov A.S., Plastun T.V.</i> Oceanographis database of MHI NAS of Ukraine: observation data from the Experimental Branch	61
---	----

<i>Sizov A.A., Kuznetsov A.S., Polonsky A.B., Spichak N.I.</i> History of creation and functioning of stationary oceanographic platform in Kaciveli (in commemoration of the 30 th anniversary).....	69
---	----

FIELD EXPERIMENT

<i>Soloviev Yu.P.</i> Characteristics of the internal boundary layer over sea for offshore wind and mountain relief.....	74
--	----

<i>Saprykina Ya.V., Dulov V.A., Kuznetsov S.Yu., Smolov V.E.</i> Freak waves in the Black Sea: mechanisms and conditions of occurrence	88
--	----

<i>Kosnik M.V., Dulov V.A.</i> Two-dimensional wave number spectra of the short wind waves in field conditions	103
--	-----

<i>Ermakov S.A., Sergievskaya I.A., Kapustin I.A., Makarov E.V., Malinovsky V.V., Korinenko A.E.</i> Spreading and drift of films in the wind and current fields. The field experiments on the MHI oceanographic platform.....	117
<i>Chukharev A.M.</i> Field measurements of turbulent kinetic energy dissipation in sea surface layer	124
<i>Khoruzhiy D.S., Kondrat'ev S.I., Medvedev E.V., Shutov S.A.</i> Dynamics of carbon dioxide partial pressure and dissolved oxygen concentration in shelf water on the South coast of Crimea in 2009 – 2010	136
<i>Serebryany A.N., Ivanov V.A.</i> Subsurface waves investigations from the oceanographic platform of the Marine Hydrophysical Institute of NAS of Ukraine during thirty years.....	146
<i>Repina I.A., Dulov V.A., Malinovsky V.V.</i> Effect of artificial marine slicks on the dynamics of lower atmospheric boundary layer	157

MARINE HYDROPHYSICAL INVESTIGATIONS METHODOLOGY

<i>Babanin A.</i> Wind input, nonlinear interactions and wave breaking at the spectrum tail of wind-generated waves, transition from f^{-4} to f^{-5} behavior.	173
<i>Shybanov E.B.</i> Account of structural inhomogeneity of water at computation of the light fields in a sea.....	188
<i>Titov V.I., Zuikova E.M., Luchinin A.G.</i> Investigation of space and temporal spectra of small-scale water surface waves by optical methods.....	197
<i>Yurovsky Yu.Yu., Malinovsky V.V.</i> Estimation of wind wave breaking parameters from radar backscattering on the wave length 8 mm	207
<i>Polnikov V.G.</i> The wind-wave spectrum shape and an optimal way of its calculation.....	220
<i>Chukharev A.M.</i> Using the measuring complex Sigma-1 for research of turbulence on oceanographic platform	231
<i>Shokurov M.V., Artamonov S.Yu., Esau I.N.</i> Numerical modelling of the atmosphere in the Kaciveli platform region for the field experiments planning and results interpretation	239
<i>Ardhuin F., Viroulet S., Filipot J.-F., Benetazzo A., Dulov V., Fedele F.</i> Measurement of directional wave spectra using a Wave Acquisition Stereo System: a pilot experiment.....	252

ПРЕДИСЛОВИЕ

Тридцать лет назад, когда создавалась океанографическая платформа вблизи поселка Кацивели, значимость исследований окружающей среды для насущных и будущих проблем человечества осознавалась в меньшей степени, чем теперь. За прошедшие годы возникли глобальные системы наблюдения геофизических полей, включая их мониторинг из космоса; получили развитие добыча энергоресурсов в шельфовой зоне, ветровая энергетика, технологии производства пищевых ресурсов в прибрежных акваториях. Вся эта область деятельности, непосредственно опирается на исследования природной среды в контексте океанологии и других наук о Земле. Наше время ставит перед этими науками новые задачи, решение которых жизненно важно для человечества: предсказание будущего климата планеты, заблаговременное предупреждение о природных катастрофах, индустриальное освоение шельфа, развитие альтернативных энергетики и производства пищевых продуктов.

Чтобы продвинуться в их решении, необходимо углубленное понимание ключевых физических процессов на границе раздела моря и атмосферы, в том числе (и в первую очередь) в прибрежных зонах. Согласованное физическое описание придонного турбулентного слоя атмосферы, взволнованной морской поверхности и подповерхностного турбулентного слоя моря необходимо для правильного задания граничных условий во взаимосвязанных моделях общей циркуляции океана и атмосферы, составляющих неотъемлемую часть моделей глобального и регионального климата. Оперативные региональные модели прибрежных акваторий и основанные на них прогнозы экстремальных штормовых ситуаций и распространения нефтяных загрязнений, а также интерпретация спутниковых изображений океана в микроволновом и оптическом диапазонах, страдают из-за неудовлетворительного воспроизведения мелкомасштабных процессов на границе раздела вода-воздух.

Развитие науки, а также перечисленных выше наукоемких технологий, сталкивается с фундаментальными физическими проблемами: турбулентность в двухфазных средах – при наличии капель в воздухе или пузырьков в воде (при сильных ветрах); механизм нелинейных взаимодействий, приводящих к возникновению аномально высоких волн (волн-убийц); статистические свойства обрушений волн и коротковолновой части морского волнения; зависимость интенсивности газообмена океан-атмосфера от волнения и других характеристик состояния морской поверхности. Как показал опыт тридцатилетней работы, океанографическая платформа в Кацивели – исключительно удобное место для исследования именно этих процессов. В самом деле, платформа расположена сравнительно близко от берега (менее 1 км от причала) и имеет развитую инфраструктуру для поддержки исследовательских работ. Благодаря

резкому склону дна, глубина под ней составляет около 30 м. В ряде задач, например при исследовании поверхностных волн, это позволяет интерпретировать данные наблюдений как относящиеся к «глубокой воде». При ветрах со стороны моря, на платформе практически наблюдаются приводной атмосферный слой и волнение, характерные для открытого моря. При ветрах с берега, реализуются физические процессы, характерные для прибрежных акваторий с горным береговым рельефом. Платформа позволяет исследовать разнообразные океанографические процессы, включая внутренние волны, резкие фронты во время апвеллинга – с горизонтальными перепадами температуры воды до нескольких градусов на 100 м, дрейфовые течения, турбулентность в приповерхностном слое моря. На сегодняшний день, платформа в Кацивели – крупнейшее в Европе морское сооружение, предназначенное исключительно для научно-исследовательских целей.

За тридцать лет с платформы выполнен целый ряд совместных натурных экспериментов силами Морского гидрофизического института с участием многих научных организаций России и стран дальнего зарубежья. Платформа неоднократно использовалась для подспутниковых измерений, в частности, для европейского спутника *Envisat*.

Идея использования платформы в качестве центрального звена для широкого международного сотрудничества по исследованию мелкомасштабного взаимодействия атмосферы и моря, включая атмосферный пограничный слой, волнение и верхний пограничный слой моря, обсуждалась на международном семинаре «Взаимодействие атмосферы и океана» (Кацивели, 6-10 июля 2010 г.), организованном в рамках европейского проекта «Планетарные пограничные слои – физика, моделирование и роль в земных системах» (FP7 PBL-PMES), украинского проекта «Параметризация» (МГИ НАН Украины) и российского проекта «Исследование и моделирование взаимосвязанных геофизических процессов в океане и атмосфере в штормовых условиях погоды» (Российский гидрометеорологический университет).

На семинаре было принято решение собрать и опубликовать сводку основных экспериментальных результаты, полученные с платформы. Этой цели и служит данный сборник, посвященный 30-летию работы стационарной океанографической платформы в Кацивели. Статьи сборника сгруппированы в 3 раздела: «30 лет океанографической платформы в Кацивели – итоги и перспективы», «Натурный эксперимент», «Методология морских гидрофизических исследований».

Первый раздел характеризует современное состояние платформы как научно-исследовательского комплекса с информационной инфраструктурой. В открывающей его статье В.А. Иванова и др. дан обзор возможностей использования платформы; показан вклад ее измерительных комплексов в национальные и международные системы сбора данных об

окружающей среде; представлена новая система информационной поддержки исследовательских работ на платформе. В статье М.Н. Поспелова и др. дана характеристика платформы как экспериментальной базы для выполнения совместных исследовательских проектов; приведен обзор международных экспериментов по проекту «CAPMOS», выполненных на платформе в 2005, 2007 и 2009 гг.; обосновывается идея организации международного подспутникового полигона на базе платформы. Статья М.Е. Ли и др. посвящена историческому обзору выполненных с платформы исследований по оптике моря. Статья Е.И. Наседкина и др. представляет пример национальной кооперации в области мониторинга аэрозоля, седиментационных процессов в водной толще и донных отложений. В статье Е.Г. Андрущенко и др. дан обзор данных, полученных с платформы и внесенных в банк данных МГИ. В статье А.А. Сизова и др. дается исторический очерк создания и функционирования платформы.

Во втором разделе представлены экспериментальные результаты, полученные с платформы за последние 2 – 3 года по следующим темам: динамика атмосферного пограничного слоя в прибрежной зоне моря (Ю.П. Соловьев; И.А. Репина и др.); волны-убийцы (Я.В. Сапрыкина и др.); спектры коротких ветровых волн (М.В. Косник и В.А. Дулов); турбулентность в приповерхностном слое воды (А.М. Чухарев); динамика поверхностных пленок (С.А. Ермаков и др.); углеродный цикл (Д.С. Хоружий и др.), внутренние волны (А.Н. Серебряный и В.А. Иванов).

В третьем разделе собраны работы, частично или полностью основанные на экспериментальных данных, полученных с платформы, и демонстрирующие новые подходы, которые могут послужить дальнейшему развитию экспериментальных исследований: А. Бабанин (А. Babanin) – интерпретация частотных спектров волнения; Е.Б. Шибанов – исследование формирования светового поля в воде и на ее поверхности; В.И. Титов и др. – о новых возможностях исследования шероховатости морской поверхности; Ю.Ю. Юровский и В.В. Малиновский – об оригинальном подходе к оценке характеристик обрушения волн; А.М. Чухарев – об обработке измерений турбулентности в верхнем слое воды; В.Г. Полников – об анализе данных измерений волнения; М.В. Шокуров и др. – описание мезомасштабных атмосферных моделей и вихреразрешающей модели (И. Эзау, Нансеновский центр, Берген, Норвегия), установленных и оперативно используемых в Морском гидрофизическом институте для планирования и интерпретации натурных измерений с платформы в Кацивели; Ф. Ардуен и др. (*F. Ardhuin, et al*) – о новой методике исследования волнения с помощью стерео-видео съемки.

С.С. Зилитинкевич

В.А. Иванов

Р.И. Нигматулин

30 ЛЕТ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОЙ ПЛАТФОРМЕ В КАЦИВЕЛИ – ИТОГИ И ПЕРСПЕКТИВЫ

УДК 551.46 + 681.3

В.А.Иванов*, В.В.Долотов*, С.И.Казаков**,
А.С.Кузнецов**

**Морской гидрофизический институт НАН Украины, г. Севастополь*

***Экспериментальное отделение Морского гидрофизического института
НАН Украины, пгт. Кацивели*

РАЗВИТИЕ СУБРЕГИОНАЛЬНОЙ ИНФОРМАЦИОННО-АНАЛИТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ НАУЧНОГО ЦЕНТРА МЕЖДИСЦИПЛИНАРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НАН УКРАИНЫ НА БАЗЕ ЧЕРНОМОРСКОГО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ПОЛИГОНА «КАЦИВЕЛИ»

Показаны перспективы развития ресурсно-ориентированной субрегиональной информационно-аналитической системы морских акваторий южного Крыма на основе комплексных исследований в рамках Научного центра междисциплинарных исследований НАН Украины на Черноморском экспериментальном полигоне «Кацивели».

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *морская наблюдательная система, уровень моря, стационарная океанографическая платформа, междисциплинарные исследования, субрегиональный информационно-аналитический центр.*

На современном этапе развития цивилизации Мировое сообщество целенаправленно осуществляет ряд неотложных проектов в отрасли знаний науки о Земле, которые ориентированы на существенное пополнение и уточнение знаний о физическом состоянии окружающей природной среды в сложной системе атмосфера – гидросфера – геосфера – биосфера и прогнозирования изменений в задачах глобальной экологии. Прибрежные зоны морей и океанов в этих проектах выделены в особые энергетически насыщенные и динамически активные зоны. Знания о динамике вод и процессах водообмена на Черноморском шельфе, потоках вещества и энергии в сложной системе позволяют существенно продвинуть разработку научных основ сбалансированного использования природных ресурсов, защиту и реабилитацию нарушенных экосистем прибрежного экотона суши и моря, обеспечить подготовку и принятие обоснованных административных, технических и правовых решений в системе государственного управления приморскими территориями южного берега Крыма.

Схема Черноморского экспериментального полигона «Кацивели» в зоне сопряжения суши Крымского п-ова и северной части Черного моря у мыса Кикинеиз представлена на рис.1. Стационарная морская наблюдательная система локализована в прибрежной зоне возле мыса как на суше (площадь



Р и с . 1 . Схема Черноморского экспериментального полигона с технической сетью морской наблюдательной системы и стационарной океанографической платформой (COIP).

~ 14 га), так и в море (режимный район № 197 акватории размерами ~ 1,0 × 1,5 км вдоль южного побережья Крыма), включая стационарную океанографическую платформу (COIP). На океанологическом полигоне на постоянной основе проводятся исследования физико-климатического и экологического состояния природной среды, потоков переноса вещества и энергии.

Определена базовая структура субрегиональной морской наблюдательной системы Экспериментального отделения Морского гидрофизического института НАН Украины (ЭО МГИ) [1] и сформулирована концепция устойчивого развития ее локально распределенной технической сети [2]. Уникальный набор натурных данных и развитая информационно-технологическая инфраструктура мониторинга позво-

лили приступить к созданию ресурсно-ориентированной информационно-аналитической системы морских акваторий южного Крыма. В состав субрегионального морского центра входят центральная рабочая станция с набором приемо-передающих модулей для доступа по кабельным, телефонным и радиоволновым линиям связи к распределенной технической сети измерительных комплексов, а также набор специализированных стендов приема, обработки, накопления гидрометеорологической и океанографической информации с доступом через локальные сети к оперативным возможностям обмена информацией через глобальную сеть Интернет и представления информационной продукции пользователям в распределенном интерактивном режиме. В базе данных информационно-аналитического центра (CAZ) осуществляется формирование и ведение информационных ресурсов морских метеорологических, гидрологических, океанографических и других природных условий прибрежной зоны северной части Черного моря, которые поступают из центрального гидрометеорологического поста (CCP), западного берегового поста (CWP), восточного берегового поста (CEP), морского метеорологического пункта (MMP) на стационарной океанографической платформе (COIP), пространственных измерительных антенн судовых океанографических (GS_i) и буйковых (MB) станций, обозначенных на рис.1 соответственно.

Научный центр междисциплинарных исследований НАН Украины. На основании решения координационного совета при Президенте НАН Украины академике Б.Е.Патоне по представлению Отделения наук о Земле НАН Украины в январе 2010 г. в пгт.Кацивели (г.Ялта) был создан Научный центр междисциплинарных исследований (НЦМИ) НАН Украины на основе коллективного использования базы ЭО МГИ в зоне интенсивной геодинамики, рекреации, промысла и основных коммуникационных коридоров Ук-

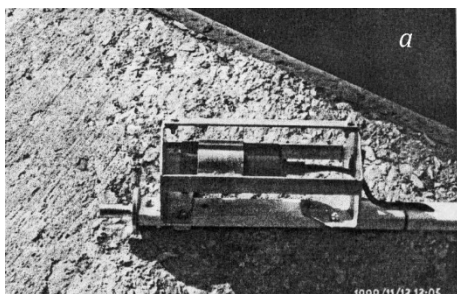
раины вдоль южного побережья Крыма.

НЦМИ создан с целью обеспечения тесной кооперации профильных институтов НАН Украины в области наук о Земле и современных информационных технологий контроля состояния и динамики природной среды и биоты, объединения их научно-технического потенциала, финансового и организационного ресурсов с целью поддержания инфраструктурных комплексов Черноморского экспериментально полигона в надлежащем техническом состоянии. НЦМИ является центром коллективного использования систем наблюдений окружающей среды в прибрежной зоне суши и моря у мыса Кикинеиз, в том числе стационарной океанографической платформы, маломерного научно-исследовательского флота, регионального морского научно-информационного центра ЭО МГИ, а также специализированного научного оборудования, предоставляемого другими участниками. НЦМИ реализует комплексные междисциплинарные исследования, модернизацию и развитие систем мониторинга, а также оказывает технические, организационные и консультативные услуги для проведения заинтересованными научными учреждениями собственных натурных научно-исследовательских экспедиций на Черноморском экспериментальном полигоне «Кацивели».

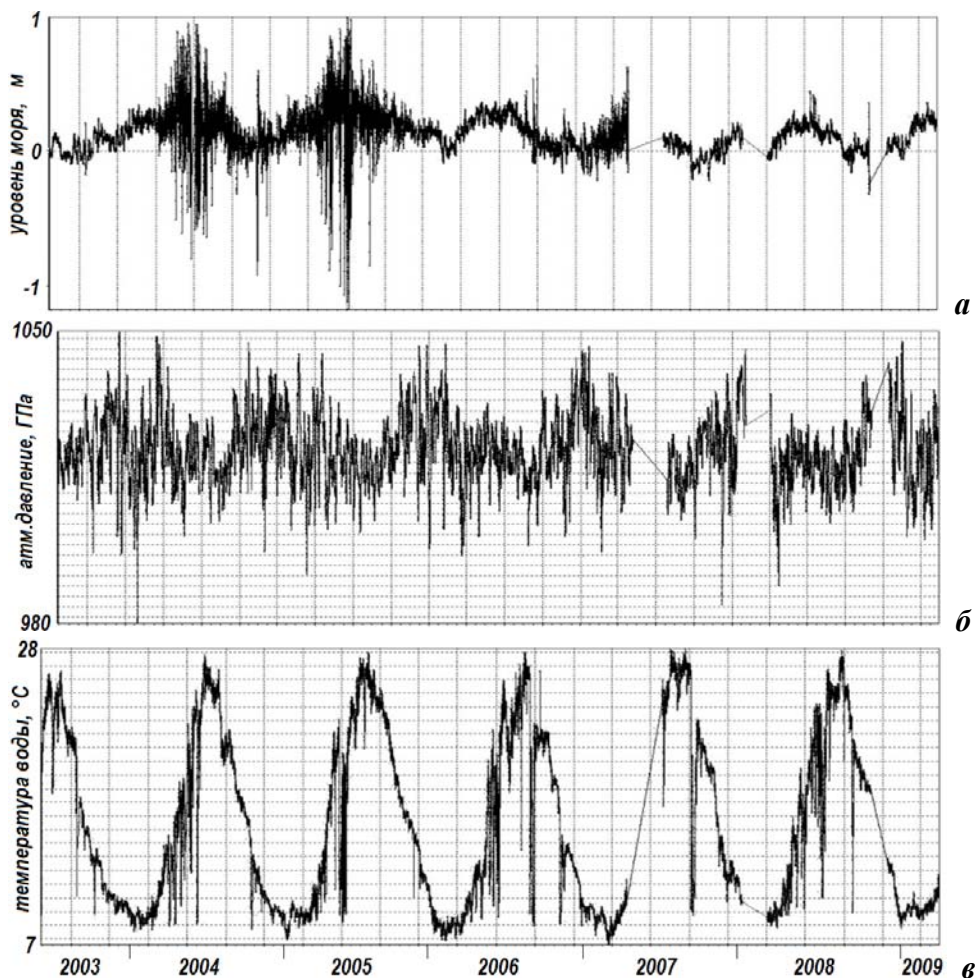
Модернизация сетевого оборудования морской наблюдательной системы. В практику натурного эксперимента внедрены новые информационные технологии контроля состояния и динамики морских природных условий с целью развития инфраструктуры субрегионального информационно-аналитического центра и базы оперативной океанографии. Модернизация сетевого оборудования и установка *MedGLOSS* станции уровня моря нового поколения способствовала внедрению европейских стандартов в национальной системе геоэкологического мониторинга.

Современная автоматическая станция установлена при содействии *Israel Oceanographic and Limnological Research Ltd (IOLR, г.Хайфа)* в 2003 г. на причале восточного берегового поста (*СЕР* на рис.1) для мониторинга уровня Черного моря в составе европейской системы наблюдений *European Sea Level Service (ESEAS)* сети новых станций, предоставленных *CIESM*.

В состав оборудования станции входят: датчик подводного давления фирмы *Paroscientific Inc.* (рис.2, а); датчик атмосферного давления *Setra* (рис.2 б); устройство *Personal Navigator Garmin GPS II Plus* с дистанционной антенной для точной записи времени; специализированный стенд на ба-



Р и с . 2 . Общий вид подводного модуля (а), антенны *GPS* и датчика атмосферного давления (б).



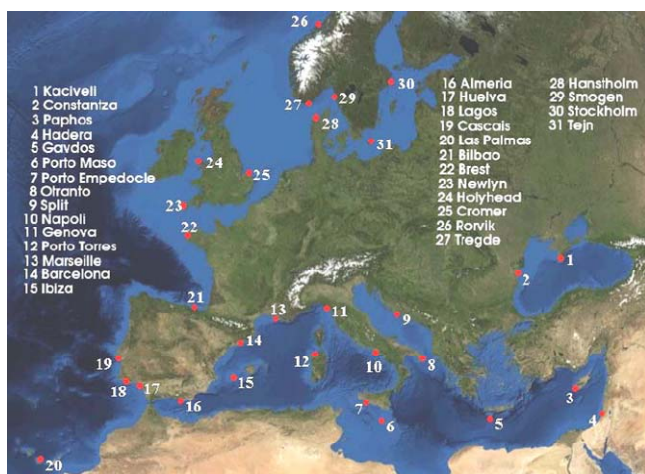
Р и с . 3 . Осредненные за час значения базы данных за 2003 – 2009 гг.: уровень моря (а); атмосферное давление (б); температура воды на горизонте 3 м (в).

зе персонального компьютера (*Pentium 4*); устройства подключения и коммутации электропитания.

Рабочая станция установлена в помещении эллинга, обеспечена телефонной линией связи для передачи накопленных и преобразованных данных на базовую станцию субрегионального информационно-аналитического центра ЭО МГИ.

При этом измеряются и вычисляются следующие параметры: каждые 2 мин – 3 значения атмосферного давления (*SETRATM*); каждые 30 с – осредненное давление столба воды и температура воды; каждые 2 ч – серия измерений давления воды с интервалом 0,5 с в течение 17 мин; ежедневно рассчитываются осредненные значения уровня моря, атмосферного давления и температуры воды (рис.3).

Осредненные за час данные станции *Kaciveli (Ukraine)* ежедневно передаются через Интернет в координационный центр *MedGLOSS ESEAS-RI* в *IOLR* и в МГИ.



Р и с . 4 . Сеть NEAMTWS раннего обнаружения цунами.

в заданном режиме. Станция уровня моря *Kaciveli* (Ukraine) интегрирована в единую европейскую систему оповещения и раннего обнаружения катастрофических поверхностных волн в Средиземноморском бассейне и Северо-Восточной Атлантике проект *ICG/NEAMTWS* (рис.4). Потребность в данных *RT* уровня моря, в первую очередь, обусловлена необходимостью раннего обнаружения и оповещения развития волн цунами при дискретности между измерениями от 1 мин до 15 с. Данные поступают в региональные цунами центры предупреждения, которые в настоящее время находятся в стадии опытной эксплуатации. Создание такой европейской сети станций обусловлено тем, что указанный регион исторически занимает второе место в мире по частоте возникновения волн цунами. При этом следует отметить, что, согласно историческим данным, в Черноморском регионе за античный период и средние века произошло 7 катастрофических волн цунами с высотой до 3 м.

В новом режиме работы *MedGLOSS* станции атмосферное давление фиксируется каждые 15 с и используется в качестве постоянной величины в течение 15 с периода измерения давления воды. Температура морской воды измеряется каждые 20 мин. Каждую минуту создается новый файл данных, состоящий из 4 строк наблюдений с интервалом 15 с по григорианскому календарю и всемирному времени (*GMT*) в следующем формате: год (гггг), месяц (мм), день (дд), часы (чч), минуты (мм), секунды (сс); код станции (*Kaciveli*); усредненный в течение 15 с интервала уровень моря (м, 4 знака после запятой); атмосферное давление (мбар, 2 знака после запятой); температура морской воды (°C, 1 знак после запятой). Файл сохраняется с расширением *.txt* и немедленно отсылается на заданные *FTP*-сервера. Впоследствии из этих файлов формируются ежедневные файлы аналогичной структуры с расширением *.day*. Кроме того, данные с интервалом 15 с усредняются за каждые 6 мин и сохраняются с расширением *.hou* в виде почасовых файлов данных, где время указывается на момент начала их регистрации.

В качестве точного времени используется системное время, которое сверяется с атомными часами через сеть Интернет каждые 15 с.

В 2010 г. выполнение реорганизация и модернизация аппаратного и программного обеспечения работы *MedGLOSS*-станции. Новый аппаратно-программный комплекс создан для мониторинга уровня моря в режиме реального времени (*RT*), установлен в июне 2010 г. специалистами ЭО МГИ при поддержке *CIESM* и *IOLR* и функционирует

Разработка информационно-аналитической системы. В ЭО МГИ выполнена разработка программного обеспечения, которое позволяет предварительно подготавливать данные наблюдений к необходимому формату представления, осуществлять предварительный контроль и автоматически импортировать гидрометеорологическую и гидрологическую информацию в специально разработанную базу данных (БД) с обеспечением ее входного и выходного контроля при определенных возможностях анализа.

Отдельной, исключительно важной, задачей является сохранение исторических данных наблюдений, которые представлены в больших объемах на бумажных или других не электронных носителях. В обычной практике это требует рутинной работы по набивке табличной информации вручную, однако в ЭО МГИ разработана специальная программа (*Digitizing*), предназначенная для оцифровки бумажных диаграммных лент самописца уровня моря (СУМ) – мареографа. В большинстве случаев эта программа может использоваться для перевода графической информации в цифровую и для других приборов с графическим представлением информации. В основном это приборы предыдущих модификаций, однако, с их помощью получены огромные массивы информации, которые после оцифровки удастся сохранить в цифровом виде на магнитных носителях.

Требования, предъявляемые к базе данных:

- возможность сохранения нескольких видов данных, в частности результатов измерения уровня моря (данные поплавкового мареографа и новой *MedGLOSS* станции); различной гидрометеорологической информации; гидрологической информации; дополнительных параметров;

- поддержка для каждого вида данных двух категорий измерений – периодических (с интервалом несколько часов) и квазинепрерывных (с интервалом несколько минут);

- периодическая автоматическая проверка наличия новой информации с подключением ее к существующей базе данных и ведение архива «усвоенных» данных;

- обеспечение входного контроля данных с возможностью автоматической корректировки и записью нарушений и внесенных исправлений в журнал событий;

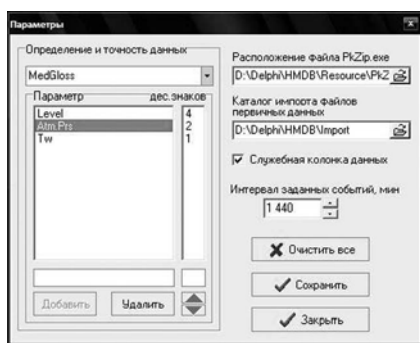
- ведение журнала событий с записями всех действий, выполненных БД в автоматическом режиме с фиксацией времени;

- автоматическое сохранение журнала событий за каждый день работы с архивированием по результатам месяца;

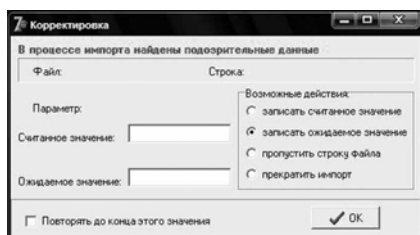
- обеспечение необходимых ревизионных и аналитических возможностей программы без прерывания работы основного сервиса.

- поддержка трех языков программного интерфейса – украинского, русского и английского;

Структура и организация базы данных. Программный комплекс БД состоит из исполняемого файла и ряда рабочих каталогов. Основной каталог "*Import*" содержит в своем составе подкаталоги, основным из которых является каталог импорта данных, используемый для записи загружаемых текстовых файлов данных. Остальные каталоги, создаются программой авто-



Р и с . 5 . Возможности настройки параметров БД.



Р и с . 6 . Возможности автоматической корректировки ошибок данных.

за текущие сутки. Содержание журналов из архива можно вызвать на экран, используя соответствующую команду меню.

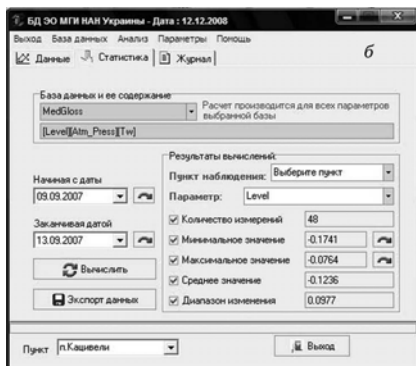
Основной задачей программы является организация и пополнение базы данных. Как было указано выше, заранее подготовленные файлы первичных наблюдений переносятся вручную в каталог импорта, содержание которого анализируется при каждом запуске программы, а также через заданный интервал времени. При наличии импортируемых данных программа начинает процесс их усвоения с внесением соответствующих записей в журнал событий.

Основным форматом хранения данных в БД является формат *.db* программы "Paradox", в соответствии с которым максимальное количество записей в файле БД составляет 2 млрд. Учитывая тот факт, что файлы первичных наблюдений могут содержать результаты измерений, записанные с интервалом 1 минута, общее количество измерений за год с одного измерительного комплекса составит 525600 ед. Таким образом, системные ресурсы БД имеют резерв более, чем на 3000 лет. Исходя из этого, было принято решение не разбивать файлы данных по годам, а организовывать единые файлы "Mareograph.db", "MedGloss.db" и другие для каждой группы параметров.

В процессе импорта БД выполняет первичный контроль данных на предмет наличия нереальных ошибочных значений. В случае обнаружения последних процесс импорта приостанавливается и пользователь информируется выдачей специального информационного сообщения (рис.6), в окне которого пользователь может выбрать необходимый вариант корректировки, например "записать ожидаемое значение", полезный для исправления ошибок в датах, времени измерений и т.п.

матически и предназначены, соответственно: "Data" – для хранения файлов базы данных; "Archives" – для сохранения архивных копий файлов, импортированных в базу данных; "Events" – для хранения отчетов о действиях программы (событиях).

Меню программы представлено двумя основными позициями для каждой группы параметров: "База данных" и "Анализ", позволяющими, соответственно, просматривать и анализировать данные. Дополнительное меню "Параметры" позволяет определить рабочие каталоги программы, а также специальный перечень параметров БД с указанием количества десятичных знаков для представления каждого из них (рис.5) Одним их важных элементов интерфейса программы является окно текущего журнала событий для возможности контроля последних действий программы оператором. В этом окне отображаются события



Р и с . 7. Вывод данных в режиме просмотра (а) и статистики (б).

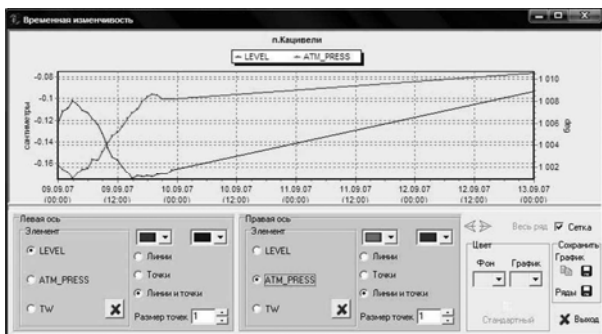
Все события системы имеют временной отсчет и подразделяются на "заданные" и "обязательные". Первые выполняются по истечении заданного интервала времени, который также указывается в настройках и по умолчанию составляет 1440 мин, т.е. 24 ч. "Обязательные" события выполняются при смене часов, суток и месяцев. К "заданным" событиям относится проверка наличия новых файлов первичных данных и, в случае их наличия – подключение к базе данных. "Обязательные" события предусматривают ежесуточное архивирование и обновление файлов журналов, а также ежемесячное архивирование файлов первичных данных.

Файл журнала событий записывается для каждой даты и состоит из строк, в каждой из которых записано время события и его характеристика. Журнал формируется автоматически и не подлежит редактированию. События текущих суток отображаются постоянно, более ранние журналы можно вызвать в отдельное окно.

Работа с базой данных. Импортированная база данных предоставляет три вида сервиса:

- просмотр содержимого базы с возможностью включения режима редактирования (рис.7, а);
- просмотр характеристик базы с элементами статистики (рис.7, б);
- графический анализ временных рядов (рис.8).

Статистический анализ. С целью быстрого получения информации о целостности базы данных в программе реализованы функции простейшего статистического анализа с выводом информации о количестве измерений, максимальном, минимальном и среднем значениях, а также диапазоне изменения за заданный период времени. При этом удобной является функция быстрого перехода к режиму просмотра и корректировки записи, со-



Р и с . 8. Возможности графического анализа.

державшей максимальное или минимальное значения параметра, что позволяет выполнять оперативную корректировку в случае наличия некорректных данных во входных (импортируемых) файлах.

Помимо функции анализа здесь же реализована возможность экспорта выбранных данных во внешний файл в текстовом формате.

Анализ временных рядов. Возможности анализа временных рядов реализованы на основе графического интерфейса и в настоящее время ограничены построением графиков временных серий имеющихся измерений. Однако данная функция реализована на высоком уровне, что позволяет выводить распределения одновременно двух выбранных параметров с оцифровкой по двум вертикальным осям (рис.8).

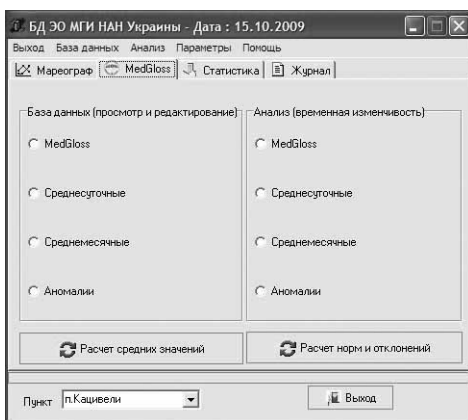
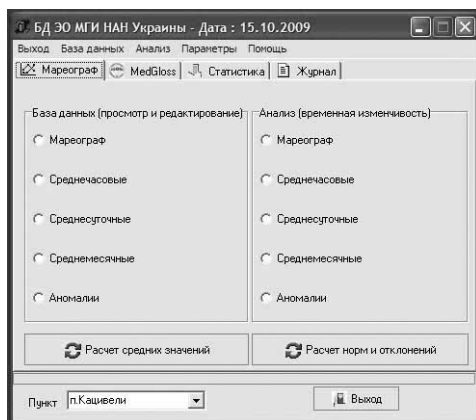
Дополнительными возможностями предусматривается изменение параметров каждого графика, включая размер и цвет точек, а также цвет и толщину линий, настройка масштабов осей, а также увеличение выбранного участка графика. Возможно также наложение сетки, изменение цветов подложки, сохранение графика в различных вариантах, а также экспорта отображаемого ряда данных.

Расчет аномалий. В дополнение к описанной выше функциональности, реализованной на первом этапе разработки, впоследствии были разработаны алгоритмы расчета и анализа аномальных величин. Расчет аномалий производится с использованием среднемесячных данных за каждый месяц и нормализованных данных за расчетный месяц и представляет собой разность между этими двумя значениями. При этом учитываются возможные пропуски измеренных значений, возникающие в процессе отбраковки результатов или технических сбоев при регистрации того или иного измеряемого параметра. Также имеется возможность указать временной интервал для вычисления норм распределения, что может быть удобно при наличии разрывов временных рядов.

Поставленной задачей определялось, что осреднение должно выполняться автоматически, а также по запросу пользователя и генерировать следующие величины:

- для данных *MedGLOSS*: среднесуточные, среднемесячные, а в будущем, вероятно, и среднегодовые значения;
- для данных поплавкового мареографа: среднечасовые, среднесуточные и среднемесячные значения, также с перспективой – среднегодовые.

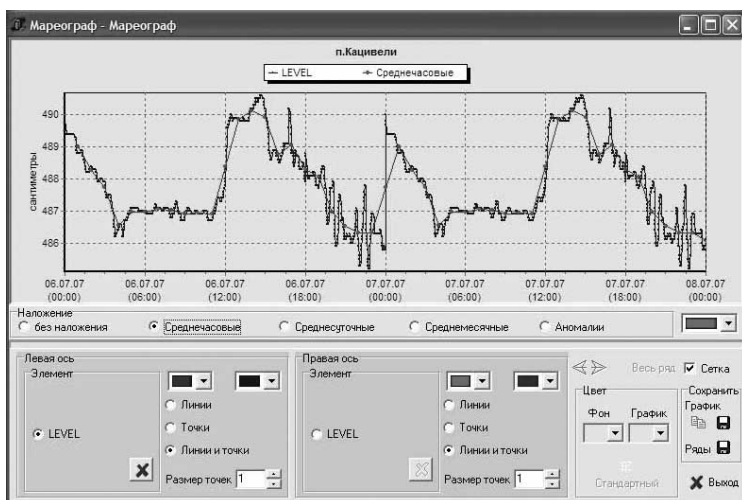
Пользователь должен иметь возможность просматривать весь спектр данных в табличном представлении, а также в виде временного графика. Указанная задача потребовала реорганизации главного меню программы, а также элементов, расположенных на рабочем поле. В связи с двукратным возрастанием количества последних (для вызова данных в виде таблицы и графика), а также, предвидя возможность интегрирования в БД новых видов измерений, было принято решение распределить данные по отдельным визуальным вкладкам в соответствии с видами измерений. С этой целью существовавшая ранее единая вкладка "Данные" в настоящее время заменена на две: "Мареограф" и "*MedGLOSS*" (рис.9).



Р и с . 9 . Внешнее представление вкладок оперирования данными.

Как видно из рисунка, набор управляющих элементов двух вкладок несколько отличается, что вызвано различным периодом измерений соответствующих величин. При этом представленные на вкладках элементы генерируются и отображаются автоматически по мере появления данных в БД. Дальнейшее развитие БД состояло в разработке модуля расчета отклонений, основанного на наличии осредненных величин. При этом рассчитываются "нормализованные" среднемесечные величины, с использованием которых в дальнейшем вычисляются отклонения от полученных норм.

В процессе расчетов генерируются дополнительные файлы осредненных данных. Эти файлы имеют ту же структуру, что и файлы первичных данных, при этом формальные данные, такие как время измерения для среднесуточных величин или время и дата измерений для среднемесечных – заполняются значением "01", которое в дальнейшем не используется и необходимо лишь для сохранения формата и обеспечения вывода в табличной и графической форме.



Р и с . 10 . Пример наложения осредненных величин на ряд измеренных данных.

В связи с организацией в БД осредненных данных появляется возможность наложения последних на динамику распределения измеренных значений. С этой целью в модуль построения графиков временных трендов были добавлены специализированные инструменты (рис.10), позволяющие отобразить на имеющемся графике кривые осреднения, а также ряд среднемесячных аномалий.

Перспективы развития ресурсно-ориентированной субрегиональной информационно-аналитической системы в интересах НЦМИ НАН Украины. В соответствии утвержденному «Положению о научном центре междисциплинарных исследований НАН Украины на основе коллективного использования ЭО МГИ НАНУ» с учетом имеющегося многолетнего опыта совместных комплексных исследований были сформированы перспективные направления междисциплинарных исследований и развития субрегиональной ресурсно-ориентированной базы данных с учетом современных тенденций, в том числе:

Совместные работы по научным планам МГИ и ЭО МГИ в полном объеме в соответствии с утвержденной тематикой при перманентном развитии и стандартизации субрегиональной базы данных.

Совместные междисциплинарные исследования МГИ, ЭО МГИ, Института геохимии, минералогии и рудообразования им. М.П. Семененко (ИГМР) НАНУ, Института биологии южных морей им. О.О. Ковалевского (ИнБЮМ) НАНУ и Института геологических наук (ИГН) НАНУ с целью изучения современного состояния цикла углерода, как основополагающего цикла окружающей среды, а также прогноза возможных изменений потоков углерода в морской среде и на ее границах с атмосферой и донными осадками для оценки влияния антропогенной нагрузки и изменений климата на рекреационные и биопродукционные характеристики морской среды, а также на ее способность поглощать из атмосферы углекислый газ, продуцируемый в результате сжигания ископаемого топлива, включая:

- организацию системы долговременного мониторинга состояния цикла углерода и потоков углекислого газа по наблюдениям на стационарной океанографической платформе, включая непрерывные измерения метеорологических, гидрофизических и гидрохимических характеристик морской среды и приводного слоя атмосферы, а также регулярный отбор проб для геохимических и биологических анализов;

- модернизацию и расширение возможности региональной информационно-аналитической системы в интересах НЦМИ при решении проблемы с учетом современных требований к системе передачи, хранения, обработки и представления результатов наблюдений;

- выполнение систематических исследований цикла углерода на основе междисциплинарных исследований с использованием аппаратных возможностей современного научного оборудования участников центра коллективного пользования, включая оценку потоков углекислого газа на границе раздела «вода-воздух», оценку состояния карбонатной системы морской воды с использованием анализаторов неорганического углерода, оценку интенсивности и направления фракционирования изотопов углерода при

протекании процессов обмена и трансформации углерода, оценка характеристик образующихся твердых карбонатов с использованием возможностей современной микроскопии, оценку интенсивности трансформации неорганических и органических форм углерода с использованием современных биологических методов;

– оценку современного состояния цикла углерода в морской среде, возможных изменений интенсивности процессов трансформации углерода под влиянием антропогенной нагрузки и изменений климата для прогнозирования возможных изменений цикла углерода морской среды в будущем.

Совместные исследования ИГН, МГИ и ЭО МГИ с целью создания системы наблюдений за состоянием и изменчивостью природных условий на Черноморском экспериментальном полигоне в зоне стыка «суходол-море» для оперативного контроля и предупреждения негативных изменений, включая комплексные исследований прибрежной части акватории с целью усовершенствования поисковых и экологических критериев, включая:

– мониторинг седиментационных процессов в прибрежной зоне на Черноморском экспериментальном полигоне и стационарной океанографической платформе [3 – 5], изучение путей поступления осадочного материала и техногенной составляющей с эоловым стоком, речным стоком с субмаринной составляющей;

– изучение литодинамических процессов в Качивелийском каньоне;

– геоэкологические и ландшафтные исследования по данным спутниковых радиолокационных съемок высокого разрешения в пограничной зоне «суша-море» южного побережья Крыма с использованием современных методов радиолокационного зондирования: альтиметрия, интерферометрия, поляриметрия, скатерометрия и метод гравиметрической томографии.

Совместные исследования Научно центра аэрокосмических исследований Земли (ЦАКИЗ) ИГН НАНУ, МГИ и ЭО МГИ с целью создания научно обоснованной системы наблюдений за экосистемами локального уровня с использованием многоспектральных космических снимков высокого/среднего пространственного разрешения для получения информации относительно пространственного распределения и тенденций изменений биоразнообразия региона, включая:

– развитие и стандартизацию полигона междисциплинарных исследований «Качивели» для геоэкологического мониторинга в составе системы стационарных морских и наземных опорных подспутниковых полигонов Украины, гармонизацию методов и результатов исследований в соответствии с существующими требованиями и мировыми аналогами [6, 7];

– исследование пространственного распределения и состояния экосистем западной части южного побережья Крыма на полигоне междисциплинарных исследований «Качивели», определение тенденций и динамики их изменений для понимания роли естественных сукцессий и влияния антропогенных воздействий;

– проведение измерений спектральных оптических характеристик природных образований и искусственных объектов на полигоне *in-situ* при помощи полевого цифрового спектрорадиометра *FieldSpecR3*, интеграция

данных, полученных методом *in situ* и дистанционно, разработка требований к этим данным;

– международную интеграцию в процессы разработки Сети наблюдений за биоразнообразием в рамках реализации плана по созданию глобальной системы наблюдений Земли (*GEOSS*).

Совместные исследования Научно инженерного центра радиогидрогео-экологических полигонных исследований (НИЦ РПИ) НАНУ, МГИ и ЭО МГИ с целью разработки системы мониторинга состояния морских берегов Крыма для обеспечения рационального природопользования прибрежными морскими акваториями Украины на базе полигона междисциплинарных исследований «Кацивели» в зоне сопряжения суши и моря, включая:

– проведение полевых наблюдений проявлений опасных геодинамических процессов [8] в пределах сухопутной территории полигона (селей; оползней, обвалов, абразии), а также влияния локальных техногенных нагрузок (дорог, береговых сооружений) на устойчивость берега и смыв пород в море;

– изучение геологической структуры сухопутной территории полигона с помощью георадарного комплекса *SIR-3000* с целью дальнейшего прогнозирования возможных опасных нарушений равновесия прибрежной геологической среды под действием природных и антропогенных факторов.

Совместные исследования Института геофизики (ИГ) им. С.И. Субботина, Отдела сейсмологии (ОС) ИГ и ЭО МГИ с целью проведения режимных сейсмологических наблюдений для изучения региональной сейсмичности современной геодинамической активизации тектонических структур Крымского региона и исследований параметров сейсмической опасности для нужд сейсмостойкого проектирования и строительства, включая:

– проведение инструментальных сейсмологических наблюдений на территории полигона междисциплинарных исследований «Кацивели» для определения уровня помех и выбора места для организации стационарного пункта сейсмологических наблюдений;

– составление рабочего проекта пункта стационарных сейсмологических наблюдений в ЭО МГИ, организация телеметрической передачи данных в Крымский региональный (г.Симферополь) и Национальный (г.Киев) центры;

– оборудование пункта стационарных сейсмологических наблюдений и проведение мероприятий по обслуживанию, ремонту и проведению профилактических мероприятий установленной сейсмологической аппаратуры, включение пункта стационарных наблюдений в состав службы сейсмологического мониторинга Крымско-Черноморского региона.

Совместные междисциплинарные исследования Украинского научно-исследовательского гидрометеорологического института (УкрНИГМИ), Морского отделения (МО) УкрНИГМИ, Института коллоидной химии и химии воды НАНУ, МГИ и ЭО МГИ с целью исследования структуры и химического состава атмосферных выпадений над морем в условиях низкого уровня антропогенного воздействия, характерных для открытого моря у южного побережья Крыма на базе стационарной океанографической платформы Черноморского экспериментального полигона, включая:

– внедрение системы отбора проб атмосферных осадков для определения различных групп и классов химических элементов и веществ;

- внедрение системы отбора проб аэрозолей приземного и приподнятого слоя атмосферы для определения их размерного и химического состава;
- систематический отбор и лабораторный химический анализ проб морской воды и донных отложений;
- оценка поступления, трансформации и аккумуляции химических веществ в системе «атмосфера – вода – взвешенные вещества – донные отложения» прибрежной зоны Черного моря у южного побережья Крыма.

Совместные исследования МГИ, ЭО МГИ, Акустического института им. Н.Н. Андреева (АКИН) РАН и Научно-технического центра панорамных акустических систем НАНУ с целью развития новых гидроакустических методов и создания на базе Черноморского экспериментального полигона системы дистанционного гидроакустического мониторинга для исследования динамических процессов в акватории северной части Черного моря [9, 10].

Выводы. В ЭО МГИ разработана и введена в эксплуатацию субрегиональная информационно-аналитическая система, которая позволяет усваивать данные геоэкологического мониторинга окружающей природной среды, преобразовывать данные наблюдений к необходимому формату представления, осуществлять первичный контроль и автоматически импортировать гидрометеорологическую и гидрологическую информацию в специально разработанную базу данных с обеспечением ее входного и выходного контроля при возможности выборочного анализа. При функционировании Научного центра междисциплинарных исследований НАН Украины существенно увеличиваются объемы и виды регистрируемых данных. Структура базы данных имеет определенный информационный ресурс и позволяет оперативно усваивать и анализировать натурные данные, получаемые в рамках таких исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузнецов А.С., Куклин А.К., Шабалина О.А. Локальная техническая сеть морской наблюдательной системы у южного берега Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003.– вып.2(7).– С.60-65.
2. Иванов В.А., Кузнецов А.С. Технология контроля динамики прибрежных вод // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003.– вып.2(7).– С.41-48.
3. Наседкин Е.И., Кузнецов А.С., Цихоцкая Н.Н., Ключина А.К. Мониторинг сезонных изменений минерального состава взвешенного вещества // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2005.– вып.12.– С.236-241.
4. Митропольский О.Ю., Наседкин Е.И., Степняк Ю.Д., Кузнецов О.С. Комплексный геоэкологичний моніторинг шельфу – необхідна умова достовірної оцінки сучасного стану морських екосистем // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2005.– вып.13.– С.111-116.
5. Наседкин Е.И., Осокина Н.П., Иванова Г.М., Кузнецов О.С. Сезонний розподіл пестицидів у завислій речовині Чорного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана.– Киев: ЛОГОС, 2009.– № 1.– С.80-86.

6. Кузьмин А.В., Горячкин Ю.Н., Ермаков Д.М., Кузнецов А.С. и др. Морская гидрографическая платформа «Кацивели» как подспутниковый полигон на Черном море // Исследование Земли из космоса.– 2009.– № 1.– С.31-44.
7. Лялько В.И., Попов М.А., Иванов В.А., Кузнецов А.С. Перспективы развития морских и наземных стационарных опорных полигонов для геоэкологического мониторинга // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009.– вып.19.– С.19-35.
8. Шестопалов В.М., Иванов В.А., Богуславский С.Г. и др. Инженерно-геологические опасности береговой зоны Горного Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2005.– вып.13.– С.43-61.
9. Иванов В.А., Сабинин К.Д., Кузнецов А.С. Перспективы развития системы дистанционного гидролого-акустического мониторинга Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2001.– вып.3.– С.168-173.
10. Серебряный А.Н., Галыбин Н.Н., Иванов В.А., Кузнецов А.С. Вариации интенсивности обратного рассеяния звука в водной толще прибрежной зоны Черного моря (по наблюдениям со стационарной платформы) // Акустика океана. Докл. 12-й школы-семинара им. акад. Л.М. Бреховских.– М.: ГЕОС, 2009.– С.192-196.

Материал поступил в редакцию 22.10.2010 г.

М.Н.Поспелов*, Ю.Н.Горячкин**, Д.М.Ермаков***,
Н.Ю.Комарова*, А.С.Кузнецов**, А.В.Кузьмин*,
И.А.Репина****, И.Н.Садовский*, М.Т.Смирнов***

**Институт космических исследований РАН, г.Москва*

***Морской гидрофизический институт НАНУ, г.Севастополь*

****Фрязинский филиал Института радиотехники и электроники РАН, г.Фрязино*

*****Институт физики атмосферы РАН, г.Москва*

ИССЛЕДОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ В СЕРИИ КОМПЛЕКСНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ *CARMOS*'05-07-09

Комплексные эксперименты *CARMOS*'05-07-09 с участием исследователей из России, Украины и Италии проводились на океанографической платформе Экспериментального отделения Морского гидрофизического института (ЭО МГИ) НАН Украины в пгт.Кацивели вблизи южного побережья Крыма. Основной задачей экспериментов была отработка новых методов дистанционного зондирования морской поверхности в микроволновом диапазоне. В ходе экспериментов в июне 2005, августе 2007 и октябре 2009 гг. проводились круглосуточные измерения характеристик собственного излучения морской поверхности в микроволновом и ИК диапазоне при различных метеорологических условиях. Характеристики рассеяния электромагнитных волн взволнованной поверхностью измерялись с помощью скаттерометра 2 см диапазона длин волн. Компоненты скорости ветра, температура и влажность воздуха измерялись на нескольких уровнях относительно морской поверхности. Также производились синхронные измерения параметров волнения и турбулентности в поверхностном слое моря, восстанавливался профиль течений, осуществлялось периодическая регистрация профиля температуры и солёности воды. Сопоставление экспериментальных данных дистанционных и контактных измерений позволяет уточнить параметры решения обратной задачи восстановления характеристик поверхностного слоя моря из дистанционных измерений в микроволновом и ИК диапазоне. Результаты экспериментов дают основания для предложения организовать на базе платформы ЭО МГИ экспериментальный полигон для валидации/калибровки спутниковых данных дистанционного зондирования Земли.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *взаимодействие океана и атмосферы, дистанционное зондирование, океанографическая платформа, ветровое волнение, турбулентность, подспутниковый полигон.*

Спутниковые данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) в настоящее время находят все более широкое применение в задачах мониторинга взаимодействия океана и атмосферы. Результаты дистанционных измерений таких параметров взаимодействия, как температура поверхности океана, скорость приповерхностного ветра, интегральное по высоте влагосодержание атмосферы и водозапас облачности, производимых с помощью космических радиометров микроволнового и инфракрасного (ИК) диапазона, используются и в фундаментальных океанологических и климатологических ис-

© М.Н.Поспелов, Ю.Н.Горячкин, Д.М.Ермаков, Н.Ю.Комарова,
А.С.Кузнецов, А.В.Кузьмин, И.А.Репина, И.Н.Садовский,
М.Т.Смирнов, 2010

следованиях, и в оперативных метеорологических наблюдениях и прогнозах.

Одним из ключевых параметров системы океан-атмосфера, в значительной степени определяющим циркуляцию океанических вод и, следовательно, энерго- и массоперенос в пограничных слоях океана и атмосферы, является соленость поверхностного слоя океана. Необходимость мониторинга ее в глобальных масштабах вытекает из наблюдаемых в последние годы тенденций сокращения ледового покрова в полярных широтах, связываемых с потеплением климата [1]. Вызываемое усиленным таянием льдов распреснение поверхностного слоя океана может дать толчок перестройке существующей системы океанических течений и послужить причиной значительных изменений климата не только в приполярных областях, но и в планетарных масштабах. В планах космических агентств Европы и США на ближайшие годы намечены запуски специализированных спутников, предназначенных для построения глобальных карт солености океана на основе дистанционных радиотепловых измерений в L -диапазоне (длина волны 21 см) [2, 3]. В конце 2009 г. Европейским космическим агентством (*ESA*) был осуществлён запуск первого такого специализированного спутника *SMOS* [4], одной из двух основных задач которого как раз и является построение глобальных карт солёности поверхностного слоя океана. Однако до настоящего времени проблема дистанционного измерения солености с необходимой точностью далека от практического решения. Это связано, главным образом, со сложностью выделения относительно небольших изменений теплового радиоизлучения, вызываемых вариациями солености, на фоне значительно превосходящих их по величине сигналов, вызываемых поверхностным волнением.

Исследование влияния температуры, солености и волнения на характеристики излучаемых и рассеиваемых морской поверхностью электромагнитных волн, а также дальнейшее развитие средств и методов ДЗЗ явились приоритетными целями международного научного проекта *CAPMOS (Combined Active/Passive Microwave Measurements of Wind Waves for Global Ocean Salinity Monitoring)*. Проект, финансируемый Международной ассоциацией по развитию сотрудничества с учеными бывшего СССР (*INTAS*), объединял 8 научных групп из 4 стран: России, Украины, Италии и Дании. В его рамках в июне 2005 г. и августе 2007 г. на стационарной океанографической платформе Экспериментального отделения Морского гидрофизического института (ЭО МГИ) НАН Украины, расположенной у южного берега Крыма вблизи пгт.Кацивели, проводились комплексные измерения характеристик взаимодействия океана и атмосферы. В октябре 2009 г., в связи с завершением деятельности *INTAS*, аналогичные измерения проводились при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ).

Общая характеристика экспериментов. Океанографическая платформа была установлена в открытом море в 1980 г. для проведения регулярных гидрологических и метеорологических измерений. Географические координаты платформы: 44°23'35" с.ш., 33°59'04" в.д.; удаление от берега около 600 м; глубина моря около 30 м. При господствующих ветрах восточного и западного направления, тем более при южном ветре со стороны открытого моря, обеспечивается достаточный разгон ветровых волн, что позволяет в этих условиях относить волновые измерения к условиям глубокой

воды и развитого волнения. Энергоснабжение платформы осуществляется с берега по кабелю, доставка оборудования и персонала производится с помощью катера; на основной палубе размером $25 \times 25 \text{ м}^2$ на высоте 12 м расположены лаборатории и жилые помещения. По своим возможностям проведения комплексных долговременных измерений платформа не имеет аналогов на территории бывшего СССР, да и во всем мире число таких научно-исследовательских сооружений невелико.

Платформа имеет несколько рабочих уровней, расположение на них аппаратуры в ходе серии экспериментов *CAPMOS* можно схематически обобщить следующим образом:

- глубина 3, 5, 10, 15 и 20 м – измерители течений МГИ-1308;
- от поверхности до дна – периодические зондирования с помощью CTD-зонда МГИ-4117;
- глубина 1 м – термисторный температурный датчик;
- глубина 0,3 м – CTD-микрозонд МГИ-4102;
- высота 1,5 м – метеокomплекс МК-15;
- рабочая палуба на высоте 4 м – 2 антенны струнных волнографов, акустический анемометр-термометр *USA-1* (только в 2005 г.), газовый анализатор *LI-COR 7500* (только в 2005 г.), цифровая фотокамера *Olympus 8080 WZ* – периодическая фотосъемка, радиоинтерферометр для измерения возвышений поверхности (только в 2005 г.), комплекс из 5 радиометров и web-камеры (2007 и 2009 гг.) на автоматическом поворотном устройстве;
- основная палуба на высоте 12 м – микроволновый скаттерометр *Ku*-диапазона (только в 2005 г.), радиометр *L*-диапазона, компьютеры управления приборным комплексом и регистрации данных;
- крыша лаборатории на высоте 15 м – цифровая фотокамера *Olympus 8080 WZ* (периодическая фотосъемка);
- метеомачта на высоте 21 м – метеокomплекс МК-15.

Измерения производились непрерывно 24 часа в сутки, за исключением технологических перерывов на ремонт и обслуживание аппаратуры. Экспериментальные данные регистрировались в цифровой форме на персональных компьютерах. Метеорологические условия в экспериментах разных лет существенно различались. Если эксперимент 2005 г. характеризовался значительными вариациями температуры и солёности поверхностного слоя воды, то в 2007 и 2009 гг. таких вариаций выявлено не было, и основное влияние на дистанционные измерения оказывали вариации приповерхностного ветра. В следующих параграфах будут более детально рассмотрены некоторые результаты эксперимента *CAPMOS'05*.

Контактные океанографические и метеорологические измерения. Эксперимент *CAPMOS'05* проводился в период гидрологической весны, к которому в Черном море относят апрель – июнь. Этот сезон характерен общим прогревом поверхностного слоя моря и формированием сезонного слоя скачка температуры. Термический режим вод в районе океанографической платформы определяется климатическими факторами, режимом течений и ветра. Поскольку район находится в прибрежной зоне, здесь наблюдается ускоренный ход термических процессов и существенно более интенсивный процесс перемешивания вод, чем в открытой части моря. Кроме этого, большой вклад во временную изменчивость вносят сгонно-нагонные явле-

ния. Все отмеченные факторы определяют особенности вертикальной структуры вод и её временной изменчивости.

На рис.1 приведено семейство профилей температуры воды, полученных за все время измерений (всего 217 зондирований). Из всего многообразия профилей температуры можно выделить три основных типа:

- трехслойная структура, с выраженным верхним квазиоднородным слоем, чрезвычайно резким слоем скачка температуры, до 8 – 9 °С/м, и слоем медленного понижения температуры;
- ступенчатая структура, когда термоклин разделяется на отдельные, чередующиеся слои с высокими градиентами и изотермическими прослойками, при этом за частую термоклин начинается прямо с поверхности;
- гомотермическая от поверхности до дна структура с низкой температурой (ситуация сгона).

Приведенные типы вертикальной структуры, конечно, не отражают все возможные ситуации, однако дают общее представление об их характере.

Характер вертикального распределения солёности в целом был близок к соответствующим типам распределения температуры (рис.2). Наибольшие пределы изменчивости отмечались в слое 0 – 15 м. В поверхностном слое солёность менялась в пределах 1,75 епс (16,5 – 18,25 епс). Слой максимальных градиентов температуры в подавляющем числе случаев совпадал со слоем максимальных градиентов солёности. При анализе временного хода поверхностной температуры и солёности хорошо заметно, что практически во все моменты они находятся в противофазе, что отражает динамику сгонно-нагонного процесса (рис.3).

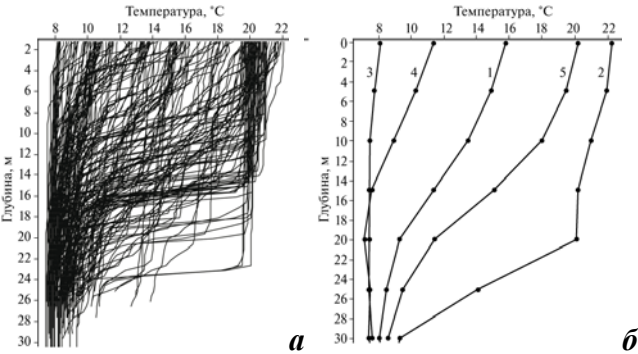


Рис. 1. Семейство профилей температуры (а); средний профиль (1); максимальные (2) и минимальные (3) значения, стандартные отклонения (4, 5) по 5 м слоям за 1 – 20 июня 2005 г. (б).

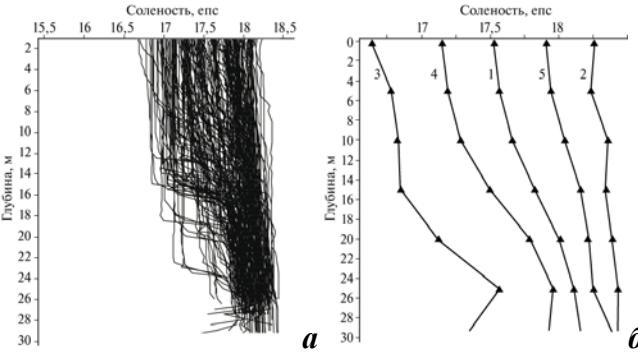
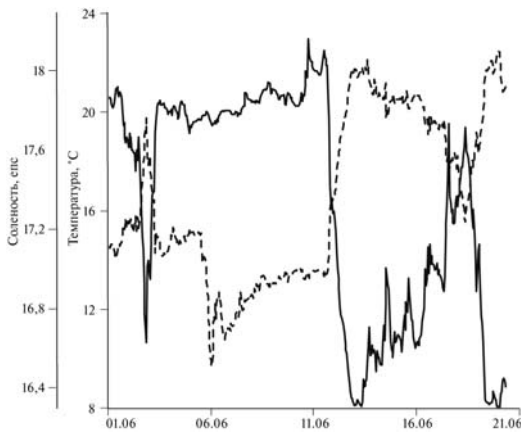


Рис. 2. Семейство профилей солёности (а); средний профиль (1), максимальные (2) и минимальные (3) значения, стандартные отклонения (4, 5) по 5 м слоям за 1 – 20 июня 2005 г. (б).

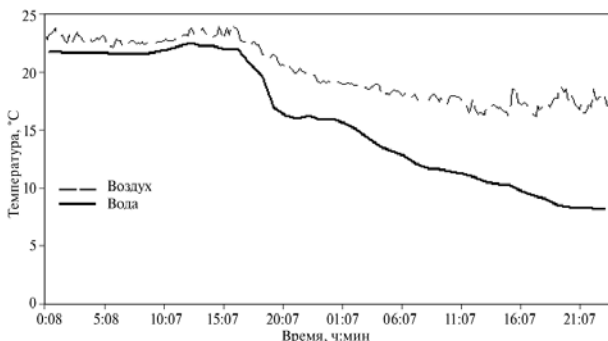


Р и с . 3. Временной ход поверхностной температуры (—) и солености (- - -) 1 – 21 июня 2005 г.

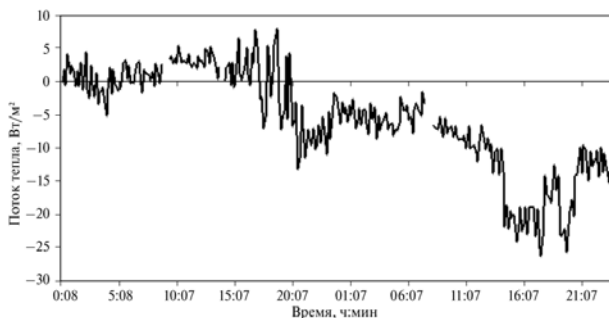
влияние конструкций платформы на характеристики ветрового потока было минимальным. Акустический анемометр *USA-1* фирмы *METEK* с частотой оцифровки 20 Гц был установлен на высоте 4 м с мористой стороны платформы совместно с газовым анализатором *LI-COR 7500*, измерявшим также с частотой 20 Гц турбулентные пульсации концентраций углекислого газа и водяного пара.

Для вычисления турбулентных потоков тепла, импульса, влаги и углекислого газа применялся прямой метод, который требует небольшого количества теоретических допущений и работает над различными типами подстилающей поверхности. Потоки вычисляются по ковариациям между пульсациями измеряемых параметров [5]. Поток считается положительным, если он направлен из океана в атмосферу.

На рис.4 представлена изменчивость температур воды и воздуха 11 – 12 июня 2005 г. В районе 17.00 11 июня начался апвеллинг, то есть сгон теплой поверхностной воды с последующим уменьшением температуры поверхности до 8 °С. Глубина расположения датчика температуры воды 0,5 м, температура воздуха измерялась на высоте 4 м. С началом увеличения разницы температур вода – воздух происходит перестройка атмосферы, что приводит к интенсификации обменных процессов. Стратификация меняется от нейтральной к устойчивой. Знак турбулентного потока тепла (рис.5) меняется на отрицательный. В течение нескольких часов после начала апвеллинга система море-атмосфера находится в колебательном режиме – атмосфера "приспосабли-



Р и с . 4. Температура воды и воздуха 11 – 12 июня 2005 г.



Р и с . 5 . Турбулентный поток явного тепла 11 – 12 июня 2005 г., полученный из прямых измерений пульсаций температуры и вертикальной скорости ветра на высоте 4 м.

надлежащий итальянскому Институту атмосферных наук и климата (*ISAC*), измерял сечение обратного рассеяния электромагнитных волн морской поверхностью на различных поляризациях и углах зондирования. Обсуждение полученных с его помощью экспериментальных данных выходит за рамки настоящей публикации, можно лишь упомянуть, что спектральный анализ рассеянного сигнала позволил выделить особенности, связанные как с энергонесущими компонентами волнения с частотой порядка 0,2 Гц, так и с длиннопериодными вариациями поля ветра с характерными частотами 0,001 – 0,007 Гц.

Радиометрический комплекс состоял из радиометра теплового инфракрасного диапазона Р-ИК и набора микроволновых радиометров с рабочими частотами от 3,7 до 94 ГГц (что соответствует длинам волн от 8 см до 3 мм). Основные характеристики радиометров приведены в табл.1.

Все радиометры были закреплены на автоматическом поворотном устройстве (рис.6), обеспечивающем вращение по азимуту в диапазоне углов около 300° и по углу места от надира до зенита. Поворотное устройство было установлено на нижней палубе с мористой (южной) стороны на конце 4-х м выноса, служащего для уменьшения влияния переотраженного от конструкций теплового радиоизлучения. Данные регистрировались с частотой 3 Гц на персональном компьютере, с помощью которого также осуществлялось управление поворотным устройством. Программно можно было задать любой алгоритм вращения. Основной алгоритм состоял в сканировании снизу вверх и обратно со скоростью 0,2 об./мин в диапазоне углов от 20 до

Т а б л и ц а 1 . Характеристики радиометров.

прибор	диапазон длин волн	поляризация	ширина луча, °	чувствительность, К
Р-ИК	8 – 12 мкм	–	9	0,1
Р-03	3 мм	В, Г	7	0,15
Р-08	8 мм	В, Г, ± 45°	9	0,15
Р-15	1,5 см	В, Г, ± 45°	9	0,15
Р-80	8 см	В	15	0,1

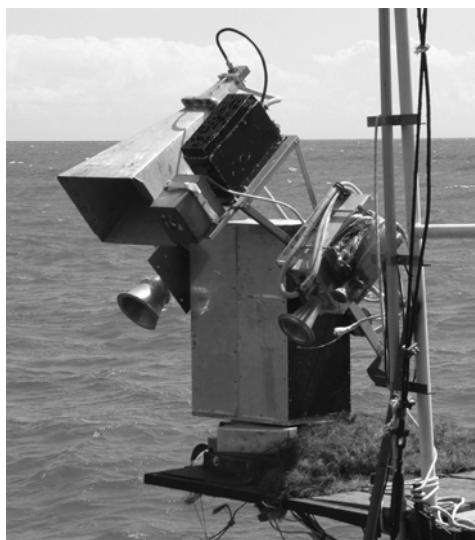


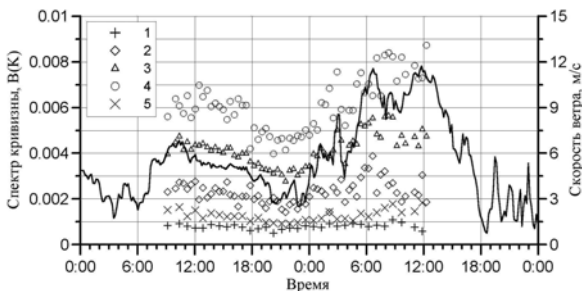
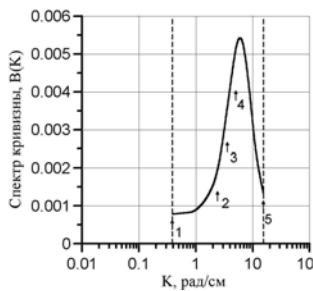
Рис. 6. Поворотное устройство с радиометрами.

В дальнейшем данные радиотепловых измерений в различных диапазонах и на различных поляризациях и углах зондирования использовались для анализа зависимости радиояркостной температуры от скорости приповерхностного ветра, а также для восстановления параметров спектра гравитационно-капиллярных волн на основе оригинальной методики, разработанной в Институте космических исследований РАН [6, 7]. Пример результатов восстановления спектра кривизны и эволюции отдельных спектральных компонент в зависимости от изменяющейся скорости ветра представлен на рис. 7.

Из приведённого рисунка очевидно, что характеристики спектра кривизны коротких гравитационно-капиллярных волн обладают высокой чувствительностью к скорости приповерхностного ветра, причём наиболее чувствительны спектральные компоненты вблизи максимума кривизны (приблизительно 6 рад/см). Также бросается в глаза несинхронность эволюции различных спектральных компонент с изменением скорости ветра, в частности, заметное запаздывание изменения спектральной плотности при уменьшении скорости ветра. Подобный эффект отмечался нами ранее при проведении похожих измерений с пирса в Геленджике [8]. Не исключено, что причиной подобного запаздывания являются нелинейные процессы трансформации волнения, характерные для прибрежной зоны.

153° по отношению к надиру на шести последовательных азимутальных углах, через каждые 36°, и затем возврат на исходный азимутальный угол. Обратный азимутальный скан осуществлялся при фиксированном угле места порядка 65 – 70° от надира.

Общая продолжительность такого цикла составляла около 25 мин. Таким образом, в различных азимутальных направлениях измерялась радиояркостная температура морской поверхности на углах от близких к надиру до горизонта, и затем – радиояркостная температура атмосферы от горизонта почти до зенита. Обратный азимутальный скан дает возможность оценить величину азимутальной анизотропии радиотеплового излучения морской поверхности. Кроме того, при сканировании на первом и последнем азимутальном угле в поле зрения антенн радиометров миллиметрового диапазона попадал поглотитель микроволнового излучения, закрепленный на выносе у основания поворотного устройства. Температура поглотителя, изготовленного из синтетических волокон, измерялась с помощью двух термисторов. Это позволяет осуществлять внешнюю калибровку радиометров миллиметрового диапазона по двум точкам – температуре поглотителя и температуре атмосферы, поглощение в которой рассчитывается из углового профиля радиояркостной температуры.



Р и с . 7 . Спектр кривизны, восстановленный из угловых радиометрических измерений (а) и эволюция отдельных спектральных компонент (б); сплошная линия – скорость ветра; символы 1 – 5 соответствуют различным спектральным компонентам, положение которых в спектре отмечено стрелками.

В ходе эксперимента *CAPMOS*’05 проводились подспутниковые измерения с целью валидации данных спутника «Сич-1М». Результаты дистанционных и контактных измерений с океанографической платформы были предварительно подготовлены, в соответствии со следующей процедурой. Гидрометеорологические данные (скорость и направление ветра, относительная влажность воздуха, температура воздуха и воды) усреднялись по 10-ти мин интервалу, центрированному к моменту траверса спутником направления на платформу (использовались те витки орбиты, на которых платформа попадала в полосу обзора комплекса МТВЗА-ОК). Радиометрические данные микроволновых каналов предварительно калибровались, используя измеренную температуру черного тела и восстановленную из угловых измерений температуру атмосферы. Затем радиояркостная температура усреднялась по углу места в диапазоне $64 - 66^\circ$ и по азимутальным углам. Дополнительное усреднение по углу места обеспечивалось за счет диаграмм направленности антенн, которые значительно шире, чем у комплекса МТВЗА-ОК.

В целом, следует отметить, что данный эксперимент представлял собой, фактически, первый опыт многочастотного радиометрического зондирования с океанографической платформы с целью использования для валидации данных спутникового радиометра. В определенной степени его можно считать отладочным с точки зрения, как аппаратуры, так и методик. Основным результатом следует считать подтверждение перспективности и необходимости таких измерений в дальнейшем при проведении комплекса работ по калибровке и валидации спутниковых средств ДЗЗ.

Если в задачах дистанционного зондирования суши проблема создания и использования специальных полигонов для этих целей осознана давно и решается (главным образом, за рубежом), то при дистанционном зондировании океана практически единственным способом валидации остается сравнение с данными метеорологических измерений сети буев. Между тем, этому традиционному способу присущ тот недостаток, что сопоставляются разнородные данные (измеренная из космоса радиояркостная температура – измеренным контактно гидрометеопараметрам), подвергнутые к тому же и принципиально разным способам осреднения. Если спутниковые данные являются практически мгновенной характеристикой наблюдаемой сцены,

осредненной по элементу пространственного разрешения (десятики километров в случае микроволновых радиометров), то данные контактных измерений относятся к одной точке и усредняются по времени, как правило, в интервалах десятков минут и часов. Особенно важно это принципиальное отличие в случае измерения характеристик ветра, который, в отличие от температуры или солености поверхностного слоя воды, обладает значительной временной и пространственной изменчивостью. В случае же измерений с океанографической платформы временные и пространственные параметры данных дистанционных и контактных измерений близки между собой, что позволяет более обоснованно подходить к разработке модельных зависимостей радиояркостной температуры от физических параметров системы океан – атмосфера. Кроме того, при сравнении данных радиометрического зондирования с платформы и спутника сопоставляются однородные данные, что позволяет исключить ошибки, связанные с неточностями модельных зависимостей. Таким образом, создание специальных полигонов, оборудованных средствами не только контактных, но и дистанционных измерений, подобных используемым на специализированных спутниках ДЗЗ, необходимо и для практических целей калибровки и валидации спутниковой аппаратуры, и для фундаментальных исследований в области океанологии и дистанционного зондирования.

Результаты наших комплексных экспериментов дают достаточно оснований предложить национальным космическим агентствам России и Украины оборудовать на базе океанографической платформы ЭО МГИ полигон для подспутниковых измерений, который в перспективе мог бы быть включён в мировую сеть полигонов для калибровки/валидации спутниковых данных ДЗЗ.

Заключение. В целом, предварительные результаты экспериментов *CARMOS*'05-07-09 позволяют сделать следующие выводы:

- сочетание дистанционных и контактных измерителей позволяет осуществлять эффективный мониторинг взаимодействия океана и атмосферы и представляет значительный интерес как для долговременных локальных измерений в широком диапазоне метеорологических и гидрологических условий, так и для калибровки/валидации данных ДЗЗ из космоса;

- совместный анализ вариаций температуры, солености и течений в шельфовой зоне вблизи южного берега Крыма позволил проследить динамику сгонно-нагонных явлений, а также переноса азовских вод в северо-восточной части Черного моря;

- были выполнены прямые измерения потока тепла в пограничном слое атмосферы над морской поверхностью в условиях различной атмосферной стратификации, а также в условиях быстрой перестройки пограничных слоев атмосферы и океана;

- было проведено пассивное и активное микроволновое зондирование морской поверхности в широком диапазоне частот и углов зондирования;

- из угловых радиометрических измерений были восстановлены параметры спектра гравитационно-капиллярных волн и прослежена их динамика в условиях переменной скорости ветра;

- результаты синхронных контактных и дистанционных измерений параметров взаимодействия океан-атмосфера подтвердили перспективность

использования океанографической платформы ЭО МГИ в качестве полигона для подспутниковых измерений и калибровки/валидации спутниковых сенсоров ДЗЗ.

Исследования выполнены при поддержке *INTAS* (проект № 03-51-4789) и РФФИ (проекты №№ 08-05-00890-а, 08-05-00099-а, 09-05-10075-к, 09-02-00780-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Lagerloef G.S.E., Swift C., Le Vine D.* Sea surface salinity: The next remote sensing challenge // *Oceanography*.— 1995.— 8.— P.44-50.
2. *Berger M., Camps A., Font J., Kerr Y., Miller J., Johannessen J., Boutin J., Drinkwater M.R., Skou N., Floury N., Rast M., Rebhan H., Attema E.* Measuring ocean salinity with ESA's SMOS Mission // *ESA Bulletin*.— 2002.— № 111.— P.113-121.
3. *Lagerloef G., Colomb F.R., Le Vine D., Wentz F., Yueh S., Ruf C., Lilly J., Gunn J., Chao Y., deCharon A., Feldman G., Swift C.* The AQUARIUS/SAC-D Mission // *Oceanography*.— 2008.— 21.— P.68-81.
4. *Barré H., Duesmann B., Kerr Y.H.* SMOS: The Mission and the System // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*.— 2008.— 46.— P.587-594.
5. *Edson J.B., Hinton A.A., Prada K.E., Hare J.E., Fairall C.W.* Direct covariance flux estimates from mobile platforms at sea // *J. Atmos. and Ocean. Techn.*— 1998.— 15.— P.547-562.
6. *Trokhimovski Y.G.* Gravity-capillary wave curvature spectrum and mean-square slope retrieved from microwave radiometric measurements (Coastal Ocean Probing Experiment) // *J. Atmos. and Ocean. Techn.*— 2000.— 17, № 9.— P.1259-1270.
7. *Kuzmin A.V., Pospelov M.N.* Retrieval of gravity-capillary spectrum parameters by means of microwave radiometric techniques // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*.— 2005.— 43, № 5.— P.983-989.
8. *Трохимовский Ю.Г., Кузьмин А.В., Маречек С.В., Медведев А.П., Поспелов М.Н., Смирнов М.Т., Тищенко Ю.Г.* Исследование радиояркостной температуры взволнованной поверхности моря в эксперименте "Геленджик'99" // *Исследования Земли из космоса*.— 2002.— № 3.— С.20-28.

Материал поступил в редакцию 8.10.2010 г.

М.Е.Ли, Г.А.Толкаченко, В.И.Маньковский,
Е.Б.Шибанов, О.В.Мартынов, Е.Н.Корчемкина

Морской гидрофизический институт НАН Украины, г.Севастополь

ПОДСПУТНИКОВЫЕ ГИДРООПТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Дано описание подспутниковых биооптических экспериментов, проводившихся на океанографической платформе Морского гидрофизического института НАН Украины в течение 30-ти лет. Приводятся некоторые научные результаты исследований, краткие описания приборов гидрооптического комплекса, применявшихся и разработанных методик измерений.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *океанографическая платформа, дистанционное зондирование, гидрооптика, биооптические эксперименты, прозрачность, рассеяние, ослабление, коэффициент яркости.*

Оптические методы контроля состояния водоемов позволяют достаточно эффективно исследовать экологические проблемы водных бассейнов. Эти методы основаны на использовании спектральных различий поглощения, рассеяния и флуоресценции света такими оптически активными примесями водной среды, как фитопланктон, минеральная взвесь и растворенное органическое вещество. Достаточно тесные взаимосвязи между оптическими и биологическими характеристиками морских вод послужили основой для обоснования перспективности применения космических методов слежения за состоянием природных водоемов.

В настоящее время интерес к оптическим методам исследования природных вод значительно возрос благодаря интенсивному развитию спутниковой океанологии. Вызвано это тем, что на современном этапе развития спутниковых технологий получения и интерпретации изображений водных акваторий появилась реальная возможность создавать на их основе непрерывно действующие наблюдательные системы для диагноза и контроля состояния морских экосистем.

Для совершенствования оптических моделей системы океан-атмосфера (и разработанных на их основе алгоритмов обработки и интерпретации спутниковой информации), данные спутниковых измерений необходимо регулярно сравнивать с данными непосредственных биооптических наблюдений с уровня поверхности моря. Для отработки вопросов, связанных с внедрением методов проведения подспутниковых наблюдений и развития средств космических исследований океана в видимой области спектра с 1980 г. в Морском гидрофизическом институте (МГИ) НАН Украины проводились работы по созданию наблюдательной системы на базе стационарной океанографической платформы Экспериментального отделения (ЭО) МГИ в пгт.Кацивели. Выбор этой точки определялся не только удачным расположением платформы для такого рода исследований, но и наличием в

районе платформы соответствующей инфраструктуры (транспортные магистрали, узлы связи, причалы и др.), что позволяет существенно снизить стоимость полевых измерений.

Близкое расположение платформы к береговой черте не позволяет использовать ее в полной мере для некоторых экспериментов, особенно для калибровки спутников с невысоким пространственным разрешением. Для устранения этого недостатка, измерения с помощью стационарно расположенной на платформе аппаратуры были дополнены измерениями с борта маломерных судов вертикальной структуры гидрофизических полей с удалением до 5 км от берега.

По результатам теоретических исследований и целенаправленных экспедиционных работ на океанографической платформе было показано, что экологические проблемы водных бассейнов можно исследовать, используя принципиально новые оптические методы диагностики состояния водоемов. Основной целью экспедиционных работ на платформе являлась отработка методов выполнения натурных измерений на уровне морской поверхности для калибровки спутниковой аппаратуры видимого диапазона. Задачи исследований включали отработку средств и методов для получения данных об оптико-биологических характеристиках морской воды, динамике морской поверхности и оптических параметрах атмосферы в районе океанографической платформы.

Реализация новой концепции подспутникового обеспечения космических сканеров цвета нового поколения потребовала пересмотра основных принципов и направлений, по которым создавалась аппаратура для гидрооптических исследований. Особенно тщательно исследовались возможности минимизации помех от взволнованной поверхности моря в зависимости от погодных условий и геометрии освещения. Связано это с тем, что высокую точность современных спектрофотометров для измерений световых потоков в море часто оказывалось невозможно реализовать из-за несоизмеримо больших методических погрешностей. С целью их уменьшения методы традиционных световых измерений в море были пересмотрены и приведены к такому виду, чтобы можно было осуществить переход от абсолютных измерений световых потоков к их сравнению в дифференциальном фотометре. При этом был реализован комплексный подход с использованием новейших достижений в области создания подводных датчиков световых измерений, сбора и обработки информации на основе применения специализированных микропроцессоров и компьютеров и разработки программного обеспечения.

Большой опыт работ по унификации методов и приборов для гидрооптических измерений, накопленный в отделе оптики моря МГИ, позволил разработать соответствующие новым задачам унифицированные оптоэлектронные блоки и устройства и реализовать на их основе гидрооптические приборы самого различного назначения. По этому принципу был создан комплекс гидрооптических приборов, который успешно применялся во многих экспедициях на океанографической платформе и на научно-исследовательских судах. В варианте подспутникового обеспечения комплекс аппаратуры включает в себя приборы для измерений таких параметров, как коэффициент яркости моря, интегральные характеристики ослабле-

ния подводного светового поля и относительное угловое распределение (тело) яркости под водой. Помимо этого в состав комплекса включены приборы для измерений таких первичных гидрооптических характеристик, как спектральный показатель ослабления света и полярный нефелометр, способный измерять индикатрису рассеяния в очень широком диапазоне углов рассеяния – от долей градуса в направлении облучающего луча до углов вблизи 180° в обратном направлении.

Разработанные приборы широко использовались при проведении крупных комплексных экспериментов с участием экспедиционных судов, самолета-лаборатории АН 30, автоматизированных ИСЗ и пилотируемых орбитальных станций.

Подспутниковые измерения по национальным и международным программам, проектам и грантам. Основной объем исследований отдела оптики моря осуществляется по заданиям НАН Украины по проекту «Спутниковая океанология», раздела 4 этого проекта: «Разработка измерительно-информационных технологий спутникового мониторинга и подспутникового обеспечения», а также по проектам «Течение-МГИ», «Экосистема», «Информатика» и «*Black Sea GOOS*».

Значительная часть исследований выполнялась также по заданиям Национального космического агентства Украины: «Разработка способов и методов глобального и регионального мониторинга морей, океанов и Азовско-Черноморского бассейна с получением спутниковых и наземных данных» по контракту ДЗ-9 проекта «Зондування».

Дополнительные возможности в расширении объемов исследований были использованы отделом путем активного участия в различных проектах Министерства по делам науки и технологий и Министерства образования и науки Украины.

В проекте «Обеспечение океанологических исследований современными инструментальными системами» работы выполнялись по теме: «Разработка многофункционального оптического зонда, предназначенного для использования в измерительных системах массового сбора океанологической информации для диагностики состояния морских экосистем», а также по теме: «Разработка гидрооптического модуля для прибрежной буйковой станции».

В проекте «Наблюдение» работы были связаны с исследованием оптических свойств атмосферы над морем и выполнялись по теме: «Разработка структурной схемы солнечного фотометра, предназначенного для измерения яркости солнечного диска, спектральной прозрачности атмосферы и оптической плотности аэрозоля».

Значительный объем работ был выполнен в рамках многих международных программ и грантов. Эти работы начались с международного гранта №525-4003-03F0107A германского федерального Министерства исследований и технологий по двум проектам: «База данных океанологических исследований» и «Программа измерений с океанографической платформы», утвержденных этим министерством в поддержку совместных исследований Германии с научно-исследовательскими институтами СНГ. Оба проекта являлись развитием международной спутниковой программы по дистанционному определению цвета океана «*MOS-PRIRODA*», участником которой

МГИ являлся в течение более десяти лет.

В это же время были начаты работы по международному проекту: «Разработка алгоритмов *SeaWiFS* применительно к исследованиям Черного моря», который прошел конкурсный отбор Национального аэрокосмического агентства Соединенных Штатов Америки. По итогам конкурса МГИ был утвержден в качестве иностранного участника программы США: «*NASA NRA-92-OSSA-7*». При поддержке *NASA* был проведен ряд международных подспутниковых экспериментов на океанографической платформе и с борта научно-исследовательских судов МГИ. Позднее совместные с американскими специалистами подспутниковые эксперименты были продолжены в рамках другого международного гранта *NASA SIMBIOS* по проекту: «Долговременные подспутниковые наблюдения важнейших биооптических и аэрозольных параметров в Черном море».

Разработка новых методов и аппаратуры для подспутниковых исследований проводилась в рамках совместного со Скрипсовским институтом океанографии (*SIO*) международного гранта США *CRDF* № *UG1-299* (*Civilian Research & Development Foundation*) по проекту: «Подспутниковые гидрооптические приборы для морского обеспечения данных космических измерений сканера *SeaWiFS* и разработка регионального биооптического алгоритма для Черного моря».

Работы по созданию нового полярного нефелометра с уникальными характеристиками выполнялись при поддержке канадской фирмы «*Satlantic*» и Дальхаузского университета в рамках международного гранта в форме партнерского договора № P-012 Украинского Научно-Технологического Центра (УНТЦ) по проекту: «Дистанционное зондирование поверхности океана». В дальнейшем эти работы были продолжены совместно с американской фирмой «*AMPAC, Inc. (Aerospace mass properties analysis, Inc)*» по международному партнерскому проекту УНТЦ № P-131 «Разработка нового подхода и прибора для измерений угловой функции рассеяния морской воды в широком диапазоне углов рассеяния». Оработка отдельных узлов нефелометра проводилась в полевых условиях на океанографической платформе.

Участие в международных комплексных экспедициях. Первые подспутниковые эксперименты в Черном море с привлечением стационарной океанографической платформы были организованы и проведены нами в начале восьмидесятых годов. Эксперименты проводились в сотрудничестве со специалистами из многих стран и были направлены на решение задач по дистанционному определению оптических характеристик водных масс с выходом на показатели биологической продуктивности. Работы были выполнены в соответствии с планом мероприятий международной Рабочей группы по дистанционному зондированию Земли в рамках международного комплексного проекта "Изучение Мирового океана с учетом атмосферы". В рамках этого проекта, под общим названием "Черное море – Интеркосмос", были осуществлены комплексные аэрокосмические эксперименты с использованием ИСЗ «Интеркосмос-20», «Интеркосмос-21» и орбитальной станции «Салют-7». Основной целью этих экспериментов являлись отработка, проверка и совершенствование новых методик дистанционного зондирования моря для определения биооптических параметров водной среды [1].

Программа подспутниковых исследований включала в себя синхронные и независимые измерения океанологических характеристик водной толщи, параметров восходящего излучения в видимой области спектра и оптических свойств атмосферы с судна «Профессор Колесников», со стационарной океанографической платформы, и самолета-лаборатории АН-30. Полученные в период 1983 – 1985 гг. данные после первичной обработки были сосредоточены в депонированных в ВИНТИ шести томах «Материалов экспериментов «Черное море – Интеркосмос». Основные научные результаты этих экспериментов позже были опубликованы в трех томах сборника «Дистанционное зондирование моря с учетом атмосферы» [2 – 4].

В рамках совместных работ, проводимых Институтом океанологии РАН и МГИ по программе «НАСА-Мир», в июле – сентябре 1996 г. на океанографической платформе была выполнена интеркалибровка российской и украинской оптической аппаратуры и выполнены подспутниковые измерения по обеспечению опорными контрольно-калибровочными данными пролетов орбитальной станции "МИР" и индийского спутника *IRS* у южного побережья Крыма. На обоих спутниках были установлены идентичные сканеры видимого диапазона *MOS*, которые хорошо зарекомендовали себя в совместных экспериментах на ИСЗ «Интеркосмос-21».

Для отработки вопросов, связанных с внедрением предложенной методики проведения подспутниковых наблюдений, в рамках программы *Black Sea GOOS* в июле – октябре 2001 г. была организована специализированная экспедиция МГИ, в которой исследования проводились в районе расположения океанографической платформы. Эти исследования на платформе включали измерения: вертикальной стратификации полей прозрачности и температуры, коэффициента яркости моря, спектральных показателей ослабления и индикатрис рассеяния света в морской воде, концентраций хлорофилла и пигментов феофитина, а также выполнение стандартных гидрометеорологических наблюдений. С борта катера измерялись следующие параметры: спектральный коэффициент яркости моря в диапазоне 320 – 730 нм; подводная облученность сверху на горизонтах от поверхности до глубины 30 м; глубина видимости стандартного белого диска; цветность моря по шкале Фореля-Уле; температура воды на поверхности моря; температура воздуха на высоте 2 м над уровнем моря; скорость ветра на высоте 3 м и вертикальный профиль температуры воды до глубины 45 м. Одновременно с измерениями океанографических параметров проводился отбор проб воды для определения концентраций пигментов микроводорослей и для измерений индикатрис рассеяния света.

Показатель вертикального ослабления дневного света определяли по результатам измерений подводной облученности сверху на длине волны 525 нм на различных горизонтах (0; 5; 10; 15; 20; 25 и 30 м) с помощью подводного фотометра ПИГО [5]. Концентрацию пигментов (хлорофилла и феофитина) определяли в лабораторных условиях Института биологии южных морей (ИнБЮМ) НАН Украины флуориметрическим методом [6]. На разрезах проводили измерения относительной прозрачности и цвета воды, спектрального коэффициента яркости моря, подводной облученности и вертикальных профилей температуры. Кроме этого, осуществлялся отбор проб на

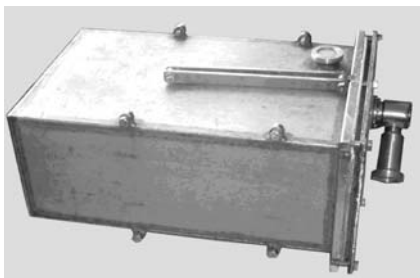
поверхности моря для определения спектров поглощения взвешенным веществом и растворенной органикой [7].

Спектральные коэффициенты яркости моря определяли с помощью разработанного в МГИ дифференциального фотометра «Спектр» [8]. В приборе реализована схема измерений спектральной яркости восходящего излучения, нормированного на величину падающей на поверхность моря солнечной радиации. Измерения спектрального коэффициента яркости моря фотометром «Спектр» в 2001 – 2003 гг. проводили на широтных и меридиональных разрезах с борта катера. Внешний вид прибора и процесс измерений с его помощью коэффициента яркости моря показаны на рис.1.

Изучение пространственных структур гидрооптических характеристик проводили на основе анализа профилей показателя вертикального ослабления света α на семи меридиональных разрезах. По результатам измерений подводной облученности на глубинах рассчитывали показатели вертикального ослабления нисходящего солнечного излучения α на длине волны 525 нм. Вертикальную оптическую структуру вод на разрезах 7 и 22 августа 2001 г в целом можно охарактеризовать как трехслойную: верхний, приблизительно 5 м слой с величинами $\alpha = 0,045 - 0,065 \text{ м}^{-1}$; промежуточный слой 5 – 15 м прозрачных вод, где $\alpha = 0,030 - 0,045 \text{ м}^{-1}$; нижний слой 15 – 30 м наиболее мутных вод, в которых величины α на глубинах более 20 м превышали, как правило, $0,060 \text{ м}^{-1}$. Высокие значения α в нижнем слое были связаны с наличием на глубинах 20 – 30 м слоя скачка, на верхней границе которого обычно наблюдаются повышенные концентрации фитопланктона [9].

Одной из интегральных характеристик спектров яркости является эффективная длина волны выходящего из моря излучения $\lambda_{\text{эф}}$ [10]. Существенным достоинством $\lambda_{\text{эф}}$ является ее тесная связь с параметрами подводного светового поля, которые, в свою очередь, зависят от концентраций растворенных и взвешенных в воде веществ. Диапазон изменчивости этого параметра в период экспедиции 2002 г. составлял 489 – 512 нм при изменчивости концентраций хлорофилла от 0,45 до 2,04 мг·м⁻³.

Были выявлены связи относительной прозрачности, как с поверхностной концентрацией хлорофилла, так и с суммарной по слою. Оценки концентраций хлорофилла в поверхностном слое по эффективной длине волны коэффициента яркости приводят к результатам, полученным при подготовке к подспутниковому эксперименту «Интеркосмос – Черное море» [10].



а



б

Рис. 1. Внешний вид плавающего спектрофотометра «Спрут» (а) и процесс измерений с его помощью коэффициента яркости моря (б).

Данные, полученные в этих экспериментах, охватывали значительный диапазон изменений биооптических свойств моря и могут широко использоваться для количественных сопоставлений с оценками концентраций хлорофилла, полученным космическими сканерами *MERIS*, *MODIS* и *SeaWiFS* [11].

В период с 16 по 29 июля 2002 г. на океанографической платформе специалистами МГИ, ИнБЮМа и Лаборатории Прибрежной Океанографии Университета Литтораль Опалового Берега (Дюнкерк, Франция) проводился специально спланированный подспутниковый эксперимент по программе совместных исследований в рамках международного проекта Космического Агентства Франции (*CNES*) и проекта НАН Украины «Спутниковая океанология». Финансовая поддержка экспериментальных исследований осуществлялась по проекту Космического Агентства Франции «Долговременные атмосферные, биооптические и гидрологические наблюдения в Черном море для валидации сканера *MERIS*».

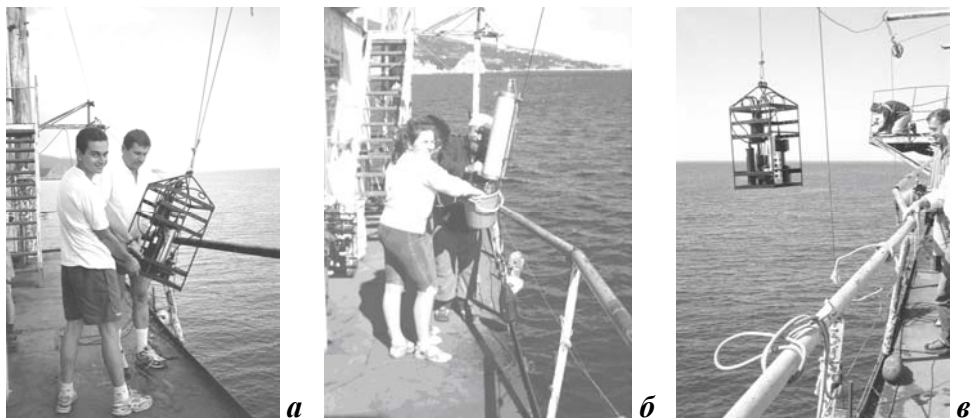
Целью эксперимента являлся сбор данных о пространственно-временной изменчивости гидрофизических и биооптических параметров морской воды для совершенствования региональных алгоритмов обработки спутниковых измерений сканерами *MERIS*, *MODIS* и *SeaWiFS* в прибрежном районе Черного моря.

Эти работы были продолжены летом 2003 г. 22 и 28 июля было выполнено два меридиональных разреза с борта катера. На разрезах проводились измерения вертикальных профилей температуры до глубины 43 м, определения глубины видимости белого диска и цветности моря. Отбирались пробы с поверхности воды для определения спектров поглощения воды взвешенными в воде частицами и растворенной органикой, а также определения индикатрисы рассеяния. Для изучения вертикальной структуры подводного светового поля 28 июля 2003 г. были проведены измерения поля подводной облученности до глубины 30 м.

При исследованиях с борта катера проводился отбор проб для определения индикатрис рассеяния света и оценки значений концентрации хлорофилла «а» и феофитина. Проводились определения глубины видимости стандартного белого диска Z_d и цвет воды $N_{цв}$ в баллах по шкале цвета морских вод. Выполнялись также измерения вертикальной структуры поля температуры до глубины 43 м и оптических характеристик воды (по показателю вертикального ослабления света в поверхностном слое) [12].

Исследования биооптических характеристик включали: измерения спектрального распределения коэффициента яркости моря, индикатрис рассеяния морской воды в четырех участках видимого спектра, глубины видимости белого диска, цвета моря по шкале цветности, определение концентраций пигментов фитопланктона, измерение спектров поглощения света взвешенным веществом, детритом и фитопланктоном [13]. Метеорологические наблюдения в течение эксперимента обеспечивались сотрудниками ЭО МГИ. На рис.2 приведены снимки эпизодов биооптических измерений в 2003 г.

Улучшенное пространственное разрешение цветowych сканеров новой генерации позволяет более эффективно использовать наблюдения на платформе для калибровки спутниковых измерений. В этой связи время выполнения наблюдений на платформе согласовывалось со временем измерений



Р и с . 2 . Эпизоды биооптических измерений в 2003 г: Подготовка к зондированию многоканальной аппаратуры специалистами Франции (а), отбор проб для биооптических исследований (б), рабочий момент измерений спектральной яркости моря (в).

сканерами *MERIS*, *MODIS* и *SeaWiFS*.

Регулярные наблюдения на платформе проводились с 27 июля по 15 августа. Измерения атмосферной оптической толщи выполнялись французскими специалистами каждые полчаса с 9.00 до 17.00. Измерения падающего и восходящего излучения на поверхности моря и спектрального коэффициента яркости проводились каждый час. Кроме того, 5 – 6 раз в день измерялась глубина видимости белого диска. Высокая частота перечисленных выше измерений позволяет проследивать изменчивость состояния оптических свойств моря и атмосферы и получить представления об их суточном ходе во время эксперимента.

Измерения концентрации хлорофилла «а» и феофитина, спектров поглощения и индикатрисы рассеяния проводились в пробах, отбирившихся на глубинах 0, 4, 8, 12, 16 и 20 м. Отбор проб осуществлялся один или два раза в день; в 11.00 и 14.00.

Выбор времени выполнения станций с отбором проб соответствовал пролету в районе Кацивели спутников со сканирующими спектрометрами *MERIS* (11.00), *SeaWiFS* (13.00) и *MODIS* (14.00).

Всего за время работ выполнено около 320 циклов измерений атмосферной оптической толщины, 110 измерений падающего и восходящего излучения, 92 измерения коэффициента яркости моря и 105 наблюдений глубины видимости белого диска. Было отобрано 136 проб для определения спектров поглощения и индикатрисы рассеяния. Регулярно проводились наблюдения скорости и направления ветра, температуры воды и воздуха, давления, балльности облачности (по 10-ти балльной шкале) и волнения (по 8-ми балльной шкале). Результаты совместного украинско-французского эксперимента опубликованы в [12 – 15]. Полученные данные по свойствам атмосферы над Черным морем были использованы для обоснованного выбора метода коррекции атмосферы при определении цвета моря из космоса.

Выполненный эксперимент показал возможность проведения комплексных биооптических наблюдений на океанографической платформе в

Кацивели, пригодных для валидации и калибровки продуктов цветковых сканеров. В условиях лета 2002 г. на платформе удалось наблюдать редкий случай интенсивного роста концентрации планктона и соответственно значительных изменений характеристик поглощения и рассеяния. Эти данные, охватывающие значительный диапазон изменений биооптических свойств моря, должны быть использованы в дальнейшем для количественных сопоставлений с данными сканеров *MERIS*, *MODIS* и *SeaWiFS*.

В период с 2006 по 2008 гг. на борту НИС «Океания» Института океанологии Польской Академии наук (ИО ПАН) и на океанографической платформе ЭО МГИ проводились экспедиционные работы по договору о научном сотрудничестве между ПАН и НАН Украины. Цель проекта заключалась в получении и обработке натурных данных о региональных особенностях морской воды в контексте спутникового мониторинга морской среды в Балтийском и Черном морях. Эксперименты были разработаны для валидации данных нового Европейского сканера *MERIS* на борту спутника *ENVISAT*. Этот проект позволил оценить спектральную изменчивость оптических свойств морской воды и подводного светового поля в контрастных регионах. Второй целью проекта являлась передача накопленных знаний, опыта и возможностей экспертизы между партнерами, особенно в части передачи в ИО ПАН накопленных в МГИ передовых методов измерений рассеяния света.

Смысл работы заключался в сборе данных о световых полях в различных типах морских вод с целью определения оптических параметров воды и совершенствовании алгоритмов обработки результатов дистанционных измерений для сканера *MERIS*. Рассматривался также и вопрос о применении разработанных в МГИ методов измерений рассеяния света и утверждении их в качестве стандарта для ИО ПАН.

Для украинской стороны особый интерес представляли возможности пополнения базы данных МГИ натурными данными о региональных особенностях оптических характеристик вод Балтийского и Черного морей в широком диапазоне их изменчивости. Это позволило заметно расширить область применения измерительной аппаратуры для подспутниковых измерений, а также усовершенствовать биооптические модели клеток фито-планктона и взвешенного неорганического вещества.

Польская сторона изучала опыт МГИ в области измерений рассеяния света и использовании его при создании контрольно-измерительной аппаратуры.

Обе стороны выразили удовлетворение существенным увеличением количества измеряемых в подспутниковых исследованиях параметров и улучшением качества измерений. Были собраны данные для выяснения региональных расхождений оптических свойств вод Балтийского и Черного морей и использования полученных знаний для разработки дистанционных методов контроля морских экосистем.

С украинской стороны в экспериментах использовались: измеритель прозрачности и температуры, спектральный нефелометр и измеритель спектральной яркости моря, а также производился отбор проб морской воды с различных горизонтов. На рис.3 показаны батометр 6 л для отбора проб воды, измеритель прозрачности и температуры и спектрофотометр для дистанционных измерений коэффициента яркости моря.



а



б

Р и с . 3 . Фрагмент рабочей палубы платформы. На переднем плане – батометр для отбора проб, в руках оператора – измеритель стратификации прозрачности и температуры, на мостке установлен фотометр «Спектр» для измерений коэффициента спектральной яркости моря (а); внешний вид спектрофотометра «Спектр» для дистанционных измерений коэффициента яркости моря (б).

Польская сторона использовала приборы: *RAMSES*, системы ТРИО (Oldenburg, Германия) – для измерений скалярной и векторной яркости с 190 каналами в области 350 – 900 нм с разрешением 3,3 нм (измерения обычно выполнялись в глубинах: 1; 2; 3; 5; 7; 10 и 15 м), подводный спектрофотометр *AC-9*, *WetLabs*, США – для измерений профилей показателя ослабления и поглощения света в 9 спектральных каналах: 412 – 715 нм, *Hydroscat-4* – измеритель обратного рассеяния света (420; 470; 532 и 700 нм) (*HOBI Lab*, США) и подводную систему ИО ПАН (Польша) для измерений углового распределения тела яркости (23 датчика). Для определения концентраций пигментов микроводорослей при анализе проб воды использовалось оборудование высокоэффективной жидкостной хроматографии *HPLC*, а также определялись концентрации общей взвеси *TSM* и органического углерода *POC* на приборах ИО ПАН (рис.4).

На океанографической платформе была организована опорная гидрооптическая станция для квазинепрерывных (наблюдения проводились в свет-



а



б

Р и с . 4 . Работа на платформе специалистов ИО ПАН. Подготовка к измерениям системы быстродействующих датчиков для измерений углового распределения тела яркости (а), анализ проб воды для определения концентраций пигментов микроводорослей (б).

лое время суток с интервалом 1 ч) измерений оптических характеристик воды и их вертикальной стратификации. С платформы выполнялись также исследования спектральной и угловой функции рассеяния света и прозрачности воды в поверхностном слое моря. Работы на платформе включали измерения спектрального коэффициента яркости моря в диапазоне 320 – 730 нм, вертикальных профилей температуры и прозрачности воды, отбор проб и измерения индикатрис рассеяния света в морской воде и выполнение стандартных гидрооптических наблюдений (глубина видимости белого диска и цвета моря). Работы производились для разработки модифицированных алгоритмов обработки результатов космической съемки моря сканерами *MERIS* и *MODIS* [16].

Аппаратура и методики измерений.

Оптические параметры моря и атмосферы. Вертикальное распределение показателя ослабления света. Измерения вертикального распределения показателя ослабления света и температуры производились измерителем прозрачности и температуры [17] (рис.3, а).

Спектральные показатели ослабления света. Измерения спектрального распределения показателя ослабления выполнялись с помощью лабораторного автоколлимационного прозрачномера ЛАП [18] на пробах воды, отбравшихся с поверхности моря – ведром, а из глубинных слоев – батометром.

Индикатрисы рассеяния света. Индикатрисы рассеяния измерялись с помощью многоканального измерителя объемной функции рассеяния [19] на пробах воды, отбравшихся с поверхности моря – ведром и с разных глубин – батометром.

Относительная прозрачность и цвет воды. Относительная прозрачность (глубина видимости белого диска) и цвет воды измерялись с нижних мостков платформы (высота над уровнем моря 5 м) при волнении до 3 баллов. Использовались стандартный белый диск и шкала цветности морских вод (шкала Фореля – Уле). Измерения выполнялись с интервалом в 1 ч.

Спектры коэффициента яркости моря. Спектрофотометр «Спектр» [8] устанавливался с южной (мористой) стороны платформы на конце мостика, выступающего за край платформы на 3 м (рис.3). Это позволяло проводить измерения без затенения платформой поверхности моря, находящейся в поле зрения фотометра до 14 ч. Измерения выполнялись при волнении до 3 баллов и стабильных условиях освещения.

Оптические характеристики атмосферы. Измерения оптических характеристик атмосферы с океанографической платформы выполнялись с целью совершенствования региональных алгоритмов коррекции влияния атмосферы при валидации спутниковых изображений, а также оценки значений пространственной корреляции поля спектральной прозрачности атмосферы. Измерения проводились одновременно с интервалом 15 мин двумя пространственно разнесенными солнечными фотометрами на длинах волн 440; 500; 675 и 870 нм видимого и ближнего ИК-диапазонов спектра. Пятый участок спектра на длине волны 936 нм использовался для определения концентрации водяного пара (паров осажденной воды (ПОВ) в сантиметрах). Непосредственно на океанографической платформе измерения яркости солнечного диска выполнялись переносным фотометром *MICROTOPS II*.

Солнечный фотометр *CIMEL-318* [20] был стационарно установлен в Севастополе (станция *Sevastopol* международной сети *AERONET*). Спектральные участки фотометра *MICROTOPS II* совмещены с положением спектральных участков фотометра *CIMEL-318*. Метрологические характеристики и методики калибровок обоих приборов также полностью совпадают. Солнечные спектрофотометры для измерений оптических характеристик атмосферы показаны на рис.5.

Подспутниковые наблюдения. Измерение коэффициента яркости моря. Спектрофотометр для измерений спектрального коэффициента яркости моря является одним из основных гидрооптических приборов при проведении океанологических подспутниковых экспериментов, поскольку позволяет решать разнообразные задачи подспутниковых оптико-биологических наблюдений. Один из наиболее совершенных приборов был разработан в отделе оптики и биофизики МГИ [21]. Он представляет собой универсальный спектрофотометр «Спрут» для измерений коэффициента яркости моря, позволяющий решать разнообразные подспутниковые задачи оптико-биологического направления. Предусмотрена также возможность работы как с борта исследовательского судна на ходу судна, так и непосредственно с поверхности моря на гидрологических станциях (рис.1). Для этого прибор снабжен дополнительными поплавками и подводным парусом, которые позволяют ему плавать по поверхности моря и отводиться на достаточно большое расстояние от судна. Для дистанционных измерений коэффициента яркости моря с борта платформы по аналогичной схеме был разработан дифференциальный спектрофотометр «Спектр», показанный на рис.3.

Важно отметить, что измерения коэффициента яркости по предложенной схеме не требуют абсолютной калибровки, поскольку измеряемая величина является отношением световых потоков. Поэтому измерения можно осуществлять с помощью дифференциального фотометра, калибровка которого производится посредством диффузно рассеивающего экрана и нейтральных



Рис. 5. Солнечные спектрофотометры для измерений оптических характеристик атмосферного аэрозоля над Черным морем: фотометр *CIMEL-318* (стационарно установлен на здании МГИ в Севастополе) (а); переносной спектрофотометр *MICROTOPS II* (использовался для измерений с океанографической платформы и экспедиционных судов) (б).

ослабителей. Применение дифференциальных фотометров позволяет существенно повысить точность измерений, а использование простых и надежных средств калибровки (рассеивающий экран и нейтральные ослабители достаточно компактны и обладают хорошей стабильностью параметров) дает возможность проводить калибровку прибора в экспедиционных условиях.

Измерение интегральных характеристик ослабления подводного светового поля. Традиционным и общепринятым методом определения таких интегральных параметров светового поля, как показатели вертикального ослабления, является вычисление их по данным измерений глубинного относительного хода облученностей и яркости восходящего излучения. Основным недостатком этого метода является сильная зависимость исходных величин облученностей от условий освещения и состояния поверхности моря. Несмотря на то, что во время измерений производится постоянный контроль величины падающего излучения по палубному датчику, а флуктуации облученностей от волнения усредняются, полностью скомпенсировать методические помехи не удастся. Значительного уменьшения методических погрешностей от этих факторов удалось добиться путем применения дифференциального метода измерений [21]. Суть его состоит в том, что измерению подвергается разность логарифмов облученностей от двух косинусных коллекторов, разнесенных друг от друга на несколько метров по глубине. В этом случае измеряется непосредственно показатель вертикального ослабления облученности, а надобность в измерении абсолютных значений облученностей отпадает. Поэтому измеряемые величины показателей вертикального ослабления света становятся практически независимыми от условий внешнего освещения, а флуктуации облученностей из-за поверхностного волнения значительно меньше сказываются на результатах измерений и только лишь на небольших глубинах. Объясняется это особенностями распределения по глубине статистических характеристик флуктуаций подводной облученности.

Измерение первичных оптических характеристик морских вод. Из первичных гидрооптических характеристик наиболее существенными для целей подспутникового обеспечения являются спектральный показатель поглощения и индикатриса рассеяния, а также производные от них характеристики, такие как спектральные показатели ослабления и рассеяния назад. Прямые методы измерений спектрального показателя поглощения морских вод. Наиболее распространенным является метод измерений с применением зеркальной отражающей трубы, внутри которой размещается исследуемая среда. Построенные по этому принципу приборы в последние годы стали находить практическое применение при гидрооптических исследованиях, но используют их лишь для приблизительных оценок спектрального поглощения морских вод. Такая аппаратура (АС-9) использовалась и на платформе во время совместных экспедиций Украина-Франция 2002 – 2004 гг. и Украина – Польша 2007 г.

Большинство из существующих в настоящее время методов являются косвенными. Они основаны на измерении различных характеристик при прохождении светового излучения сквозь водную среду. Разработанный в МГИ метод основан на определении спектрального показателя поглощения по измерениям спектров коэффициента яркости водной среды [8]. Стиму-

лом для разработки этого метода послужили работы по развитию средств дистанционного определения цвета океана. Обоснованием для его использования в океанологических и экологических исследованиях явилась возможность измерений с высокой точностью больших величин коэффициента яркости в тех спектральных участках, где значения показателя поглощения природных вод слишком малы для количественных определений. При использовании этого метода измерения спектральных коэффициентов яркости выполняются полевым измерителем коэффициента яркости моря (диапазон длин волн 320 – 730 нм, спектральное разрешение – 10 нм) в качестве которых используются спектрофотометры «Спрут» (рис.1) или «Спектр» (рис.3). Определение спектров поглощения проводится с помощью итерационной процедуры. Для предварительного определения формы кривой спектрального поглощения используется функция, пропорциональная ожидаемому спектральному показателю обратного рассеяния света и обратно пропорциональная спектральному коэффициенту яркости моря. Путем сопоставления полученных функций с табличными значениями находятся спектры мнимой части показателя преломления, после чего рассчитываются действительные части этого показателя. Затем на основе теории Ми вычисляются спектры обратного рассеяния и поглощения.

Новые принципы измерений индикатрисы рассеяния в широком диапазоне углов. Многоканальный измеритель объемной функции рассеяния *MVSM* (рис.6) разработан в отделе оптики моря МГИ. В приборе реализован новый принцип измерений углового показателя рассеяния света, впервые позволивший измерять показатель рассеяния в спектральном диапазоне от 380 до 780 нм в диапазоне углов от 0,5 до 179° [21]. Благодаря этому в ходе многочисленных экспериментов на океанографической платформе, в оптических лабораториях США и Европы удалось обнаружить, что спектрально-угловые свойства рассеяния света водой, не содержащей крупных частиц, будут соответствовать теоретическим расчетам только в том случае, если неоднородности пространственно самосогласованны и представляют собой двумерную систему дефектов, пронизывающую весь объем воды [22].

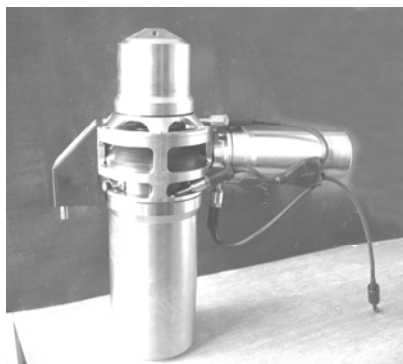


Рис. 6. Внешний вид многоканального измерителя объемной функции рассеяния *MVSM*.

Измерение спектрального показателя ослабления направленного света. Для целей подспутникового обеспечения необходимо было разработать такую схему прозрачномера, которая, с одной стороны, обладала бы высокой устойчивостью к воздействию дестабилизирующих факторов, а с другой - обеспечивала возможность перемены оптической базы даже в полевых условиях. При разработке было найдено оригинальное решение [18], которое в дальнейшем было усовершенствовано применением автоколлимационной оптической схемы с трипель-призмой в качестве отражающего элемента. Ход лучей в такой автоколлимационной схеме при различных ориентациях

призмы относительно оси измерительного пучка света не меняется. Поэтому можно плавно изменять длину оптической базы прозрачномера простым перемещением или перестановкой призмы вдоль оси пучка, поскольку юстировка прибора при этом не нарушается. Следовательно, появляется возможность практически неограниченно расширять диапазон измерения показателя ослабления излучения, поскольку, даже в сильно отличающихся по своим оптическим свойствам средах, удастся производить их в оптимальных условиях с одинаковой относительной погрешностью.

Возможность легко изменять в широких пределах длину оптической базы прозрачномера, позволяет решить и такую проблему, как получение абсолютных значений показателя ослабления излучения. Для этого достаточно провести измерения одной и той же среды для двух различных баз, в пределах которых происходит однократное рассеяние. В этом случае, исчезает необходимость введения поправки на изменение коэффициента отражения поверхностей оптических деталей, соприкасающихся с морской водой, при погружении прибора в море. В настоящее время, эта поправка рассчитывается теоретическим путем для каждой конкретной оптической схемы отдельно. Ввиду того, что величина поправки значительно превышает значение показателя ослабления чистой воды, неточность ее определения, зачастую, является основной причиной неоправданно высокой аддитивной составляющей методической погрешности.

Измерения концентраций пигментов фитопланктона. Концентрацию хлорофилла и феофитина определяли по стандартной методике с помощью флуориметрического метода [6].

Для измерений интенсивности флуоресценции пигментов использовали флуориметр, собранный совместно с сотрудниками МГИ на базе прибора «СПЕКОЛ». Флуориметр снабжен первичным абсорбционным синим фильтром СС-8. В приборе имеется возможность использовать сменные вторичные флуоресцентные фильтры для различных пигментов. Для хлорофилла «а» применяли красный фильтр КС-17. Погрешность измерений прибором составляет 1 %. Порог чувствительности по хлорофиллу – 0,04 мкг/л. Калибровку прибора производили по химически чистому хлорофиллу «а», выделенному из культур водорослей методом бумажной хроматографии. Концентрацию хлорофилла для калибровки рассчитывали спектрофотометрически, используя удельный коэффициент экстинкции, равный 89,3 л/г·см. Проверку прибора производили по флуоресцентному контрольному стеклу.

Зондирующий прозрачномер с датчиком температуры воды для исследований в прибрежной зоне с маломерных судов. Малогабаритный измеритель прозрачности и температуры собран на полупроводниковых элементах [17]. Установка датчика температуры в измеритель прозрачности позволяет получать дополнительную информацию о формировании вертикальной структуры гидрооптических полей. Микроконтроллер *ADuC812* фирмы *Analog Devices* оцифровывает аналоговые сигналы датчиков и формирует кадр в последовательном коде. Далее уровни выходных сигналов микроконтроллера преобразуются в уровни стандарта *RS-232* для передачи данных по кабелю в бортовой компьютер. Применение микроконтроллера позволило отказаться от традиционных для отдела оптики моря методов передачи не-

скольких аналоговых сигналов посредством частотной модуляции или с помощью многожильного кабеля. По сравнению с частотной модуляцией существенно упростилась электрическая схема прибора, значительно сократилось время на ее изготовление и настройку.

Методика проведения подспутниковых экспериментов. Методика подспутниковых экспериментов вытекает из требований получения опорно-калибровочных данных на регулярной основе. На начальном этапе развития спутниковых методов проблема получения опорных контрольно-калибровочных данных по всему Мировому океану решалась путем анализа и обобщения имеющихся архивных материалов многочисленных судовых экспедиционных наблюдений. Для сравнения использовались хорошо известные карты глобального распределения таких параметров, как, например, глубины видимости белого диска, индекса цвета и первичной продукции. Это было связано, главным образом, с невысокими метрологическими характеристиками и низким пространственным разрешением спутниковой аппаратуры, а также с отсутствием детальной информации о процессах переноса излучения в системе океан-атмосфера. В дополнение к этому, эпизодически проводились специализированные крупномасштабные подспутниковые эксперименты с привлечением научно-исследовательских судов, океанографических платформ и самолетов-лабораторий [1 – 4]. Эти исследования позволили в целом выявить возможности спутниковых методов изучения глобальных биооптических явлений в морях и океанах, а также сформулировать требования, как к спутниковой аппаратуре, так и к оптическим приборам подспутникового обеспечения.

Разработанная в МГИ методика ориентирована на использование в качестве носителей аппаратуры океанографической платформы МГИ и малотоннажных плавсредств общего назначения. На платформе размещается научное оборудование для стационарных круглосуточных наблюдений в автоматическом режиме большого количества основных и дополнительных океанографических параметров. Близкое расположение платформы от береговой черты не позволяет использовать ее в полной мере для некоторых подспутниковых экспериментов, особенно для калибровки спутников с невысоким пространственным разрешением. Для устранения этого недостатка наблюдения с платформы периодически дополняются измерениями с борта маломерного судна вдоль меридионального разреза с удалением до 10 км от берега.

Накопленный в экспедициях опыт работ и полученные результаты позволяют приступить к построению системы для получения опорных контрольно-калибровочных данных о биооптических свойствах морских вод на Черном море. Это даст возможность включиться в работу различных международных организаций в качестве иностранных представителей одного из региональных опорных пунктов и, таким образом, наряду с другими известными океанологическими центрами, участвовать в работах по разработке спутниковых методов слежения за состоянием морской экосистемы. Участие МГИ в различных международных программах по проблемам исследования цвета океана из космоса предоставит ему доступ к спутниковой информации любого уровня, а также даст возможность получения материальной и финансовой поддержки в виде разовых поставок научного оборудова-

ния или частичной оплаты расходов на проведение региональных подспутниковых экспериментов.

Основные результаты гидрооптических исследований на платформе.

1. На основании успешного проведения ряда международных комплексных подспутниковых экспериментов, на базе стационарной океанографической платформы, экспедиционных судов, авиационных и космических носителей, показана целесообразность и перспективность использования стационарной океанографической платформы ЭО МГИ для решения ряда задач по развитию методов и средств для валидации данных спутниковых определений биооптических параметров морской воды.

2. Разработана и испытана современная методика подспутниковых наблюдений и создан подспутниковый комплекс гидрооптических приборов, по своим возможностям соответствующий известным аналогам в мире. С использованием этого уникального комплекса приборов были успешно проведены многие эксперименты по национальным и международным программам.

3. Экспедиционные биооптические исследования и эксперименты на океанографической платформе позволили МГИ многократно участвовать в многолетних международных программах и грантах, что открывает широкие пути для дальнейшего международного сотрудничества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ведешин Л.А., Толкаченко Г.А.* Океанографические эксперименты по программе "Интеркосмос" // Иссл. Земли из космоса.— 1986.— № 5.— С.118-119.
2. *Дистанционное зондирование моря с учетом атмосферы* / Под ред. В.А.Урденко, Г.Циммермана.— Москва-Берлин-Севастополь: Изд-во ИКИ АН ГДР, 1985.— 272 с.
3. *Дистанционное зондирование моря с учетом атмосферы. Программа «ИНТЕРКОСМОС»* / Под ред. В.А.Урденко, Г.Циммермана.— Москва-Берлин-Севастополь: Изд-во ИКИ АН ГДР, 1987.— т.2, ч.1.— 219 с.
4. *Дистанционное зондирование моря с учетом атмосферы. Программа «ИНТЕРКОСМОС»* / Под ред. В.А.Урденко, Г.Циммермана.— Москва-Берлин-Севастополь: Изд-во ИКИ АН ГДР, 1987.— т.2, ч.2.— 197 с.
5. *Вайнерман Б.А.* Измерение фотосинтетически активной радиации в океане / Световые поля в океане.— М.: Наука, 1980.— С.39-49.
6. *Юнев О.А., Берсенева Г.П.* Флуориметрический метод определения концентрации хлорофилла «а» и феофитина «а» в фитопланктоне // Гидробиологический журнал.— 1986.— т.22, № 2.— С.89-95.
7. *Чурилова Т.Я., Берсенева Г.П.* Поглощение света фитопланктоном, детритом и растворенным органическим веществом в прибрежном районе Черного моря (июль – август 2002 г.) // Морской гидрофизический журнал.— 2004.— № 4.— С.39-50.
8. *Ли М.Е., Мартынов О.В.* Измеритель коэффициента яркости для подспутниковых измерений биооптических параметров вод // Экологическая безопасность прибрежных и шельфовых вод и комплексное использование ресурсов шельфа.— Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2000.— С.163-173.
9. *Толкаченко Г.А., Маньковский В.И., Соловьев М.В.* Гидрооптические наблюдения в прибрежных водах Крыма летом и осенью 2001 г. // Сборник работ МГИ по программе Black Sea GOOS.— С.93-99.
10. *Урденко В.А., Халтурин В.И., Афонин Е.И.* Эмпирические связи между гидро-

- оптическими и биологическими характеристиками и параметрами светового поля // Дистанционное зондирование моря с учетом атмосферы.– Берлин: ИКИ АН ГДР, 1985.– С.209-249.
11. Суслин В.В., Чурилова Т.Я., Толкаченко Г.А. и др. Опыт совместного анализа синхронных *in situ* и спутниковых измерений биооптических характеристик в прибрежной зоне Черного моря (Кацивели – 2001) // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003.– вып.2(7).– С.100-110.
 12. Берсенева Г.П., Толкаченко Г.А., Мартынов О.В.. Летняя динамика пигментов фитопланктона и ее связь с оптическими параметрами в шельфовых водах Черного моря (2001-2002 гг.) // Морской гидрофизический журнал.– 2006.– № 3.– С.36-51.
 13. Коротаев Г.К., Хоменко Г.А., Шами М., Берсенева Г.П., Мартынов О.В., Ли М.Е., Шибанов Е.М., Чурилова Т.Я., Кузнецов А.С., Куклин А.К. Международный подспутниковый эксперимент на океанографической платформе МГИ (п.Кацивели) // Морской гидрофизический журнал.– 2004.– № 3.– С.28-38.
 14. Chami M., Shybanov E.B., Churilova T.Y., Khomenko G.A., Lee M.E.-G., Martynov O.V., Berseneva G.A., Korotaev G.K. Optical properties of the particles in the Crimea coastal waters (Black Sea) // J. Geophys. Res.– 2005.– 110, C11020. doi:10.1029/2005JC003008
 15. Chami M., Shybanov E.B., Khomenko G.A., Lee M.E.-G., Martynov O.V., Korotaev G.K. Spectral variation of the volume scattering function measured over the full range of scattering angles in a coastal environment // Applied Optics.– 2006.– v.45, № 15.– P.3605-3619.
 16. Коротаев Г.К., Ли М.Е., Толкаченко Г.А. Подспутниковые наблюдения важнейших гидрооптических параметров в Черном море (новый подход) // Космічна наука і технологія.– 2002.– т.8, № 2/3.– С.231-238.
 17. Ли М.Е., Мартынов О.В., Толкаченко Г.А. Зонд-стратификатор для изучения пространственной структуры полей прозрачности и температуры // Аерокосмічні спостереження в інтересах сталого розвитку та безпеки GEO-UA 2008. 1-а Всеукр. конф. з запрошенням закордонних учасників. Київ, 3-5 червня 2008 р.– Київ: Наукова думка, 2008.– С.62-64.
 18. Маньковский В.И., Кайгородов М.Н. Лабораторный автоколлимационный прозрачномер с переменной базой // Автоматизация научных исследований морей и океанов. 5-я Всесоюзн. шк.– Севастополь: МГИ АН УССР, 1980.– С.91-92.
 19. Ли М.Е., Мартынов О.В., Шибанов Е.Б. Новые принципы измерения индикаторы рассеяния в широком диапазоне углов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003.– вып.8.– С.194-211.
 20. Толкаченко Г.А., Holben B.N., Ли М.Е., Коротаев Г.К. Автоматизированная система контроля параметров атмосферы // Системы контроля окружающей среды.– Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006.– С.24-32.
 21. Ли М.Е., Мартынов О.В. Гидрооптическая аппаратура для подспутниковых исследований. // Междунар. научно-техн. семинар “Морское и экологическое приборостроение”.– Севастополь, МГИ НАН Украины, 1995.– С.29-32.
 22. Шибанов Е.Б. Влияние структурных неоднородностей воды на рассеяние света // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009.– вып.20.– С.139-144.

Є.І.Наседкін*, Г.М.Іванова* О.С.Кузнєцов**

**Інститут геологічних наук НАН України, м.Київ*

***Експериментальне відділення МГІ НАН України, смт.Кацівелі*

МОНІТОРИНГ СЕДИМЕНТАЦІЙНИХ ПРОЦЕСІВ В МЕЖАХ ЧОРНОМОРСЬКОГО ОКЕАНОГРАФІЧНОГО ПОЛІГОНУ: ДЕЯКІ РЕЗУЛЬТАТИ ТА ПЕРСПЕКТИВИ ПОДАЛЬШИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Дана характеристика системи спостережень за пересуванням осадової речовини (повітря – вода – донні відклади), яка створена Інститутом геологічних наук НАН України на базі Океанографічної платформи МГІ НАН України.

КЛЮЧОВІ СЛОВА: *донні відклади, осадконакопичення, атмосферне аерозоль, седиментаційна пастка, океанографічна платформа.*

Океанографічна платформа, встановлена у 1980 р. в межах Чорноморського океанографічного полігону, вже тридцять років використовується як безальтернативна база для проведення численних експериментів по дослідженню природних процесів в прибережній зоні Чорного моря. Платформа слугує основою для реалізації ряду унікальних спостережень не тільки фахівцям Морського гідрофізичного інституту (МГІ) НАН України та наукових установ НАН України, але й спеціалістам інших відомств та організацій, дослідним установам країн ближнього та дальнього зарубіжжя.

У 1994 р. на Океанографічній платформі (ОП) Інститутом геологічних наук (ІГН) НАН України було започатковано режимні спостереження за пересуванням та сезонним розподілом седиментаційної речовини, що включали в себе моніторинг атмосферного аерозолю та морської зависі за допомогою седиментаційних пасток [1, 2]. Дослідження передбачали щомісячний відбір речовини на протязі року з атмосферних потоків і морського середовища та подальшу аналітичну обробку відібраного натурного матеріалу. Нажаль, в зв'язку з об'єктивними причинами (відсутність фінансування, матеріальної бази, постійного персоналу для відбору зразків та ряд інших проблем), моніторингові дослідження у 1994 – 1996 рр. носили фрагментарний характер, та в подальшому були припинені на тривалий час.

Починаючи з 2003 р. спільним зусиллями ІГН, МГІ та його Експериментального відділення системні цілорічні спостереження було відновлено. На сьогоднішній день за результатами моніторингу створено базу даних з багаторічним розподілом ряду компонентів навколишнього середовища та їх складових, досліджено окремі аспекти впливу гідрометеорологічної обстановки на процеси сучасного осадконакопичення, визначено сезонні особливості змін концентрацій важких металів в завислій речовині. В технічному плані система моніторингу весь час зазнає вдосконалення, а спостереження розповсюджуються на нові об'єкти навколишнього середовища.

На сьогоднішній день системними спостереженнями охоплено:

– атмосферні потоки вертикального та горизонтального спрямування (дослідження речовинного складу оолового матеріалу, вмісту забруднювачів);

– потоки седиментаційної речовини на різних горизонтах в морському середовищі;

– донні відклади в районі океанографічної платформи (сезонні зміни мінерального, хімічного та мікроелементного складу у верхньому шарі осадків).

Апаратурна частина дослідницького комплексу, що використовується для натурних спостережень на Чорноморському океанографічному полігоні, включає:

Седиментаційні пастки. В процесі польових робіт використовується варіант найпростіших седиментаційних пасток, універсальність яких підтверджена багаторічними випробуваннями [3 – 5] та накопиченим практичним досвідом (рис.1). Циліндр-накопичувач пробовідбірника пастки виготовляється з пластикових труб діаметром 100 мм. Матеріалом для дна седиментаційного стакана, де безпосередньо відбувається накопичення зависі, слугує герметично закріплена верхня частина прозорої двохлітрової пластикової пляшки. Конструкція дозволяє в процесі пробовідбору уникати часткової втрати накопиченої речовини, і вилучати всю пробу з отвору в нижній частині пастки, що значно полегшує процедуру відбору. Прозорий пластик дає можливість проводити безпосередні візуальні спостереження накопиченого осадку та визначати первинний об'єм осілої речовини.

В процесі досліджень використовуються «гірлянди» з трьох скріплених між собою пасток, які розташовуються на різних горизонтах в товщі води – на 15 м та на 0,5 м від дна. Розташування пасток таким чином дає можливість спостерігати зміни в складі завислої речовини на протязі процесу надходження в донні відклади.

Пастки для атмосферного аерозолю вертикального та горизонтального потоків. В процесі досліджень попередніх років (1994, 1996 рр.) відбір атмосферного аерозолю виконувався сіт'ям (мережевим) способом за допомогою капронової сітки «млиновий газ» із розміром пор 0,6 мм, що кріпилася на фіксованому в одному напрямку (вздовж берегової лінії) каркасі розміром 1 × 1 м. «Парус» вивішувався на металевій штанзі на основній палубі океанографічної платформи, час експозиції складав, приблизно, один місяць. В подальшому капронова тканина промивалася у дистильованій воді, вода випаровувалася, сухий залишок надходив на подальші аналізи.



Р и с . 1 . Седиментаційна пастка.



Р и с . 2 . Пастки для атмосферного аерозолю горизонтального та вертикального потоків.

Практика проведення моніторингу засвідчила недосконалість попередньої конструкції пробовідбірників. Відбір атмосферного аерозолі за умов розташування пасток на океанографічній платформі та експозицією в один місяць вимагав внесення ряду конструктивних особливостей для експлуатації відповідного обладнання та певної комплексності. Зокрема, постало питання необхідності одночасного використання пасток для вертикальних та горизонтальних потоків речовини, фіксації вже накопиченої еолової зависі в пастках в періоди сильних вітрів і дощів а також постійної орієнтації робочої частини пастки на вітер.

На сьогодні створено та встановлено експериментальні зразки двох типів устаткування для відбору атмосферного аерозолі на платформі - пастки для «транзитних» горизонтальних потоків еолових частинок типу «Парус» та пастки для вертикальних потоків еолових частинок типу «Ковдра» (рис.2).

На відміну від попередньої конструкції, що фіксувалась в одному напрямку, пастка для горизонтальних потоків аерозолі може обертатися. Це дає можливість робочій частині пробовідбірника весь час бути розташованою проти вітру і приймати частинки еолової зависі, що надходять з повітряними потоками. Конструкція вловлювача пастки унеможливорює втрати накопиченої зависі під час змін напрямків вітрів, а розмір пор тканини фільтра у 0,06 мм, дозволяє відбирати не тільки піщову, але й алевритову фракцію аерозолі та запобігає втратам речовини в разі атмосферних опадів.

Пастки для вертикальних потоків еолової зависі представляють собою горизонтальну металеву рамку 100 × 90 см з натягнутою по периметру фільтрувальною тканиною. З метою захисту від винесення сильним вітром вже накопиченої на фільтрі еолової речовини фільтрувальну тканину зверху захищає менш щільний шар пористого синтепону, що гасить вплив атмосферних збурень на поверхню фільтру.

З метою поширення системи моніторингу та вивчення зв'язку умов осадо накопичення і формування хімічного та речовинного складу верхнього шару морських донних осадків з гідрофізичними та гідрометеорологічними факторами, що домінують в районі досліджень, було створено геоecологічний полігон в районі розташування ОП. Включення в комплекс досліджень донної компоненти дозволило створити єдину систему спостережень за пересуванням осадової речовини (повітря – вода – донні відклади) в межах досліджуваної ділянки акваторії.

Для практичної реалізації поставлених завдань було розроблено та створено малі ґрунтові трубки та пробовідбірники, пристосовані до відбору верхнього шару донних відкладів на глибинах до 200 м з борту маломірних плавзасобів без спеціального технічного оснащення останніх та лебідку (рис.3).

Ґрунтові трубки виготовлені зі сталевих труб діаметром 30 мм, із стаціонарною свинцевою вагою на зовнішній частині трубки та стабілізаторами вертикальної стійкості. В зв'язку з певним напрямком використання пробовідбірника (ecологічні дослідження) виникла необхідність застосування нейтральних матеріалів в частині трубки, яка безпосередньо контактує з середовищем, де відбираються проби. Для цього всередині робочої частини пробовідбірника встановлюється вкладиш з прозорого пластику з пелюстковим клапаном, що унеможливорює контакт металу трубки з пробою (рис.3).



а



б

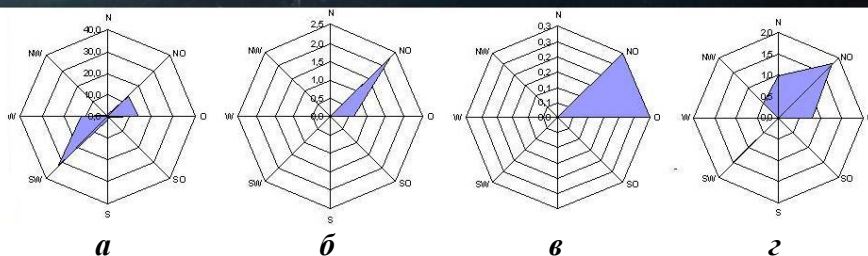
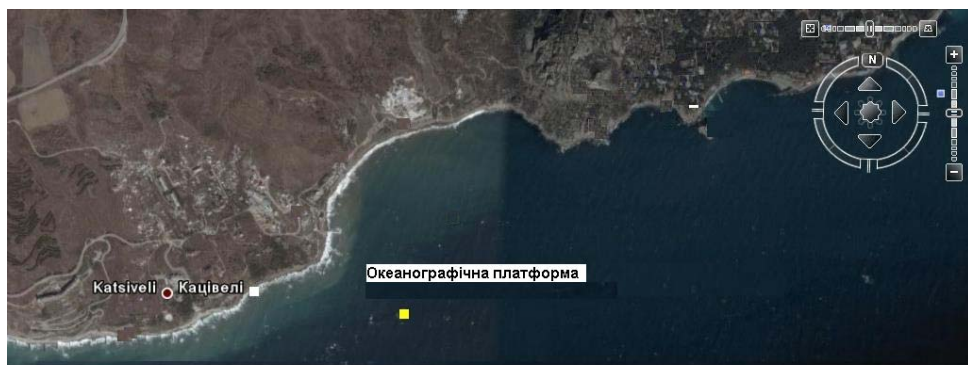
Рис. 3. Роботи на геоекологічному полігоні з борту мало-мірного судна: лебідка з ґрунтовою трубою перед відбором зразків (а), відібрана колонка донних відкладів в розкритому пластиковому вкладишу (б).

З головних напрямків досліджень, які визначають характер та технічну сторону функціонування системи спостережень, можна умовно виділити як геологічний, так і екологічний блоки. Умовність розподілу визначається тим, що тільки завдяки комплексності досліджень можливе отримання якісних результатів в дослідженнях обох напрямків. Так, наприклад, дослідження характеру сезонних змін вмісту екологічно небезпечних компонентів в складі завислої речовини та атмосферного аерозолі, спрямовані на визначення їх фонові природної складової та особливостей змін сезонних концентрацій, неможливі без моніторингу седиментаційних процесів та з'ясування зв'язків між комплексом факторів впливу на надходження, розподіл та депонування завислої речовини в межах акваторії.

Аналіз факторів впливу (еоловий переніс, річковий стік, біопродуктивність акваторії, абразія берегів), зокрема, показав що у районі робіт існує два основних, але нерівнозначних джерела надходження речовини в донні відклади – привнесення з узбережжя, головним чином мінеральної складової, завдяки вітровій ерозії, площинному змиву, абразії та продукування в морі живими організмами (фіто- та зоопланктоном в товщі води, бентосом). Домінуюча роль в надходженні теригенної речовини в межі акваторії прямо (еоловий переніс з території суходолу) чи опосередковано (вплив хвильової активності) належить вітровим процесам.

Узагальнення результатів спостережень дало можливість визначити ряд залежностей між особливостями гідрометеорологічної ситуації в районі досліджень та розподілом і складом осадової речовини [6, 7]. Дослідження показали, що кількість речовини, яка виноситься з території суходолу в межі акваторії залежить, головним чином, від таких факторів, як напрямки вітрів суходол – акваторія та швидкість вітрів, що обумовлює збільшення еолових потоків речовини в декілька разів та зміни гранулометричного складу в напрямку збільшення розмірності фракції, що виноситься з поверхні ґрунтів.

Аналіз розподілу вітрів (на протязі 2007 – 2008 рр.) [7, 8] визначив, що на фоні загального домінування вітрів зі швидкістю 1 – 5 м/с (від 70 до 88 % повторюваності), «продуктивні» вітри, які визначають активізацію процесів надходження в акваторію осадкоутворюючої речовини, відповідають в біль-



Р и с . 4 . Розподіл напрямків вітрів (%) в районі смт.Кацівелі у квітні 2008 р.: вітри зі швидкостями 1 – 5 (а); 6 – 10 (б); 11 – 15 (в); > 15 м/с (г).

шості північно-східним напрямкам. Як приклад, можна навести розподіл вітрів на протязі квітня 2008 р. (рис.4.). Повторюваність вітрів в цьому місяці в діапазоні швидкостей 1-5 м/с складала майже 70 %, і відповідала, головним чином, західному та південно-західному напрямкам. Вітри, які мають вплив на надходження та переніс в атмосфері еолової зависі (в фіксованих діапазонах 6 – 10, 11 – 15 та > 15 м/с), складала незначну повторюваність, але відповідали північно-східним напрямкам.

В процесі досліджень були окреслені такі особливості:

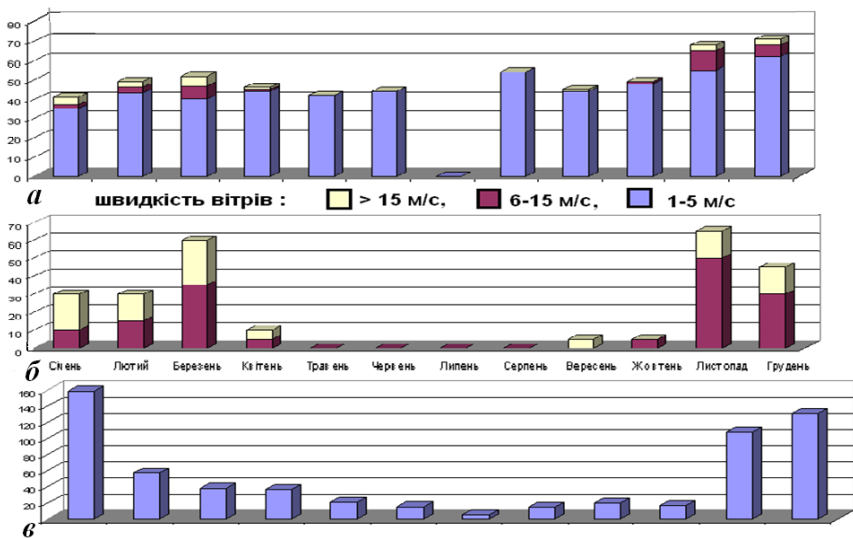
- вітри північних, північно-східних, західних та північно-західних напрямків генерують процеси надходження в акваторію еолових потоків з поверхні суходолу; вітри південно-західних, південних, південно-східних та східних напрямків при відповідних умовах сприяють процесам абразії та створюють донні протитечії, з якими відбувається надходження завислої речовини в донні відклади;

- швидкість повітряних потоків, що можуть транспортувати завислі частинки в акваторію моря повітряним шляхом, має перевищувати 5 м/с, збільшення швидкості пропорційно розмірності частинок, що переносяться вітром;

- швидкість вітрів, що мають вплив на хвильову активність акваторії, яка спричиняє абразію берегів (5 – 6 балів для Південного берега Криму) та реседиментацію донних відкладів в районі досліджень, має перевищувати 12 м/с на протязі тривалого періоду.

Також визначено певний позитивний зв'язок між розподілом вітрів та накопиченням зависі в пастках, що демонструє рис.5.

Тривалість періоду досліджень поки що не дає можливості констатувати наявності стійких зв'язків чи визначати певні закономірності, але тенденції існують, і додатково підтверджуються даними петрографічних досліджень.



Р и с . 5 . Розподіл вітрів західного, північно-західного, північного, північно-східного напрямків за виключенням складової вітрів з швидкостями 1 – 5 м/с (а), за місяцями (б), обсяги накопичення завислої речовини в пастках обох рівнів, г (в).

Також, за даними натурних спостережень за атмосферним аерозолем на океанографічній платформі, було визначено факт збільшення розмірності частинок еолової зависі при зростанні швидкості вітрів. Це обґрунтовує помітні зміни гранулометричного складу осілої в пастках верхнього рівня речовини в період активізації вітрів північних напрямків з максимальними швидкостями, а також визначає петрографічний зв'язок з областями зносу, зокрема прилеглими гірськими масивами Південного Криму.

Екологічні дослідження, що проводяться на океанографічній платформі, спрямовані, головним чином, на визначення сезонних особливостей розподілу важких металів, ряду інших мікроелементів та пестицидів у компонентах навколишнього середовища. Загалом екологічний моніторинг, як інформаційна система спостережень, оцінки і прогнозу змін у стані навколишнього середовища має на меті оперативне виявлення антропогенної складової і дає можливість кількісно оцінити привнесення політантів в природне середовище і виявити перевищення нормативних показників. Наші моніторингові дослідження, за умови комплексності, дозволяють не тільки оцінити реальну ступінь забруднення шляхом порівняння з середньостатистичними багаторічними показниками для різних сезонів чи певної синоптичної і гідродинамічної обстановки, а й сприяти визначенню джерел надходження, швидкості процесу осадження і депонування в донних відкладах, та прогнозуванню спрямованості процесів природного самоочищення.

Аналіз розподілу важких металів в різних компонентах середовища показав, що для більшості мікроелементів максимальні концентрації спостерігаються в атмосферному аерозолі, як приклад нижче демонструється графік (рис.6) розподілу міді в ґрунтах узбережжя, повітряному аерозолі, донних відкладах та завислій речовині на різних глибинах.

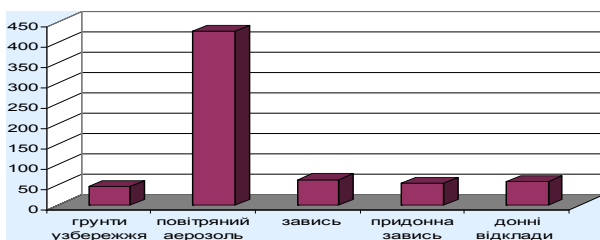


Рис. 6. Вміст міді в різних компонентах середовища.

визначити фактори такого розподілу, але очевидно, що основну роль тут відіграє перебіг природних процесів, перерозподіл вмісту живої і не живої компонент в морському середовищі в різні сезони. На графіку (рис.7) щомісячного розподілу концентрацій цинку в завислій речовині з пасток верхнього та нижнього рівнів відносно добре помітно річну циклічність розподілу елементу – мінімальні концентрації властиві зимовому періоду, максимальні – літньому.

В процесі досліджень [8] також проведено первинну систематизацію процесів надходження та розподілу в акваторії осадової речовини, запропоновано ряд індикаторів, що відповідають тим чи іншим процесам, визначено параметри створення концептуальної моделі впливу зовнішніх факторів на седиментаційні процеси. З метою попередньої оцінки взаємодії зовнішніх факторів та розподілу осадової речовини узагальнено матеріали моніторингу за рядом параметрів (визначено середні багаторічні дані щомісячного накопичення речовини, вміст глинистої складової, псаміто-алевритового матеріалу, $C_{орг.}$) та визначено ряд кореляційних зв'язків між зазначеними показниками.

В подальшому, на наш погляд, найбільш повна інформація може бути отримана в процесі запровадження узагальненого експерименту з постановкою седиментаційних спостережень одночасно в 2 – 3-х точках Чорного моря, які характеризували б різні умови надходження завислої речовини в акваторію. На протязі циклів за декілька років можна було б отримати найбільш повну і об'єктивну картину седиментації та виявити механізм поведінки мікроелементів в складових зони стику «суходіл – море».

Таким чином, можна вважати, що вибраний напрямок досліджень є виправданий. Отриманий досвід показує, що дослідження процесу сучасного осадконакопичення на основі системного моніторингу дозволяє:

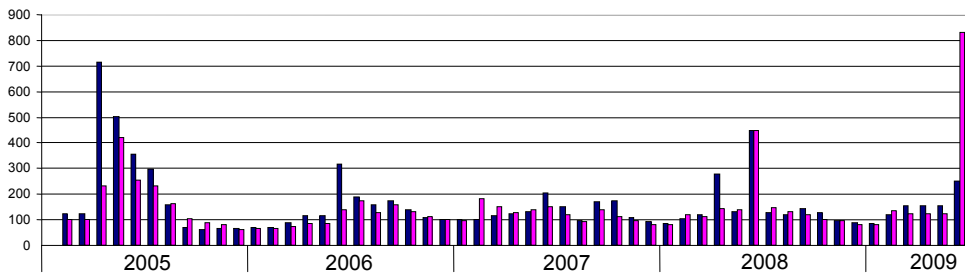


Рис. 7. Вміст цинку (г/т) в завислій речовині з придонних пасток (перший стовбець) та пасток, розташованих на глибині 15 м.

- з'ясувати особливості надходження, розподілу і накопичення забруднювачів в морській екосистемі;
- визначити (в загальному плані) основні фактори динаміки внутрішньорічного перерозподілу речовини;
- сформулювати вимоги щодо удосконалення моніторингу як бази інформаційного забезпечення якісних оцінок стану морської екосистеми і його прогнозування;
- уможливити контроль і керованість процесу антропогенного забруднення акваторії в напрямі його мінімізації і підтримання саморегуючих функцій екосистеми.

Дослідження внутрішньорічного розподілу забруднювачів в морській екосистемі на основі стаціонарних спостережень із застосуванням седиментаційних пасток може бути складовою загальної системи екологічного моніторингу із включенням існуючого об'єкту спостережень до постійної системи моніторингу, а при уніфікації всіх технічних даних, можливо, міжнародної мережі спостережень за процесами седиментації в Світовому океані.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. *Наседкин Е.И., Довбиш С.Н.* Тяжелые металлы в атмосферном аэрозоле южного берега Крыма // *Экология окружающей среды и безопасность жизнедеятельности.*– Киев: Знание, 2003.– № 5.– С.71-76.
2. *Наседкин Е.И., Брек В.В., Ковешников Л.А.* Современное осадконакопление в зоне контакта суша-море // *Геология и полезные ископаемые Черного моря.*– Киев: ИГН, 1999.– С.289-293.
3. *Разработка технологии геоэкологического контроля окружающей среды по параметрам золотой и водной взвеси / Митропольский А.Ю., Радзивил А.А., Усенко В.П. и др.*– Отчет №0194U030391.– Киев, ИГН НАН Украины, 1994.– 36 с.
4. *Мороз С.А., Митропольский А.Ю., Демедюк Ю.Н. и др.* Геохимический мониторинг Черного моря (Методические вопросы постановки и проведения режимных исследований приоритетных характеристик геохимической структуры бассейна Черного моря) / *Препринт.*– Киев: ИГН АН УССР, 1990.– № 90-3.– 45 с.
5. *Геология шельфа СССР. Среда. История и методика изучения.*– Киев: Наукова думка, 1982.– 180 с.
6. *Наседкін Є.І., Іванова Г.М., Ключина Г.В., Довбиш С.М.* Вплив гідрометеорологічних умов на седиментаційні процеси / *Збірник наукових праць ИГН НАН України.*– Київ, 2009.– вип.2.– С.103-106.
7. *Наседкин Е.И., Иванова А.Н., Кузнецов А.С., Ключина А-К. В., Довбыш С.Н., Тимофеева Ж.Б.* Некоторые результаты исследований влияния метеорологических факторов на процессы современного осадконакопления // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.*– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009.– вып.19.– С.44-55.
8. *Митропольський О.Ю., Наседкін Є.І, Іванова Г.М., Кузнецов О.С., Берестовая О.В.* Сезонні особливості седиментаційних процесів на шельфі Чорного моря // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.*– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008.– вып.17.– С.124-132.

Матеріал поступив в редакцію 21.10.2010 г.

Е.Г.Андрющенко*, Т.Е.Касьяненко*,
А.С.Кузнецов**, Т.В.Пластун*

**Морской гидрофизический институт НАН Украины, г.Севастополь*

***Экспериментальное отделение Морского гидрофизического института
НАН Украины, пгт.Кацивели*

БОД МГИ НАН УКРАИНЫ: ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ОТДЕЛЕНИЯ

Рассматриваются вопросы сохранения и приведения к единым форматам информационных массивов, полученных в результате проведения тематических экспериментов и осуществления рутинного мониторинга морской среды с Океанографической платформы Экспериментального отделения Морского гидрофизического института НАН Украины, а также оперативного доступа к вновь получаемым данным.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *база данных, метеоданные, уровень моря, направление и скорость течения, волнение, температура воды, океанографическая платформа.*

В конце 70-х гг. прошлого века в практике океанографических исследований в качестве носителей измерителей параметров морской среды широкое распространение получило использование стационарных платформ. Отчасти это было связано с необходимостью преодоления недостатков проведения измерений с нестабильного основания (при выполнении работ с борта судна). Классическим примером является Океанографическая платформа (ОП) Морского экспериментального полигона Экспериментального отделения Морского гидрофизического института (ЭО МГИ) НАН Украины, установленная в 1980 г. на расстоянии 480 м от берега (средняя глубина 28 м) в районе мыса Кикинеиз с координатами 33,98 в.д.; 44,39 с.ш. и задуманная как стационарный пункт для осуществления многолетних гидрологических и метеорологических измерений.

Такие измерения начали проводиться с 1981 г. как на платформе, так и в прибрежной зоне, что обеспечило возможность получения длительных непрерывных рядов наблюдений и сравнительных характеристик исследуемых параметров. Кроме того, ОП является базой для проведения многочисленных экспериментов по исследованию гидрофизических процессов в море сотрудниками МГИ и других организаций с привлечением иностранных специалистов. Если принять во внимание, что в береговой зоне поселка Кацивели с 1931 г. работает гидрометеорологический пункт (ГМП), на котором 3 раза в день проводятся стандартные гидрометеонаблюдения, то становится ясно, что полученные информационные массивы имеют значительные объемы и обладают существенной научной ценностью.

Представление данных измерений в БОД МГИ. При формировании современной версии Базы океанографических данных (БОД) МГИ в состав информационных баз вошли данные «Каталога океанографических данных ЭО МГИ НАН Украины», составленного в конце 1993 г. в соответствии с «Руководством по каталогизации имеющихся на Украине океанографических

данных" (версия 1.12 от 07.06.93). Приведем краткие сведения об основных группах измерений, содержащиеся в каталоге.

РЕГИОН. Черное море, Южный берег Крыма, пос. Кацивели.

Метеорологические измерения

ВРЕМЕННОЙ ПЕРИОД: с 1931 г. по настоящее время

ПАРАМЕТРЫ: температура воздуха, температура воды поверхности моря, влажность воздуха (относительная, абсолютная), скорость и направление ветра, атмосферное давление, облачность

ПРИБОРЫ: стандартные метеорологические приборы

ТИП ДАННЫХ: измерения на приборной скале на берегу моря

ОБЪЕМ ДАННЫХ: ~ 700 тыс. измерений

НОСИТЕЛЬ: бумага, таблицы в отчетах и рабочих журналах (~ 10 тыс. стр.)

ОПИСАНИЕ: стандартные параметры, измерения проводились на поверхности моря круглосуточно в основные метеорологические сроки.

Средний уровень моря

ВРЕМЕННОЙ ПЕРИОД: с 1949 г. по настоящее время

ПАРАМЕТРЫ: уровень моря

ПРИБОРЫ: самописец уровня моря СУМ

ТИП ДАННЫХ: в колоде у приборной скалы

ОБЪЕМ ДАННЫХ: ~ 400 диаграммных лент

НОСИТЕЛЬ: диаграммные ленты самопишущего прибора

ОПИСАНИЕ: стандартный параметр, измерения проводились круглосуточно

Суммарная солнечная радиация

ВРЕМЕННОЙ ПЕРИОД: с 07.1947 по 09.1978 гг., с 07.1981 по 06.1986 гг., с 05.1988 по 12.1992 гг.

ПАРАМЕТРЫ: суммарная солнечная радиация

ПРИБОРЫ: пирпнометр, ГП 3Х3

ТИП ДАННЫХ: измерения на крыше первого корпуса ЭО МГИ

ОБЪЕМ ДАННЫХ: ~ 3000 диаграммных лент

НОСИТЕЛЬ: диаграммные ленты самопишущего прибора КСП-2

ОПИСАНИЕ: стандартный параметр, измерения проводились на крыше первого корпуса ЭО МГИ в светлое время суток

Волнение моря

ВРЕМЕННОЙ ПЕРИОД: с 01.1956 по 12.1957 гг., с 01.1958 по 06.1980 гг., с 07.1980 по 12.1992 гг.

ПАРАМЕТРЫ: высота, период и направление волн

ПРИБОРЫ: визуальные наблюдения

ТИП ДАННЫХ: визуальные наблюдения с берега моря

ОБЪЕМ ДАННЫХ: ~ 2000 измерений

НОСИТЕЛЬ: бумага, таблицы в отчетах и рабочих журналах (ориентировочно 100 страниц)

ОПИСАНИЕ: стандартные параметры, измерения проводились с берега моря в основные метеорологические сроки в светлое время суток

Температура воды моря

ВРЕМЕННОЙ ПЕРИОД: с 03.1986 по 06.1986 гг., с 07.1987 по 09.1987 гг., с 07.1988 по 11.1988 гг., с 05.1989 по 10.1992 гг.

ПАРАМЕТРЫ: температура воды моря на шести горизонтах

ПРИБОРЫ: многоканальный регистратор температуры МРТ-6

ТИП ДАННЫХ: измерения с океанографической платформы ОП

ОБЪЕМ ДАННЫХ: ~ 2000 измерений

НОСИТЕЛЬ: бумага, таблицы и диаграммные ленты самописцев

ОПИСАНИЕ: температура воды на шести горизонтах (1; 5; 10; 15; 20; 25 м), измерения проводились с ОП круглосуточно в следующие сроки: 02:00, 05:00, 08:00, 11:00, 14:00, 17:00, 20:00 и 23:00 по местному времени

Направление и скорость течения

ВРЕМЕННОЙ ПЕРИОД: с 1980 г. по настоящее время

ПАРАМЕТРЫ: направление и скорость морского течения

ПРИБОРЫ: буквопечатающая вертушка БПВ-2

ТИП ДАННЫХ: измерения с градиентной мачты и океанографической платформы ОП

ОБЪЕМ ДАННЫХ: ~ 5 млн. измерений.

НОСИТЕЛЬ: бумага, журналы наблюдений, магнитные дискеты IBM-PC, 730 Кб

ОПИСАНИЕ: стандартные параметры, измерения проводились с градиентной мачты и океанографической платформы круглосуточно с дискретностью 15 мин на глубине 5 м

Специализированные базы данных. В настоящее время на ОП постоянно осуществляется мониторинг температуры и скорости течения от поверхности до дна, а также регулярно изучаются оптические свойства воды и ее экологические показатели. Однако в процессе заполнения баз данных банка «Черное море» выяснилось, что БОД МГИ располагает незначительной частью результатов этих измерений.

В последние годы в отделе морских энвайроментальных исследований и технологий (МЭИТ) проведены работы по ликвидации пробелов в данных из ЭО МГИ, которые имели два направления:

– поиск архивных данных, *приведение их в форматы БОД МГИ и осуществление контроля качества*, занесение данных в соответствующие специализированные базы (массивы данных за 1993 – 2005 гг.);

– обеспечение оперативного доступа к вновь получаемым данным в режиме времени, близком к реальному.

Ниже даны краткие описания результатов измерений, полученных на ОП и входящих в состав специализированных баз по Черному морю.

Данные экспедиции на ОП 2 – 26 августа 1993 г. Измерения хлорофилла "а". Определение концентрации хлорофилла "а" (мг/м^3) проводилось экстрактным флуориметрическим методом (Strickland J.D.H., Parsons T.R. A practical handbook of seawater analysis.-1968.Ottawa.-311 P.) на флуориметре, разработанном в отделе оптики и биофизики МГИ. Названия определявшихся и расчетных параметров:

- *DEP* – глубина, с которой проводился отбор проб;
- *CHLOR* – измеренные значения концентрации хлорофилла "а" в мг/м^3 ;
- *FEOF* – измеренные значения концентрации феофитина "а" в мг/м^3 ;
- *CH+FEO* – значения концентрации суммы пигментов хлорофилла "а" и феофитина "а" в мг/м^3 ;
- *FEO/CH* – отношение концентрации феофитина к концентрации хлорофилла в пробе в %;
- *Vsum* – суммарное содержание хлорофилла "а" в столбе воды в мг/м^2 .

Гидрооптические данные. Измерения вертикальных профилей показателя ослабления излучения проводились с помощью автоколлимационного спектрального прозрачномера (АСП) при движении прибора вниз. Зондирование выполнялось с интерференционными светофильтрами. Эффективная длина волны в максимуме пропускания светофильтров составила 420, 461, 516, 565, 611, 657 нм.

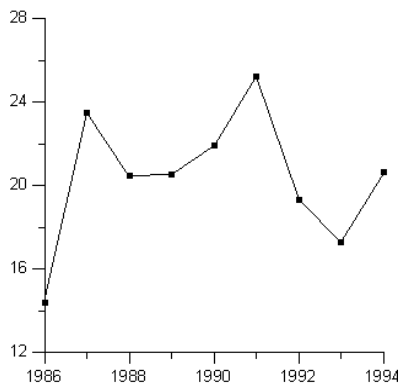
Относительная среднеквадратическая погрешность измерения показателя ослабления света 5 %. Среднеквадратическая погрешность измерения глубины погружения прибора 5 м. Результаты измерений приведены в обратных метрах при десятичном основании логарифма (и масштабированы домножением на 1000).

Глубина видимости белого диска и цветности вод определялись с помощью стандартных белого диска диаметром 30 см и шкалы цветности.

Гидрология. В настоящее время в БОД МГИ входят данные по измерениям температуры с платформы ЭО МГИ за период 1986 – 1994 гг., полученные с помощью датчиков шестиканального регистратора температуры (см. отчет отдела комплексных методов исследования гидрофизических полей ЭО МГИ за 1986 г.), установленных на глубинах 1; 5; 10; 15; 20; 25 м. Измерения длительностью 5 – 7 мин проводились круглосуточно через каждые 3 ч. Погрешность измерения температуры не превышала $\pm 0,10 - 0,15$ °С, постоянная времени датчиков равнялась 45 с. Два раза в месяц по поверенному ртутному термометру контролировалась и корректировалась сходимость показаний всех датчиков при их подъеме на верхний горизонт. Каждый датчик с помощью троса с грузом был стабилизирован, чтобы не допустить вертикальных перемещений при возникновении сильных вдольбереговых течений.

Всего было произведено 13378 измерений профилей температуры, в базе данных содержится 74556 записей показаний температуры. Распределение данных о количестве измерений профилей температуры на платформе ЭО МГИ по годам и месяцам приведено в табл.1.

В качестве простейшего примера исследования изменчивости температуры на рис.1 приводится график распределения по годам средней температуры воды в июле на глубине 1 м.



Р и с . 1 . Распределение средней температуры за июль на глубине 1 м по годам.

Т а б л и ц а 1. Распределение профилей измерений температуры, выполненных с ОП ЭО МГИ, по годам и месяцам.

годы месяцы	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994
3	137	—	—	—	—	—	—	—	—
4	218	—	—	43	20	—	—	230	—
5	478		—	248	247	245	248	225	248
6	469	167	301	233	218	240	240	238	240
7	23	702	203	240	217	248	248	245	248
8	—	483	325	228	248	248	248	235	248
9	—	169	276	236	239	240	240	219	240
10	—	—	248	237	243	246	248	228	248
11	—	2	107	107	—	—	—	—	—
12	—	—	35	—	—	—	—	—	—

Относительно невысокие значения температуры обусловлены наличием апвеллингов в летние месяцы. Из графика видно, что значительное уменьшение температуры поверхностной воды, вызванный сгоном в сторону моря теплой прибрежной воды и замещением ее холодной водой ХПС, в июле 1986 и 1993 гг. приняло затяжной характер; в июле 1987 и 1991 гг. отсутствовало.

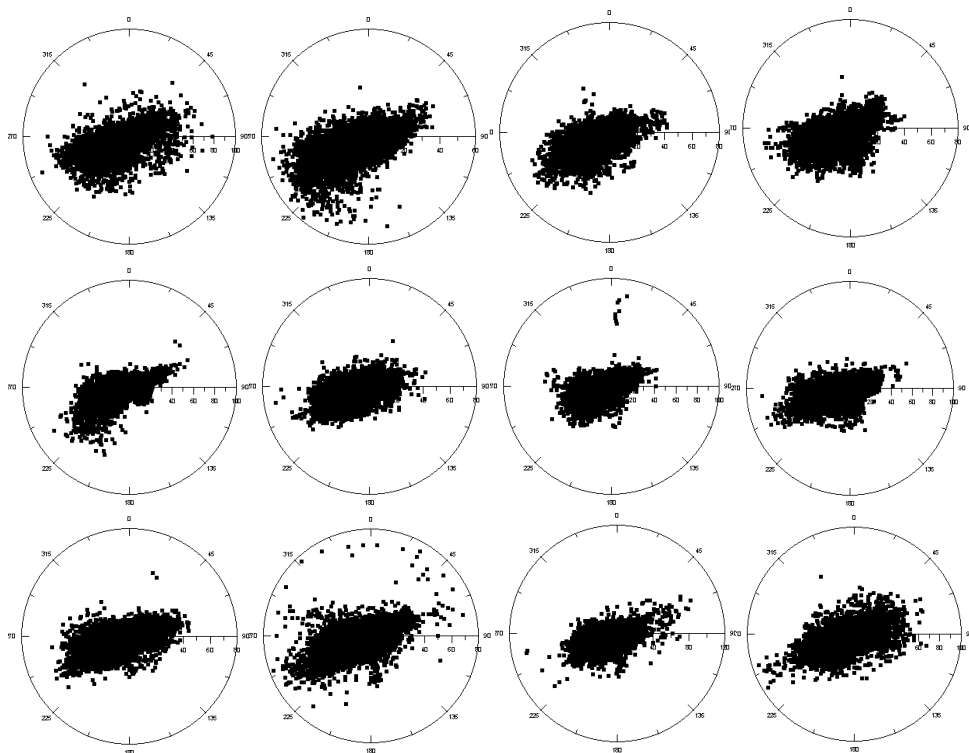
Течения. Наиболее полно в БОД МГИ отражены данные по измерениям течений с ОП, которые представлены результатами непрерывной съемки за 1980 – 1994 гг. Измерения проводились на горизонте 5 м с интервалом 15 с. С января 1980 г. по ноябрь 1994 г. было произведено 412760 измерений. Распределение их количества по годам и месяцам приведено в табл.2. Максимальное число измерений в месяцы, содержащие 31 день, составляет 2976 записей; в месяцы, содержащие 30 дней, 2880 записей. Пробелы в таблице отражают периоды сбоев в работе оборудования.

Дадим краткое описание базы данных течений как составной части БОД МГИ. База состоит из двух частей: файла метаданных и файла данных течений. Файл метаданных содержит: код записи; название измерительной платформы; год, месяц, дату; часы, минуты; координаты и глубину зондирования. В файл данных течений, кроме информации о направлении и скорости течения на указанном горизонте, включена температура морской воды. Все параметры записей имеют фиксированные форматы, отсутствующие данные заменяются кодом (-88).

Загрузка данных в базы происходит с помощью специально созданного программного обеспечения. В ходе первичной проверки данные переводятся в унифицированные форматы. Вначале производится программное редактирование: удаление опечаток, содержащих посторонние символы; замена отсутствующих данных соответствующим кодом; удаление сбойных записей. Одновременно выполняется контроль данных, включающий пространственно-временную привязку, расчет и редактирование метаданных с учетом интервалов зондирований и моментов отказов приборов и оборудования, а также устранение дублей. Один из важных этапов первичного контроля качества данных состоит в проверке попадания данных измерений в пределы

Т а б л и ц а . 2. Распределение количества измерений течений с ОП.

год\месяц	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1980	2464	2774	2976	2873	2964	2306	2970	2627	1977	2970	2112	2114
1981	2966	2681	2390	2641	2200	2599	2375	2346	2875	2968	1562	1025
1982	1380	178	2166	1460	1787	2850	2661	827	131	866	2295	2589
1983	2391	1121	–	–	1417	2352	1807	2219	2863	2969	2866	1123
1984	2508	2590	2122	2425	2008	2875	2859	2976	–	1432	1367	2969
1985	2974	2290	2944	2686	2348	2042	2212	2650	2367	2464	2282	2964
1986	2901	2582	2581	2866	2869	2876	2843	1963	1914	2027	2595	1377
1987	–	–	–	–	2139	1919	2928	2970	2722	693	2257	2662
1988	2297	437	187	2877	2976	2971	2969	1821	2491	2943	2673	2952
1989	2323	1831	2969	2874	2793	1711	2975	2960	2291	2975	2629	2715
1990	1960	924	2976	2880	2975	2878	2976	2976	2880	2693	2879	2902
1991	2876	2688	2976	2880	2702	2880	2976	2661	2880	2975	2634	2948
1992	2976	2639	2976	2880	2976	2880	2976	2976	2879	2736	1838	2956
1993	2976	2688	2916	2880	2976	2865	2871	2976	1603	–	–	–
1994	2975	1857	2972	2880	2975	2622	2415	1767	1716	1554	1965	–



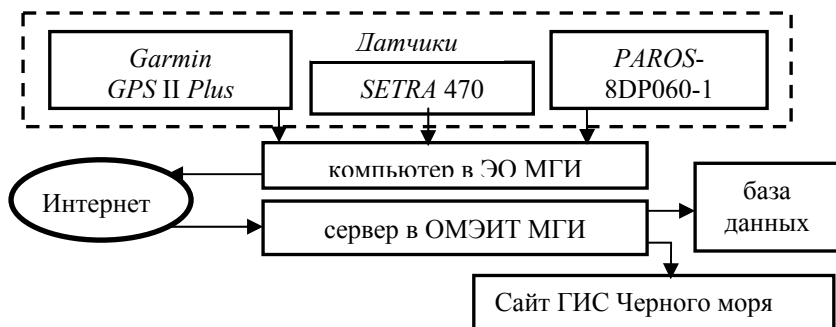
Р и с . 2 . Диаграммы направления и скорости течения по месяцам за весь период наблюдений.

допустимых значений. Вторичная проверка качества данных включает в себя тестирование метаданных на проверку временных интервалов и попадание координат измерений в контуры бассейнов.

Для визуализации данных измерений построены диаграммы направления и скорости течения по месяцам за весь период наблюдений (рис.2). Из диаграмм видно, что на протяжении всего периода наблюдений основное направление течения параллельно ОЧТ. Об этом свидетельствует форма диаграммы – эллипс с центром, смещенным на юго-запад – запад. Сгруппированность данных наблюдается с апреля по сентябрь, что доказывает устойчивость направления течения и его малые скорости. В осенне-зимний период на направление и скорость течения оказывает влияние характерная для этого периода неустойчивая метеорологическая обстановка.

Оперативный доступ к данным в реальном режиме времени. Сотрудниками ЭО МГИ была разработана система получения информации с оборудования, установленного в 2003 г. в пгт.Кацивели. Принимается информация со следующих датчиков:

- подводный датчик давления и температуры (*Paroscientific Inc.*, модель 8DP060-1);
- датчик атмосферного давления (*SETRA 470*);
- глобальная система позиционирования (*Garmin GPS II Plus*).



Р и с . 3 . Передача данных из ЭО МГИ (пгт.Кацивели) в ОМЭИТ МГИ.

Данные вначале поступают на компьютер в ЭО МГИ, затем по электронной почте в виде автоматически генерируемых файлов передаются на сервер в отделе МЭИТ МГИ, после чего заносятся в базу данных.

Схема передачи данных из пгт.Кацивели в ОМЭИТ приведена на рис.3.

Перечень передаваемых параметров: температура воды; атмосферное давление; температура воздуха; скорость и направление ветра; гидростатическое давление.

В отделе МЭИТ разработан интерфейс для доступа к данным оперативной океанографии ЭО МГИ НАНУ, с помощью которого можно выбрать нужные параметры и интересующий временной интервал для просмотра соответствующих величин.

Заключение. На ближайшую перспективу можно выделить два основных направления сотрудничества между отделом МЭИТ МГИ и ЭО МГИ:

1. Проведение полной каталогизации данных наблюдений, имеющихся в ЭО МГИ; обеспечение сохранности этих данных и их перенос с бумажных носителей на магнитные; интеграция данных ЭО МГИ в БОД МГИ для предоставления доступа к данным наблюдений ЭО МГИ большому числу заинтересованных пользователей.

2. Развитие работ по организации доступа к данным в реальном режиме времени путем включения и других датчиков, установленных в ЭО МГИ, в существующую систему.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрющенко Е.Г., Годин Е.А., Ингеров А.В., Пластун Т.В., Халиулин А.Х., Шокурова И.Г. Банк океанологических данных МГИ НАН Украины: современное состояние и перспективы развития // Системы контроля окружающей среды.– Севастополь, 2004.– С.130-134.
2. Халиулин А.Х., Годин Е.А., Ингеров А.В., Жук Е.В., Андрющенко Е.Г., Пластун Т.В. БОД МГИ: развитие методов и средств ведения баз данных // Системы контроля окружающей среды.– Севастополь, 2007.– С.83-87.
3. Еремеев В.Н., Халиулин А.Х., Годин Е.А., Белокопытов В.Н., Ингеров А.В., Жук Е.В., Галковская Л.К., Исаева Е.А. Подсистема обеспечения пользователей океанографической информацией ГИС Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009.– вып.18.– С.75-86.

А.А.Сизов*, А.С.Кузнецов**, А.Б.Полонский*,
Н.И.Спичак**

**Морской гидрофизический институт НАН Украины, г.Севастополь*

***Экспериментальное отделение Морского гидрофизического института
НАН Украины, пгт.Кацивели*

ИСТОРИЯ СОЗДАНИЯ И ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ СТАЦИОНАРНОЙ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В КАЦИВЕЛИ (К 30-ЛЕТНЕМУ ЮБИЛЕЮ)

Излагается история создания и функционирования первой на морях в бывшем Советском Союзе специализированной океанографической платформы в пгт.Кацивели. Описываются этапы строительства платформы и последующие комплексные исследования пограничных слоев атмосферы и океана, ведущиеся на ней с момента ее создания до сегодняшних дней.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *морские исследования, взаимодействие океана и атмосферы, стационарная океанографическая платформа.*

Исследования в прибрежной зоне Черного моря ведутся непрерывно с момента создания Морской гидрофизической станции в Кацивели в 1929 г. Сначала для размещения первичных преобразователей температуры и скорости ветра использовалась приборная скала, удаленная от берега на 40 м (рис.1 [1]).

Измерения на приборной скале велись до 60-х гг. XX ст., когда возникла необходимость исследовать мелкомасштабное взаимодействие атмосферы и океана со стационарной платформы. Толчком к этим работам явились первые результаты, полученные в МГИ АН УССР при исследовании на притопленных градиентных станциях (ПГС) с борта судна [2].

Для исследования мелкомасштабных процессов в пограничных слоях атмосферы и океана необходимо было максимально уменьшить помехи, вносимые береговым рельефом и конструктивными элементами самой измерительной платформы. Поэтому было принято решение поставить градиентную мачту, удаленную от приборной скалы в сторону моря на расстояние около ста метров (рис.2). Выполнение этой задачи было возложено на лабораторию взаимодействия атмосферы и океана Отдела турбулентности, возглавляемую В.В.Ефимовым. В 1969 г. градиентная мачта была установлена на глубине 10 м и с нее начались регулярные наблюдения.

На мачте крепились первичные преобразователи различных физических параметров в приводном слое атмосферы и верхнем слое моря и сигнал передавался по кабелю в береговую лабораторию. Недостатком градиентной мачты была незначительная высота ее монтажной площадки над уровнем моря (всего 2 м), что не позволяло вести работы в условиях осенних штормов. Тем не менее, градиентная мачта выполнила свою задачу, и на ней были получены весьма важные результаты по структуре и динамике пограничных слоев атмосферы и океана.



Р и с . 1 . Приборная скала.



Р и с . 2 . Градиентная мачта.

В начале 70-х гг. возникла идея использовать для долговременных исследований пограничных слоев атмосферы и океана стационарные буровые платформы, расположенные в Каркинитском заливе Черного моря. По поручению директора А.Г.Колесникова группа сотрудников института ознакомилась с условиями работы на этих платформах и пришла к заключению о целесообразности использования их в долговременных исследованиях. Осложняющими факторами были значительная удаленность буровых платформ от берега, что затрудняло регулярное попадание туда и ограниченные возможности для проведения исследований на действующих буровых платформах.

В целях обеспечения работ в прибрежной акватории Экспериментального отделения МГИ, в институте создается Морской экспериментальный полигон (МЭП). Первым начальником МЭП назначается В.П.Головенко, который вместе с Ю.Н.Рыбальченко разрабатывает в 1973 г. техническое задание на создание МЭП. В этом же году В.П.Головенко приступает к строительству автономного буя-лаборатории, который планируется установить на акватории ЭО МГИ. К сожалению, возникшие технические трудности не позволили завершить строительство буя-лаборатории. Но МЭП был создан и обеспечивал в течение длительного времени все гидротехнические работы в Кацивели.

В 1977 – 1978 гг. дирекцией института обсуждался вопрос о возможности приобретения буя-лаборатории «Бора-2», принадлежавшего Франции. В Госкомитете СССР по науке и технике (ГКНТ) в 1978 г. велись переговоры с французской стороной о возможности передачи буя «Бора-2» Морскому гидрофизическому институту (МГИ) с его последующим перебазированием в Черное море. С советской стороны в переговорах участвовал директор МГИ АН УССР академик АН УССР Б.А.Нелепо и заведующий отделом Мирового океана ГКНТ А.П.Метальников. После того, как переговаривающимися сторонам не удалось прийти к взаимовыгодному соглашению, Б.А.Нелепо принял решение о строительстве стационарной платформы в ЭО МГИ с использованием секций буровых платформ, расположенных в Каркинитском заливе.

Строительство Океанографической платформы. Руководство Крым-моргеологии, ведущей разведывательное бурение на шельфе Черного моря,

дало разрешение на демонтаж трех секций буровой платформы в Каркинитском заливе, подлежащих утилизации. Поиски специализированных организаций, осуществляющих демонтаж секций буровых платформ, их транспортировку и установку на новом месте не увенчались успехом. И тогда директором института было принято решение осуществить весь комплекс операций своими силами. Организацию работы поручили начальнику МЭП водолаз-профессионалу Н.И.Спичаку. В его распоряжении была водолазная служба МЭП, в которую входили руководитель группы подводно-технических работ А.А.Киреев и водолазы В.В.Бодня, В.Л.Милокоть, А.И.Тищенко.

Для выполнения запланированных работ специалисты МЭП должны были приобрести квалификацию водолазов-взрывников и водолазов-сварщиков. При поддержке Президента АН УССР Б.Е.Патона специалисты МЭП прошли обучение этим специальностям в институте сварки АН УССР им. Е.О.Патона. Одновременно была достигнута договоренность со Специальным конструкторско-технологическим бюро по металлообработке взрывом Института электросварки им. Е.О.Патона об изготовлении и применению кумулятивных зарядов. И только после этого специалисты МЭП приступили к демонтажу секций буровой платформы. Изготовление зарядов для подрыва опор производилось на полигоне Института электросварки им. Е.О.Патона в Киевской области. Работы по демонтажу буровой платформы велись на тридцатиметровой глубине, поэтому водолаз, отработавший смену, переходил в барокамеру, а его место занимал следующий. Демонтаж секций продолжался более года.

К началу 1979 г. демонтаж секций платформы был завершен и в феврале одну секцию доставили на акваторию Кацивели, где она была установлена. В январе 1980 г. специалисты МЭП приступили к строительству лабораторного помещения на установленной секции буровой платформы. Для оказания помощи в проведении монтажных работ на платформу были направлены молодые специалисты института. Так в этих работах приняли участие В.А.Дулов, Ю.П.Ильин, Г.А.Чепурин, получившие в дальнейшем известность как профессиональные ученые.

Седьмого мая 1980 г. океанографическая платформа принимается в эксплуатацию (рис.3). С этого момента на ней начинают вестись непрерывные научные исследования по программам МГИ, ряду национальных и международных программ.

О высокой значимости океанографической платформы – единственной на акватории морей Советского Союза специализированной стационарной наблюдательной платформы – свидетельствует, в част-



Р и с . 3 . Океанографическая платформа.

ности, тот факт, что в 1980 г. ее посетили Президент АН СССР А.П.Александров и Президент АН УССР Б.Е.Патон.

Научные исследования, выполняемые на океанографической платформе. В 80-х гг. платформа являлась одним из важных элементов Контрольно-калибровочного полигона (ККП), созданного для метрологической аттестации и оценки качества информации, получаемой спутниковыми комплексами дистанционного зондирования [3]. Для обеспечения подспутниковых наблюдений, на платформе устанавливаются приборы, работающие в оптическом диапазоне: многоканальный спектрометр МКС-БС, полевой спектрометр ФС, электрофотометр ЭФДН, зонд-фотометр ЗФ-6 и некоторые другие измерители. Для обеспечения фоновых измерений среды, на платформе устанавливается автоматизированная метеостанция, за работу которой отвечает научный сотрудник ЭО МГИ А.К.Куклин, и ведутся непрерывные измерения температуры и солености моря с помощью гидрологического комплекса ИСТОК. Лаборатория адвекции ЭО МГИ (зав. лаб. Л.А.Ковешников) проводила непрерывную регистрацию течений на акватории, прилегающей к океанографической платформе. Одновременно проводились исследования капиллярно-гравитационных волн, «скин-слоя» и оптических характеристик водной поверхности. Эти работы велись отделами дистанционных методов исследования (зав. отд. В.Н.Кудрявцев), прикладной гидрофизики (зав. отд. Г.Н.Христофоров), оптики моря (зав. отд. Г.Г.Неуймин). В работах, ведущихся на платформе, принимали участие космонавты.

В период с 1983 по 1985 гг. на океанографической платформе были проведены экспериментальные работы по международному проекту «Интеркосмос-Черное море». В конце 90-х – начале 2000-х гг. на платформе было выполнено несколько комплексных подспутниковых биооптических экспериментов, предназначенных для отработки аппаратуры оптического диапазона (1994 г., совместно со специалистами ФРГ), валидации продуктов космической съемки спектрофотометров МОЗ и МКС (1996 г., совместно с учеными России и США), валидации продуктов сканеров *MERIS*, *SeaWiFS* и *MODIS* (2002, 2003 гг., совместно со специалистами Франции). Эти работы выполнялись отделом дистанционных методов исследования (зав. отд. С.В.Станичный) и отделом оптики (зав. отд. М.Е.Ли). В 2002, 2003 гг. на океанографической платформе выполнялись также исследования поверхностного волнения и структуры приводного слоя атмосферы (В.А.Дулов, Ю.П.Соловьев).

В настоящее время океанографическая платформа предоставляет возможность специалистам института проводить широкий комплекс исследований в рамках практически всех действующих в МГИ программ. Продолжаются исследования спектральной и угловой структуры гидрооптических полей (отдел оптики). Отдел дистанционных методов ведет исследование нелинейных процессов на морской поверхности, при этом лаборатория В.А.Дулова выполняет эти исследования в рамках международных программ. Отделом турбулентности регулярно проводятся исследования в приповерхностном слое с использованием разработанных в отделе измерительных комплексов «Сигма-1» и «Восток-М». Отделы гидрофизики шельфа и морских климатических исследований с использованием акустических из-

мерителей скорости ведет исследование турбулентных характеристик верхнего слоя моря и приводного слоя атмосферы. Отдел биогеохимии моря продолжает исследование гидролого-гидрохимических характеристик на морской поверхности. ЭО МГИ регулярно обеспечивает эти направления исследований фоновой информацией о гидрометеорологических полях в пограничных слоях моря и атмосферы. К этим традиционным работам в последние годы добавились исследования внутренних волн, генерируемых в прибрежной зоне. Интерес к работам на Океанографической платформе стали проявлять биологи и геофизики. С 2010 г. работы этих направлений стали включаться в план исследований на платформе.

Океанографическая платформа, являясь уникальным сооружением, позволяет вести непрерывно в течение года измерения характеристик среды в пограничных слоях атмосферы и моря. По своим техническим характеристикам это сооружение не имеет аналогов на акватории Черного моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Шулейкин В.В.* Дни прожитые.— М.: Наука, 1972.— 603 с.
2. *Ефимов В.В., Сизов А.А., Христофоров Г.Н.* Притоленная градиентная станция для исследования структуры пограничных слоев атмосферы и океана // Исследования в области физики океана.— М.: Экспресс-информация, 1969.— № 13.— С.12-15.
3. *Развитие морских наук и технологий в Морском гидрофизическом институте за 75 лет / Под общ. ред. В.Н.Еремеева.*— Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004.— 702 с.

Материал поступил в редакцию 1.10.2010 г.

НАТУРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

УДК 551.508.55

Ю.П.Соловьев

Морской гидрофизический институт НАН Украины, г.Севастополь

ХАРАКТЕРИСТИКИ ВНУТРЕННЕГО ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ НАД МОРЕМ ПРИ ВЕТРЕ С БЕРЕГА, ИМЕЮЩЕГО ГОРНЫЙ РЕЛЬЕФ

Целью работы было изучение структуры приводного слоя атмосферы после резкого изменения характеристик поверхности в прибрежной зоне Черного моря. Для анализа использовались данные измерений характеристик турбулентности в слое 1 – 21 м над поверхностью моря и ветровых волн на разгоне около 1 км при ветре с берега, имеющего горный рельеф. Показано, что профили средней скорости ветра и интенсивность турбулентности существенно отличаются от характеристик пограничного слоя, типичного для условий открытого моря или прибрежных зон с ровным рельефом береговой линии. Экспериментальные данные позволяют оценить развитие внутреннего пограничного слоя, адаптированного к морской поверхности. Высота этого слоя определяется точкой перегиба профиля скорости и изменяется в пределах $\frac{1}{300} - \frac{1}{150}$ от расстояния до берега. В случае берегового бриза воздушный поток подобен струйному течению устойчиво стратифицированного холодного воздуха над теплым морем с максимумом скорости на высоте около 6 м. При умеренном и сильном ветре высота внутреннего пограничного слоя увеличивается от 2 до 6 м с ростом интенсивности турбулентности независимо от скорости ветра и локальной стратификации над морем. Полученные оценки более чем на порядок меньше традиционных представлений о высоте внутреннего пограничного слоя ($\sim \frac{1}{10}$ от разгона), основанных только на изменении шероховатости поверхности между сушей и морем.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *профиль скорости ветра, уровень турбулентности, внутренний пограничный слой, прибрежная зона, натурные исследования.*

Изучение связи между скоростью ветра, уровнем турбулентности и напряжениями относится к одному из основных направлений исследований нижней части пограничного слоя атмосферы. В случае стационарного ветра над однородной поверхностью обычно предполагается, что структура поверхностного пограничного слоя соответствует теории подобия Монина-Обухова (МО) [1], которая предсказывает влияние стратификации атмосферы на профили средней скорости ветра и турбулентной кинетической энергии (ТКЭ) в слое постоянных по высоте напряжений Рейнольдса. Несмотря на идеализацию условий, теория подобия МО совместно с теорией Колмогорова о существовании инерционного интервала в спектрах компонент скорости широко используется для оценок потоков импульса, тепла и влаги, переноса примесей и в моделях прогноза погоды, как над сушей, так и над морем.

Особенность пограничного слоя над морем состоит в зависимости шероховатости морской поверхности от скорости ветра и характера волнения. Детальный анализ большого объема экспериментальных данных,

© Ю.П.Соловьев, 2010

полученных за последние 30 лет в самых разнообразных условиях, показал, что коэффициент сопротивления зависит от возраста или крутизны доминирующих волн [2]. Однако «универсальную» зависимость для всех данных получить не удалось из-за большого разброса оценок между разными экспериментами, особенно при ограниченных разгонах ветровых волн или доминирующей зыби. Следует отметить, что в каждом эксперименте измерения скорости ветра и турбулентных напряжений проводились на одной высоте в пределах 3 – 12 м над уровнем моря прямым или инерционно-диссипативным методом на разгонах от 1 до 200 км. Для сравнения данных разных экспериментов коэффициент сопротивления вычислялся на высоте 10 м для нейтральной стратификации

$$C_{D10N} = \frac{\tau}{\rho U_{10N}^2}, \quad (1)$$

где $\tau = \rho u_*^2$ – турбулентные напряжения, ρ – плотность воздуха, u_* – скорость трения, U_{10N} – средняя скорость ветра в нейтральных условиях. В соответствии с теорией подобия МО в соотношении (1) предполагается $\tau = \text{const}$ и универсальный вид безразмерной функции сдвига скорости ветра

$$\phi_m(z/L) = \frac{z\kappa}{u_*} \frac{\partial U}{\partial z}, \quad (2)$$

где z – высота, L – масштаб МО, $\kappa \approx 0,40$ – постоянная Кармана. Согласно (2) логарифмический профиль скорости соответствует условию $\phi_m(0) = 1$. Стандартная параметризация функции (2) приводится в [3].

Изложенная выше методика типична для измерений над морем. Вероятно, использование теории подобия МО оправдано в условиях открытого моря, если отклонения от теории случайны и не влияют на оценки средних величин при большом объеме данных. В прибрежных районах на небольших разгонах, т.е. при ветре с берега, над морем формируются переходные внутренние пограничные слои (ВПС), связанные с неоднородностью геометрических и термических свойств поверхности [4 – 6]. К наиболее изученным типам относится развитие ВПС после резкого изменения шероховатости на границе между однородными поверхностями. В случае ветра с берега параметр шероховатости изменяется от $z_{01} \sim 10^{-2} - 10^{-1}$ м (типичная величина для суши, покрытой травой) до $z_{02} \sim 10^{-4}$ м для аэродинамически более гладкой морской поверхности. Следует отметить, что величина z_{02} на коротком разгоне может изменяться примерно от 10^{-6} м при слабом ветре до 10^{-2} м при сильном ветре и интенсивном обрушении ветровых волн. Высота ВПС δ_1 определяется положением условной поверхности, выше которой логарифмический профиль скорости $U_1(z)$ и напряжения τ_1 соответствуют условиям над сушей. Ниже δ_1 воздушный поток ускоряется, профили $U_2(z)$ и $\tau_2(z)$ зависят от величины z_{02} и расстояния X от берега. Толщина равновесного слоя δ_2 , где все характеристики турбулентности адаптировались к новой поверхности, намного меньше δ_1 , т.е. во всем слое $\delta_2 < z < \delta_1$ напряжения растут с высотой, хотя профиль скорости близок к логарифмическому виду. На расстоянии от границы $X/z_{02} > 10^5$ типичные оценки высоты ВПС в нейтральных условиях примерно равны $\delta_1 \approx X/10$ и $\delta_2 \approx X/200$ (при изменении τ_2 не более 10 %) [5]. Например, на

расстоянии 1 км от берега высота $\delta_1 \approx 80 - 100$ м примерно равна высоте слоя трения, а слой постоянных напряжений $\delta_2 \approx 4 - 5$ м. В таком пограничном слое безразмерный сдвиг скорости ветра (2) имеет минимум на высоте $z/\delta_1 \approx 0,1$ [7]. Модельные расчеты высоты ВПС хорошо согласуются с немногочисленными данными измерений в натурных условиях, полученных на расстоянии менее 300 м от границы. Однако измерения в Балтийском море показали, что высота ВПС может изменяться в широких пределах: от $\delta_1 \approx X/100$ на разгонах 2 – 5 км при устойчивой стратификации до $X/30$ на разгонах 15 – 25 км и неустойчивой стратификации атмосферы [8]. Высота δ_2 в [8] не указывается. Таким образом, даже для ровной поверхности суши применение теории подобия при интерпретации данных измерений напряжений и C_{D10N} (1), выполненных на высоте большей δ_2 , может привести к искажению результатов, если $z_{01} \gg z_{02}$.

Другой тип неоднородности поверхности связан с изменением рельефа прибрежной зоны суши. В численных моделях обычно изучается структура турбулентного потока после уменьшения высоты в виде ступеньки h между двумя гладкими поверхностями [9]. После отрыва над ступенькой воздушный поток касается поверхности на расстоянии $X \approx 5 - 7h$, где генерируются большие трехмерные вихри, вытянутые в направлении потока. В области $X > X_0$ образуется ВПС высотой $\delta \approx 1,5h$, выше которого возмущения потока незначительны. Внутри ВПС средняя скорость потока меньше по сравнению с логарифмическим профилем, напряжения и ТКЭ изменяются с высотой и имеют максимум на высоте $\delta/2$. С удалением от ступеньки возмущения потока уменьшаются, хотя равновесный пограничный слой не восстанавливается на расстоянии $20h$ в [9] и до $50h$ в других моделях. Результаты модельных расчетов, которые выполнены для небольших объемов и специфических граничных условий, хорошо согласуются с данными лабораторных экспериментов. Похожие течения наблюдаются в лабораторных условиях при отрыве воздушного потока над гребнем обрушивающейся волны [10]. Разные типы неоднородности поверхности, например, холмы [11] или небольшие массивы леса [12], приводят к сильным отклонениям средних характеристик турбулентного потока относительно традиционной теории подобия. Кроме того, под влиянием рельефа и горизонтальных градиентов температуры поверхности и влажности воздуха развивается конвективная циркуляция, например, морской и береговой бриз, типичный для прибрежных районов.

Из сказанного выше следует, что структура пограничного слоя в прибрежной зоне моря при ветре с берега зависит от нескольких факторов: рельефа и элементов шероховатости поверхности прибрежного района суши, скорости ветра, расстояния от берега, стратификации и возможно динамических процессов в верхней части пограничного слоя атмосферы. Основная цель работы состоит в определении обоснованных оценок U_{10} и коэффициента сопротивления на коротких разгонах по данным измерений средней скорости ветра и ее флуктуаций на нескольких уровнях в интервале высот 1 – 21 м над поверхностью моря.

Район и условия измерений. Измерения проводились со стационарной платформы, расположенной в прибрежной зоне Черного моря на глубине

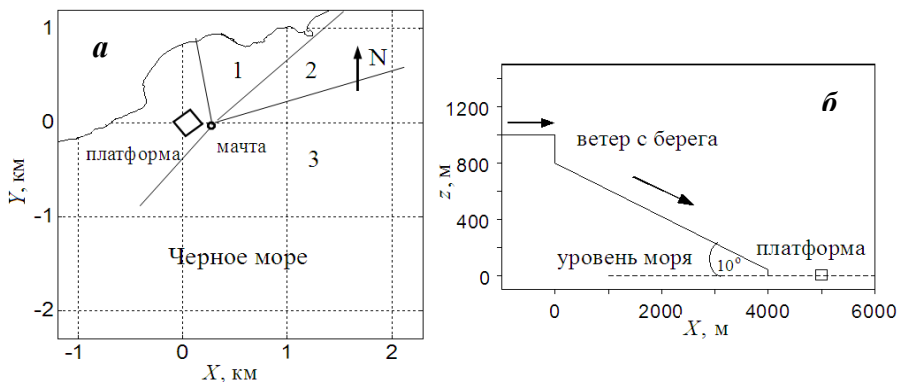
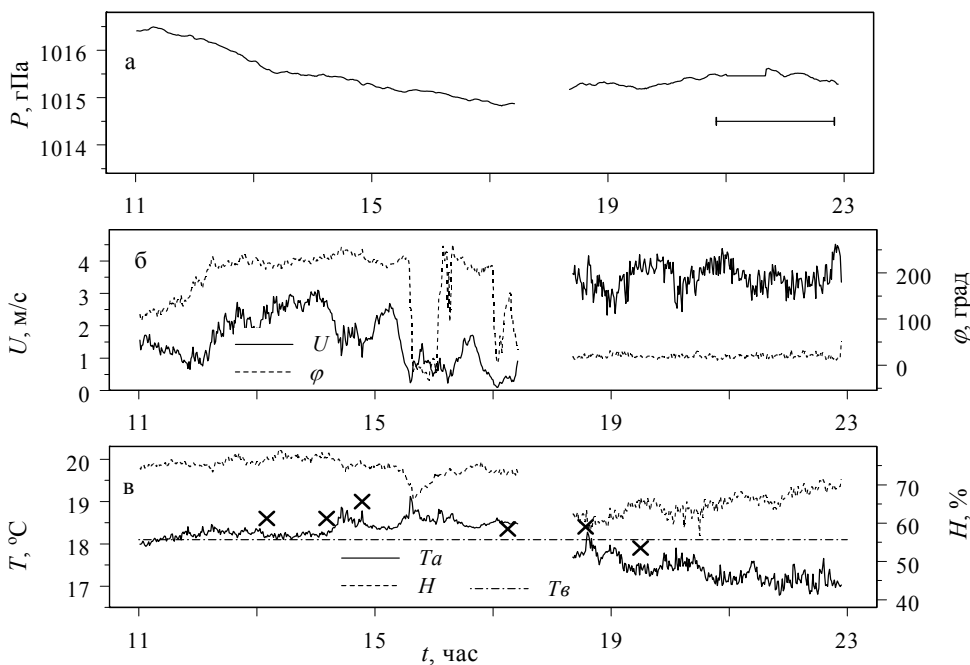


Рис. 1. Схема района измерений и диапазонов направления ветра (а): с берега (1), вдоль берега (2), с открытого моря (3); схематичный разрез рельефа береговой зоны в направлении севера (N) (б).

около 30 м (рис.1, а). Направление ветра в этом районе, которое будем отсчитывать – “откуда” и по часовой стрелке, можно условно разделить на три сектора: со стороны открытого моря (сектор 3), вдоль береговой линии (сектор 2) и с берега (сектор 1). В последнем случае ветер можно считать северным, поскольку диапазон направлений устойчивого ветра обычно ограничен в пределах $345^{\circ} - 0^{\circ} - 20^{\circ}$. Расстояние от платформы до берега изменяется от 700 до 1000 м для северного ветра и от 2 до 4 км для направления ветра в секторе 2. Схематичный разрез рельефа прибрежного района суши в направлении северного ветра показан на рис.1, б. Горное плато высотой около 1000 м расположено примерно вдоль береговой линии на расстоянии 4 км. После резкого изменения высоты приблизительно на 200 м высота поверхности постепенно уменьшается со средним уклоном 10° до береговой линии, где образуется второй уступ, высотой около 15 – 20 м над уровнем моря. Реальная поверхность склона неровная, покрыта лесом или кустарником, разбросанными строениями и скалами высотой до 10 – 20 м, т.е. высота смещения профиля скорости ветра, на которой средняя скорость обращается в ноль, примерно равна средней высоте элементов шероховатости [13]. Интенсивность турбулентности над такой поверхностью должна быть больше по сравнению с однородной шероховатостью. Кроме того, отрыв воздушного потока над уступом высотой 200 м и непосредственно на берегу приводит к дополнительному усилению интенсивности турбулентности, которая переносится ветром в точку измерений. Исходя из вышесказанного, можно предположить, что непосредственно на береговой линии воздушный поток сильно турбулирован, высота смещения скорости ветра равна 15 м над сушей или около 30 м над уровнем моря, учитывая высоту берега. Следует отметить, что измерения над сушей не проводились. Если оценить параметр шероховатости как $1/30$ средней высоты элементов поверхности, то $z_{01} \sim 0,5$ м.

По данным измерений в сентябре – октябре 2003, 2005 и 2008 гг. устойчивый береговой ветер со скоростью до 5 м/с наблюдается в основном в вечернее и ночное время и связан с бризовой циркуляцией. Типичный пример изменения основных метеорологических параметров на высоте 4 м над средним уровнем моря представлен на рис.2 по данным измерений с 11:00



Р и с . 2 . Метеорологические условия над поверхностью моря при бризовой циркуляции: атмосферное давление P на высоте 13 м (а), скорость U и направление ветра φ на высоте 4 м (б), температура воды T_v , воздуха T_a и относительная влажность H на высоте 4 м (в). На (в) также показана температура воздуха ($\times$) на высоте 12 м. Данные измерений в интервале, указанном на (а), используются при дальнейшем анализе.

до 23.00 (время местное) 17 октября 2008 г. Легкий морской бриз в дневное время сменился после 18.00 устойчивым береговым бризом (рис.2, б). Атмосферное давление (рис.2, а) и температура воды (рис.2, в) изменялись в пределах 1 гПа и $0,1^\circ$ относительно среднего в течение всего периода измерений. Изменения температуры и относительной влажности воздуха над морем (рис.2, в) показывают, что береговой ветер вызван движением устойчиво стратифицированного холодного воздуха над теплым морем. Смена берегового и морского бриза в утренние и вечерние часы типична для этого района при отсутствии крупномасштабных возмущений в атмосфере.

Наблюдения сильного северного ветра относительно редки, в среднем 1 – 2 раза в месяц, и не зависят от времени суток. Вероятной причиной такого ветра продолжительностью 12 – 24 ч может быть взаимодействие крупномасштабной циркуляции с локальным рельефом. Пример условий образования сильного северного ветра показан на рис.3. Измерения проводились в течение 15 ч, начиная с первых сильных порывов северного ветра в 13.00 18 октября 2008 г. на фоне легкого морского бриза.

Очевидно, что возникновение и усиление ветра (рис.3, б) вызвано большим горизонтальным градиентом давления (около 1,3 гПа/ч) в течение первых 8 часов (рис.3, а), и последующим ослаблением ветра при уменьшении градиента давления. Быстрое понижение температуры воздуха на 5° и

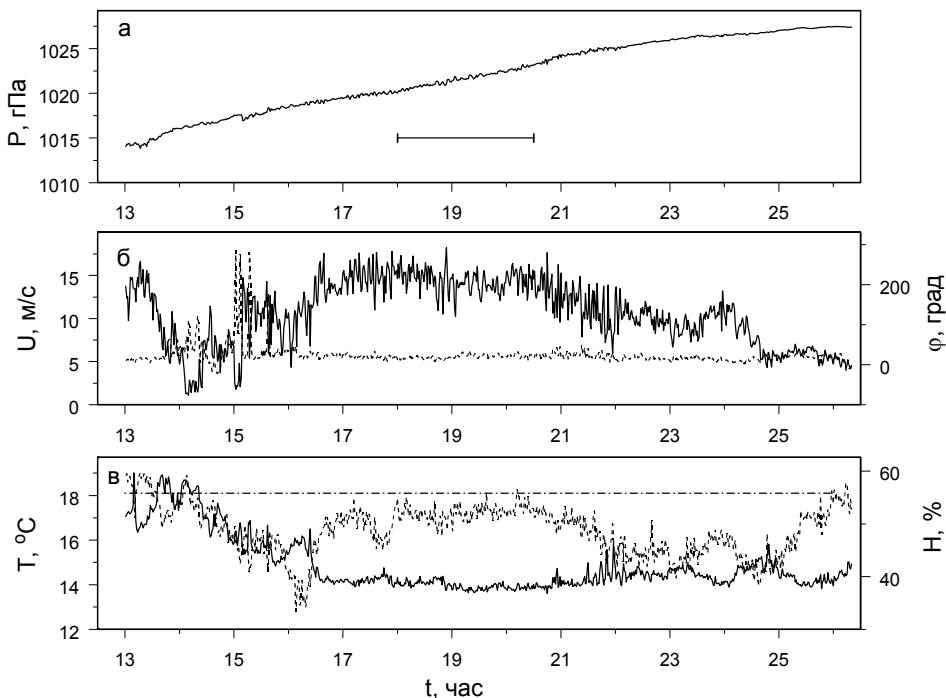


Рис. 3. Метеорологические условия при сильном ветре с берега. Обозначения те же, что на рис.2.

относительная влажность в пределах 40 – 60 % (рис.3, в), характерная для сухого холодного воздуха над сушей, указывают на прохождение холодного фронта. Такой фронт мог образоваться на периферии циклона, расположенного северо-западнее района измерений.

Из наблюдений следует, что при скорости ветра 7 – 12 м/с температура воздуха над морем может быть ниже, как на рис.3, или выше температуры поверхности. Соответственно, локальная стратификация над морем изменялась от неустойчивой до слабоустойчивой в зависимости от профиля скорости ветра, градиентов температуры и влажности воздуха. Анализ данных более 50-ти случаев измерений устойчивого северного ветра, собранных в 2003, 2005 и 2008 гг., показал повторяемость характеристик турбулентности. Поэтому для более детального анализа ограничимся реализациями продолжительностью 120 мин для бриза (рис.2) и 150 мин для сильного ветра (рис.3).

Датчики и данные измерений. Измерения профилей средней скорости ветра и ее флуктуаций проводились небольшими малоинерционными чашечными анемометрами (ЧА), которые были установлены на вертикальной мачте на 5 – 7 уровнях в интервале 1 – 8 м над уровнем моря. Платформу можно условно представить в виде пластины с горизонтальными размерами 20 × 20 м и толщиной около 3 м, установленную на опорах диаметром 0,4 м на высоте около 12 м над уровнем моря. Для уменьшения искажений воздушного потока мачта была отнесена от платформы на выстреле длиной 9 м и ориентирована в сторону преобладающих направлений ветра (рис.1, а). Измерения волнения проводились синхронно с измерениями скорости ветра с помощью струнного резистивного волнографа, установленного на мачте.

Поскольку положение мачты изменялось в зависимости от высоты волн, эти данные использовались также для определения высоты анемометров над средним уровнем моря. Дополнительный ЧА и малоинерционная флюгарка были установлены на углу платформы на высоте 20,8 м.

Точность измерений скорости и путь синхронизации ЧА определены по результатам испытаний в аэродинамической трубе и равны 2 % и 0,3 м соответственно.

По результатам измерений ЧА, установленных на одном уровне около мачты, были определены также относительные ошибки между анемометрами, которые равны ± 2 % для средней скорости и ± 5 % для дисперсии флуктуаций скорости ветра в диапазоне 2 – 12 м/с.

Частотный диапазон измерений был не хуже 1 Гц при слабом ветре и 4,5 Гц при сильном ветре. Оценки искажений платформой характеристик набегающего воздушного потока, сделанные по результатам работ [14, 15], примерно равны 2 – 3 % и сравнимы с точностью измерений. Типичная длина реализаций составляла 40 – 60 мин при частоте опроса 5 или 10 Гц. Более детальную информацию о характеристиках ЧА, их коррекции и методике измерений можно найти в [16, 17].

Для оценки локальной стратификации атмосферы проводились ежечасные измерения температуры и влажности воздуха на высоте 12 м и температуры воды на глубине около 2 м. В 2008 г. для этой цели использовалась метеостанция МК-15, в состав которой входят 3-х компонентный акустический анемометр, датчики температуры воды и воздуха, влажности и атмосферного давления. Метеостанция была установлена на расстоянии 4 м от опоры платформы и на высоте 4 м над уровнем моря. Расстояние между МК-15 и мачтой с ЧА было около 5 м. Датчик давления был установлен в лаборатории на высоте 13 м и на расстоянии около 25 м от акустического анемометра. Точность измерений абсолютного давления была не хуже 30 Па, однако чувствительность кварцевого датчика позволяла регистрировать низкочастотные пульсации давления амплитудой несколько Па (рис.4). Регистрация всех параметров проводилась непрерывно с частотой опроса 6,25 Гц. К сожалению, измерения вертикальной компоненты скорости и оценки напряжений были невозможны по техническим причинам.

При устойчивом направлении модуль скорости ветра V , который измеряется ЧА, можно представить в виде:

$$V \approx U \left(1 + \frac{u}{U} + \frac{v^2}{2U^2} \right), \quad (3)$$

где U – средняя продольная компонента скорости; u , v – продольная и поперечная компоненты флуктуаций скорости. Типичная величина уровня турбулентности над океаном $\sigma_{u,v}/U \leq 0,1$ [18], где σ – среднеквадратичная величина (СКВ) флуктуаций скорости. Таким образом, даже при больших флуктуациях скорости $\sigma_{u,v}/U \approx 0,2$ различие между средними величинами модуля и продольной компоненты скорости ветра находится, согласно (3), в пределах погрешности измерений. Уровень турбулентности в поперечном направлении можно оценить по флуктуациям направления ветра $\sigma_\varphi \approx \sigma_v/V$.

Сравнение частотных спектров продольной компоненты скорости на вы-

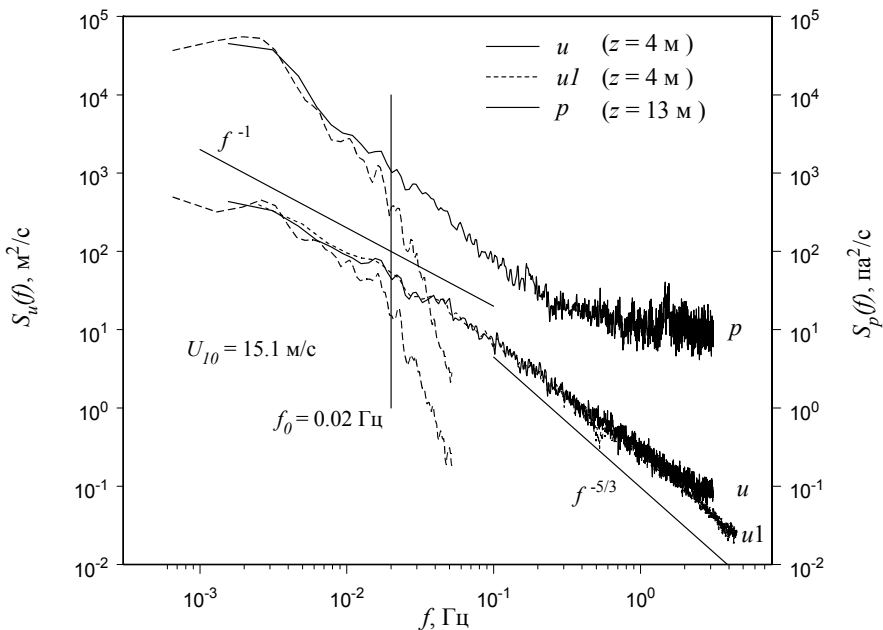


Рис. 4. Частотные спектры атмосферного давления и скорости ветра при сильном ветре с берега (рис.3). Данные измерений скорости ветра u получены акустическим (u) и чашечным ($u1$) анемометрами. Спектры сглаженных реализаций показаны штриховой линией. Высота датчиков, скорость ветра и частота разделения f_0 низкочастотного и высокочастотного диапазона спектров указаны на графике.

соте 4 м по измерениям акустическим анемометром (u) и ЧА на мачте ($u1$) показывает, что спектры практически совпадают в диапазоне частот $f < 1$ Гц (рис.4). С учетом гипотезы Тейлора $k = 2\pi f$ (k – волновое число) спектр Колмогорова в области частот имеет вид:

$$S_u(f) = c_K (U/2\pi)^{5/3} \varepsilon^{2/3} f^{-5/3}, \quad (4)$$

где $c_K \approx 0,53$ – эмпирическая константа [19], ε – скорость диссипации ТКЭ. Искажениями гипотезы Тейлора вследствие переноса мелких вихрей низкочастотными флуктуациями скорости для спектров на рис.4 можно пренебречь [20]. Инерционный интервал в спектрах компонент скорости лучше выделяется по данным измерений ЧА ($u1$). Нижняя граница инерционного интервала в спектре продольной компоненты скорости примерно равна $f > 0,2U/z$ [21] или для наших условий $f > 0,75$ Гц. В этом диапазоне частот спектр, вычисленный по данным измерений акустическим анемометром, искажен небольшим шумом и эффектом «aliasing» из-за большей дискретности данных.

Атмосферное давление представим как сумму среднего давления и турбулентных пульсаций, частотный спектр которых показан на рис.4. В диапазоне низких частот ($f < 0,1$ Гц) спектр давления $S_p(f)$ спадает заметно быстрее по сравнению со спектром скорости $S_u(f) \propto f^{-1}$, однако в области инерционного интервала $S_p(f)$ искажен шумом. Поскольку в спектре

давления доминируют пульсации с масштабами несколько минут, для их выделения исходные реализации были сглажены до частоты примерно 0,02 Гц. Сравнение исходных и сглаженных спектров давления и скорости показано на рис.4. В области частот $f < 0,02$ Гц СКВ пульсаций давления составляет 0,85 – 0,90 от полной величины σ_p , а для компонент скорости $\sigma'_{u,v} \approx (0,7 - 0,8)\sigma_{u,v}$, т.е. на низкочастотные флуктуации приходится не менее половины кинетической энергии турбулентности. Уровень низкочастотной турбулентности в направлении ветра σ'_u примерно в 1,5 раза превышает σ'_v . Очевидно, что сильная анизотропия воздушного потока связана с ориентацией вихрей вдоль направления ветра и ограничением вертикального масштаба турбулентности расстоянием до поверхности. Хотя уровень турбулентности при сильном и слабом ветре на рис.2 и 3 примерно одинаков $\sigma_u/U_{10} \approx 0,16$, анизотропия низкочастотной турбулентности ($f \leq 0,02$ Гц) при слабом ветре заметно меньше $\sigma'_u/\sigma'_v \approx 1,2$ по сравнению с 1,5 для сильного ветра.

По измерениям в одной точке горизонтальной плоскости, через которую проходят вихри разных размеров и их фрагменты, невозможно оценить завихренность и все горизонтальные градиенты флуктуаций скорости. В нашем случае гипотезу Тейлора для временных реализаций можно записать в виде:

$$\frac{\partial}{\partial t} = -U \frac{\partial}{\partial x}, \quad (5)$$

где ось x направлена вдоль направления ветра, U – скорость переноса, примерно равная средней скорости ветра. Применение соотношения (5) в области низких частот не корректно, поскольку пространственные масштабы с периодами 1 – 5 мин при скорости ветра 10 – 15 м/с значительно больше расстояния до берега.

Экспериментальные результаты и обсуждение. Прежде чем перейти к анализу результатов, приведем основные параметры поверхностных волн, которые определяют шероховатость поверхности моря. Типичные частотные спектры волнения показаны на рис.5. Во всех случаях измерений небольшая зыбь высотой 0,2 – 0,3 м и периодами 3 – 7 с распространялась навстречу ветру со стороны открытого моря. При слабом ветре зыбь доминировала по сравнению с короткими ветровыми волнами, распространяющимися в направлении ветра, но энергия зыби и интенсивно обрушивающихся ветровых волн были сопоставимы при сильном ветре. Обратный возраст ветровых волн U_{10}/C_p (C_p – фазовая скорость на частоте максимума спектра) изменялся в пределах от 2 до 6 при разгоне 700 – 800 м. Измерения про-

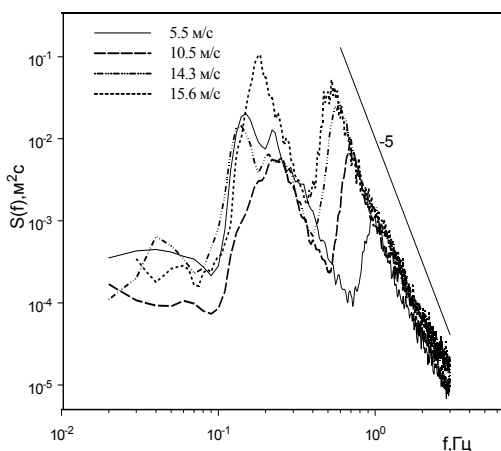


Рис. 5. Частотные спектры поверхностных волн при ветре с берега. Скорость ветра на высоте 10 м указана на рисунке.

водились выше волнового пограничного слоя, высота которого $\ell_w \leq 0,2k_p^{-1}$ была менее 0,2 м для ветровых волн с периодами 1 – 2 с [22].

Примеры профилей средней скорости ветра, полученные в разные годы по реализациям продолжительностью 30 – 60 мин, показаны на рис.6 в диапазоне скорости ветра 3 – 16 м/с. Общей характеристикой профилей является сдвиг скорости вблизи поверхности до высоты 3 – 6 м, который увеличивается с ростом скорости ветра. При слабом ветре менее 5 м/с (рис.6, а) воздушный поток подобен струйному течению с максимумом скорости на высоте 5 – 6 м над поверхностью моря, причем эта высота не зависит от скорости ветра. Одной из причин такой формы профиля скорости может быть ускорение тяжелого холодного воздуха, который скапливается в вечернее и ночное время вблизи поверхности суши при ее охлаждении и стекает по склону в сторону моря. Инверсия температуры воздуха вблизи поверхности моря на рис.2, в подтверждает возможность такого распределения плотности воздуха, хотя эпизодические измерения на 3 – 4 уровнях не позволяют сделать более определенные выводы о профиле температуры. Другой возможной причиной излома профиля скорости может быть рост давления в направлении ветра. Профили скорости ветра с максимумом вблизи поверхности (ниже 10 м) наблюдались при слабом ветре над Балтийским морем [23] и над сушей [24]. В первой работе этот эффект объяснялся влиянием зыби, распространявшейся в направлении ветра, или мезомасштабными флуктуациями направления ветра (т.е. нестационарностью) во второй работе. Оба эти фактора несущественны в наших измерениях. В случае берегового бриза высоту максимума профиля $\delta = 5,5 \pm 0,5$ м можно считать хорошей оценкой высоты ВПС на разгоне 700 – 900 м.

С усилением ветра (рис.6, б) максимум скорости размывается и в верхней части профиля скорость ветра примерно постоянна с высотой. Хотя сдвиг скорости вблизи поверхности очевиден, определить высоту перегиба профиля трудно, но она явно не зависит от скорости ветра. Такое сильное перемешивание связано с переносом мощных низкочастотных вихрей, образовавшихся над неоднородностями поверхности суши. Характерный период вихрей после отрыва потока над ступенькой высотой h согласно [9] примерно равен $T \approx 17h/U$, что соответствует $T \approx 230$ с для $U = 15$ м/с и $h = 200$ м (рис.1) и в целом согласуется с данными на рис.4. Изменение режима турбулентности над морем происходит в интервале скорости 5 – 7 м/с как при усилении, так и ослаблении ветра. Например, профиль скорости при 6 м/с на рис.6, а получен после ослабления сильного ветра с берега (рис.3). Если для турбу-

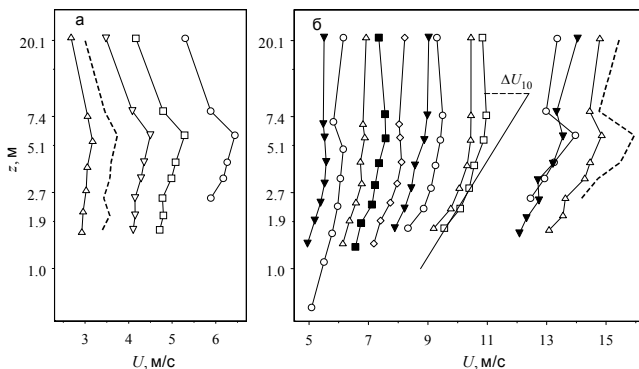


Рис. 6. Профили средней скорости ветра при направлении с берега. Штриховой линией показаны профили для данных на рис.2 и 3.

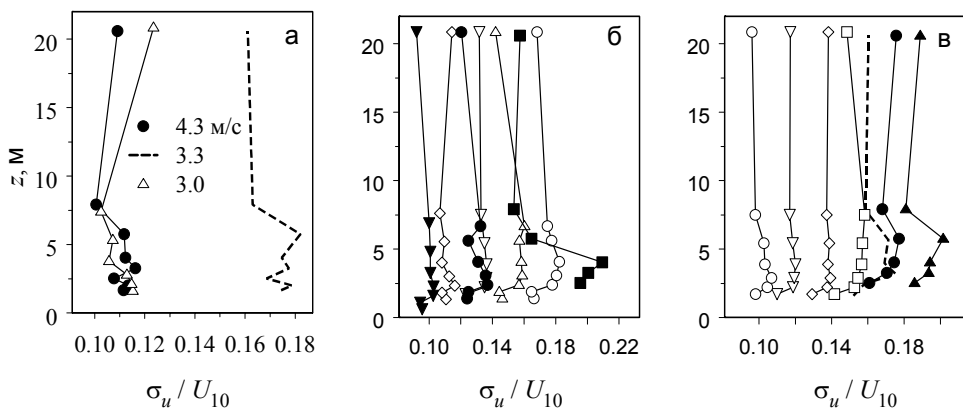
лентных напряжений использовать представление Прандтля

$$\frac{\tau}{\rho} = \ell^2 \left| \frac{\partial U}{\partial z} \right| \frac{\partial U}{\partial z}, \quad (6)$$

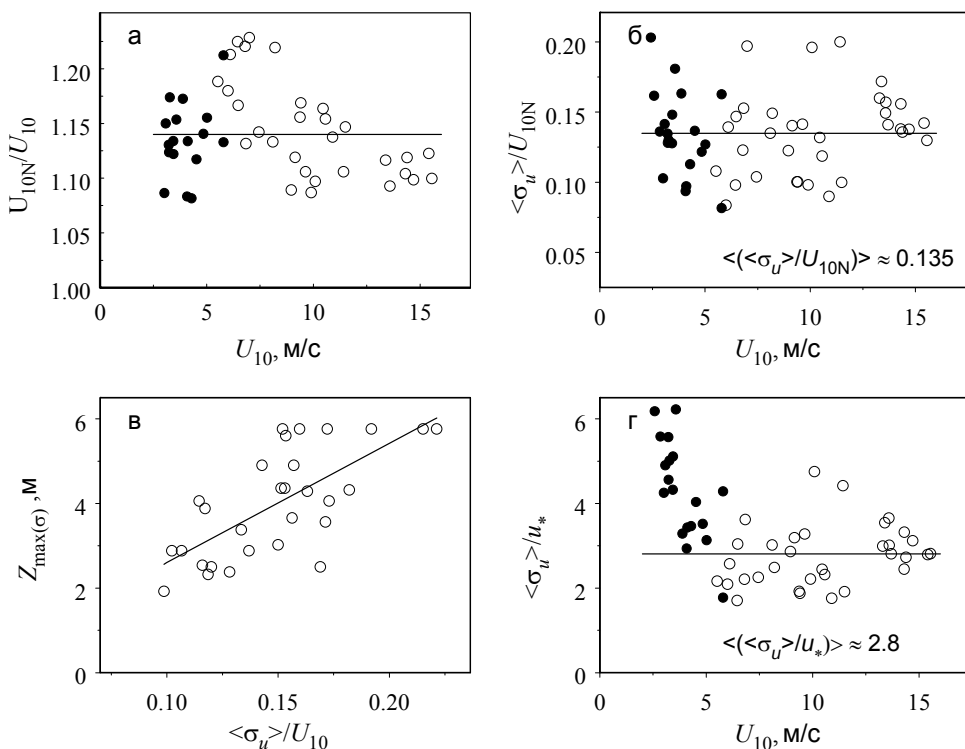
где $\ell \approx cz$ (c – коэффициент) – обычное предположение о величине пути перемешивания вблизи поверхности, то выше перегиба профиля турбулентные напряжения изменяют знак при слабом ветре и близки к нулю при умеренном и сильном ветре. При береговом бризе (рис.6, а) абсолютная величина сдвига скорости выше точки перегиба в среднем в 2 раза больше по сравнению со сдвигом в нижней части профиля, однако точная форма профиля в слое 8 – 21 м неизвестна. Гипотезы о величине ℓ или коэффициента турбулентной вязкости $K = \ell^2 |\partial U / \partial z|$ в (6), которые используются в моделях равновесного пограничного слоя, оказались неудачными в случае расчета ВПС [5, 7, 8]. Например, профили скорости ветра и напряжений нельзя согласовать при условии, если безразмерный сдвиг скорости (2) и другие характеристики турбулентности являются универсальными функциями одного параметра, как следует из теории МО.

Из анализа условий измерений и профилей скорости ветра (рис.6) следует, что при ветре с берега ВПС определяется адвекцией турбулентности, образовавшейся над сушей. Высота ВПС на разгоне до 700 – 900 м не превышает 6 м и примерно на порядок меньше по сравнению с известными оценками. Нижняя часть профиля соответствует логарифмическому закону и можно предположить, что наклон профиля скорости определяется шероховатостью морской поверхности. Используя линейно-логарифмическую аппроксимацию профиля $U_z = a + b \ln(z)$ можно оценить скорость трения $u_* = b\kappa$ и параметр шероховатости $z_0 = \exp(-a/b)$. Эти оценки, вероятно, наиболее надежные, поскольку напряжения находятся в равновесии с поверхностью в тонком слое (где измерения возможны только в системе координат, связанной со смещением поверхности) и должны быстро убывать с высотой. Влиянием локальной стратификации над морем (в смысле использования соотношения (2) для коррекции профилей скорости) в этих условиях можно пренебречь. Для сравнения с условиями открытого моря скорость ветра U_{10N} на стандартной высоте 10 м можно оценить экстраполяцией нижней части профиля (рис.6, б). Дефицит скорости ветра изменяется в пределах 10 – 20 % и в среднем эффективная скорость U_{10N} на 15 % больше измеренной (рис.8, а). Вычисления коэффициента сопротивления, используя эффективную скорость ветра в (1), и по оценкам z_0 должны совпадать.

Связь между напряжениями и дисперсией продольной компоненты скорости σ_u^2 , которая над океаном примерно равна 90 % полной кинетической энергии $e = \frac{1}{2}(\sigma_u^2 + \sigma_v^2 + \sigma_w^2)$ (например, [18]), в рамках теории подобия МО определяется универсальной функцией, аналогичной $\phi_m(z/L)$ в (2). Это означает, что увеличение C_{D10N} в (1) или z_0 со скоростью ветра связано с увеличением уровня турбулентности σ_u/U_{10N} . Представленные на рис.7 примеры профилей σ_u/U_{10} и осредненные по высоте величины $\langle \sigma_u \rangle / U_{10}$ на рис.8, б определенно показывают, что уровень турбулентности не зависит от скорости ветра и в среднем в 1,5 – 2 раза больше типичных величин для условий открытого моря.



Р и с . 7. Профили уровня турбулентности в зависимости от скорости ветра: слабый ветер (менее 5 м/с, скорость указана на графике) (а); диапазоны скорости 5 – 7 м/с (сплошные индексы) и 7 – 10 м/с (светлые индексы) (б); 10 – 13 м/с (светлые индексы) и 13 – 16 м/с (сплошные индексы) (в). Штриховой линией показаны профили для данных на рис.2 и 3.



Р и с . 8. Характеристики турбулентности при направлении ветра с берега: отношение эффективной и действительной скорости ветра на высоте 10 м (а), средний по высоте уровень турбулентности (б), высота максимума уровня турбулентности при $U > 5$ м/с (в), отношение средней по высоте среднеквадратичной величины продольной компоненты скорости к скорости трения (г).

При береговом бризе скорость и порывистость ветра не влияют на форму профиля и высоту максимума скорости. Градиент скорости в нижней части профиля зависит от скорости ветра (рис.8, *з*) и от характеристик ветровых волн, которые определяют шероховатость поверхности. При умеренном и сильном ветре высота максимума σ_w/U_{10} на рис.7, *б*, *в* увеличивается от 2 до 6 м с увеличением среднего уровня турбулентности (рис.8, *в*). Эта высота примерно равна верхней границе, ниже которой профиль скорости можно аппроксимировать линейно-логарифмической зависимостью. Поэтому критерию величину $z_{\max(\sigma)}$ можно рассматривать как высоту ВПС. Большой разброс данных на рис.8, *з* свидетельствует скорее о независимости оценок u_* и σ_w , чем о взаимосвязи ТКЭ и напряжений. Вероятно, уровень турбулентности определяется неоднородностями поверхности суши и мезомасштабными или синоптическими процессами в верхних слоях атмосферы.

Более детальный анализ характеристик турбулентности, таких как флуктуации и спектры давления и скорости, диссипация ТКЭ и макромасштаб турбулентности выходит за рамки данной работы и является предметом будущих исследований.

Таким образом, представленные выше данные показывают, что рельеф береговой зоны в значительной степени определяет структуру пограничного слоя над морем при ветре с берега. Профили средней скорости ветра и интенсивность турбулентности существенно отличаются от характеристик пограничного слоя, типичного для условий открытого моря или прибрежных зон с ровным рельефом береговой линии. Экспериментальные данные позволяют оценить развитие внутреннего пограничного слоя, адаптированного к морской поверхности. Высота этого слоя определяется точкой перегиба профиля скорости и изменяется в пределах $1/300 - 1/150$ от расстояния до берега. В случае берегового бриза воздушный поток подобен струйному течению устойчиво стратифицированного холодного воздуха над теплым морем с максимумом скорости на высоте около 6 м. При умеренном и сильном ветре высота внутреннего пограничного слоя увеличивается от 2 до 6 м с ростом интенсивности турбулентности независимо от скорости ветра и локальной стратификации над морем. Полученные оценки более чем на порядок меньше традиционных представлений о высоте внутреннего пограничного слоя ($\sim 1/10$ от разгона), основанных только на изменении шероховатости поверхности между сушей и морем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Часть 1. – М.: Наука, 1965. – 639 с.
2. Drennan W.M., Taylor P.K., Yelland M.J. Parameterizing the sea surface drag // J. Phys. Oceanogr. – 2005. – v.35. – P.835-848.
3. Dyer A.J. A review of flux-profile relationships // Bound.-Layer Meteorol. – 1974. – v.7. – P.363-372.
4. Panchev S., Donev E., Godev N. Wind profile and vertical motions above an abrupt changes in surface roughness and temperature // Bound.-Layer Meteorol. – 1971. – v.2. – P.52-63.
5. Garratt J.R. Internal boundary layer – a review // Bound.-Layer Meteorol. – 1990. –

6. *Saveliev S., Taylor P.* Internal boundary layers: I. height formulae for neutral and diabatic flows // *Bound.-Layer Meteorol.*– 2005.– v.115.– P.1-25.
7. *Peterson E.W.* Modification of mean flow and turbulent energy by a change in surface roughness under conditions of neutral stability // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*– 1969.– v.95.– P.561-575.
8. *Vickers D., Mahrt L.* Observations of non-dimensional wind shear in the coastal zone // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*– 1999.– v.125.– P.2685-2702.
9. *Le H., Moin P., Kim J.* Direct numerical simulation of turbulent flow over a backward-facing step // *J. Fluid Mech.*– 1997.– v.330.– P.349-374.
10. *Reul N., Branger H., Giovanangeli J.-P.* Air flow separation over unsteady breaking waves // *Phys. of Fluids.*– 1999.– v.11.– P.1959-1961.
11. *Zeman O., Jensen N.O.* Modification of turbulence characteristics in flow over hills // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*– 1987.– v.113.– P.55-80.
12. *Fesquet C., Dupont S., Drobinski P., Dubos T., Barthlott C.* Impact of terrain heterogeneity on coherent structure properties: numerical approach // *Bound.-Layer Meteor.*– 2009.– v.133.– P.71-92.
13. *Högström U., Bergström H.* Organized turbulence structures in the near-neutral atmospheric surface layer // *J. Atmos. Sci.*– 1996.– v.53.– P.2452-2464.
14. *Britter M.L., Hunt J.C.R., Mumford J.* The distortion of turbulence by a circular cylinder // *J. Fluid Mech.*– 1979.– v.92.– P.269-301.
15. *Moat B.I., Yelland M.J., Pascal R.W.* Quantifying the airflow distortion over merchant ships. Part 1: Validation of a CFD model // *J. Atmos. Oceanic Technol.*– 2006.– v.23.– P.341-350.
16. *Соловьев Ю.П., Коровушкин А.И., Толокнов Ю.Н.* Характеристики чашечного анемометра и методика измерений скорости ветра // *Морской гидрофизический журнал.*– 2004.– № 3.– С.53-66.
17. *Соловьев Ю.П., Иванов В.А.* Предварительные результаты измерений атмосферной турбулентности над морем // *Морской гидрофизический журнал.*– 2007.– № 3.– С.42-61.
18. *Smith S.D.* Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds // *J. Phys. Oceanogr.*– 1980.– v.10.– P.709-726.
19. *Edson J.B., Fairall C.W.* Similarity relationships in the marine atmospheric surface layer for terms in the TKE and scalar variance budgets // *J. Atmos. Sci.*– 1998.– v.55.– P.2311-2328.
20. *Wyngaard J.C., Clifford S.F.* Taylor's hypothesis and high frequency turbulence spectra // *J. Atmos. Sci.*– 1977.– v.34.– P.922-929.
21. *Kaimal J.C., Wyngaard J.C., Izumi Y., Coté O.R.* Spectral characteristics of surface-layer turbulence // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*– 1972.– v.98.– P.563-589.
22. *Kudryavtsev V.N., Makin V.K., Meirink J.F.* Simplified model of the air flow above waves // *Bound.-Layer Meteorol.*– 2001.– v.100.– P.63-90.
23. *Smedman A., Högström U., Sahléé E., Drennan W.M., Kahma K.K., Pettersson H., Zhang F.* Observational study of marine atmospheric boundary layer characteristics during swell // *J. Atmos. Sci.*– 2009.– v.66.– P.2747-2763.
24. *Mahrt L.* The influence of transient flow distortion on turbulence in stable weak-wind conditions // *Bound.-Layer Meteorol.*– 2008.– v.127.– P.1-16.

Я.В.Сапрыкина*, В.А.Дулов**,
С.Ю.Кузнецов*, В.Е.Смолов**

**Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, г.Москва
**Морской гидрофизический институт НАН Украины, г.Севастополь*

АНОМАЛЬНО ВЫСОКИЕ ВОЛНЫ В ЧЕРНОМ МОРЕ: МЕХАНИЗМ И УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ

Описаны результаты совместного российско-украинского эксперимента по исследованию экстремальных поверхностных волн, проведенного с океанографической платформы в пгт.Кацивели в октябре 2009 г. Обсуждены механизмы образования волн аномальной высоты (волн-убийц) и связь частоты их появления с волновой ситуацией. Показано, что формирование экстремальных волн в натурных условиях происходит на фоне развития неустойчивости Бенджамина-Фейра и дискретного сдвига частоты максимума спектра в низкочастотную область, что соответствует результатам, полученным ранее в лабораторных условиях. Обнаружено, что метеоволновая ситуация, характерная для формирования экстремальных волн, соответствует усилению волн зыби локальным ветром.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *волны-убийцы, морские катастрофы, ветровое волнение, нелинейные взаимодействия волн, факторы риска.*

Результаты исследований штормовых волн важны как для судоходства, так и для оценки воздействия волн на берега и технические сооружения в береговой зоне. В рамках проводимых в этом направлении исследований, механизмы образования экстремально высоких волн (волн-убийц), как и подход к прогнозированию таких опасных событий, остаются наиболее интересными и неясными проблемами.

Штормовые волны нерегулярны, их высоты изменяются от одной волны к другой, создавая групповую структуру волнения. В большинстве случаев изменчивость высот волн приблизительно описывается классическим распределением Рэлея, полученным в предположении, что поле ветровых волн – нормальный (гауссов) процесс, а спектр волнения достаточно узкий (см., например, [1]). Высоты экстремальных волн и вероятность их возникновения определяются «хвостовой» частью распределения Рэлея и эта вероятность очень мала. Вместе с тем имеются многочисленные свидетельства существования аномально высоких и крутых волн, возникающих неожиданно и визуально не вписывающихся в имеющуюся групповую структуру волн. Их высоты не подчиняются распределению Рэлея. Описания таких аномально высоких волн издавна упоминаются в легендах и фольклоре практически всех стран мира: «три сестры», «девятый вал», «стена воды», «дыра в море» и т.п. В англоязычной литературе наиболее распространенным названием является *freak waves*, что в переводе означает необычные, причудливые, блуждающие волны. Оно подчеркивает характерные признаки таких волн: одиночные аномально высокие и крутые волны, возникающие даже при отсутствии сильного ветра. В русскоязычной литературе такие волны получили название волны-убийцы.

© Я.В.Сапрыкина, В.А.Дулов, С.Ю.Кузнецов, В.Е.Смолов, 2010

Существование аномально высоких волн подтверждается многочисленными очевидцами, фотографиями и инструментальными измерениями (см., например, обзоры [2, 3]). Непрерывные инструментальные наблюдения, проводившиеся Южным отделением Института океанологии РАН с 1996 по 2003 гг. при помощи автономного буя, заякоренного в районе г. Геленджика на глубине моря 85 м, позволили зафиксировать аномально высокие волны вблизи Кавказского побережья Черного моря [4 – 7], а анализ архивных волнографических данных с буровой платформы «Голицыно-4», показал, что аномально высокие волны нередки и в северо-западной части Черного моря [8].

Существует множество опубликованных критериев определения волн-убийц как индивидуальных волн (например, [2, 9]). Однако, все эти определения носят описательный характер, так как точные физические механизмы и условия образования волн-убийц остаются неизвестными. Поэтому, на практике широко используется только один критерий, объединяющий все эти определения – высота волны-убийцы в два раза превышает значительную высоту волн:

$$h > 2H_S, \quad (1)$$

где $H_S = 4\sigma$, σ – стандартное отклонение возвышений морской поверхности. Заметим, что в этом случае под определение волн-убийц попадают и относительно невысокие волны, например, высотой чуть более 2 м на фоне волн со значительной высотой порядка 1 м, которые в обычном смысле не представляют большой опасности, но записи таких волн являются весьма важными для изучения физических механизмов формирования настоящих волн-убийц.

Причины, вызывающие значительное увеличение высот волн, обусловлены как воздействием на волны внешних («природных», [2]) факторов, так и физическими процессами, происходящими в поле волн – линейной и нелинейной их трансформацией. При этом внутренние факторы, т.е. физические процессы трансформации волн, являются основной причиной, природные же факторы могут оказывать влияние на внутренние процессы, изменяя, в конечном счете, высоту волн.

К числу природных факторов относятся локальное усиление волн под воздействием ураганов и смерчей, взаимодействие волн и течений, влияние батиметрических характеристик при трансформации волн над особенностями рельефа дна, которые могут вызывать фокусировку волн вследствие рефракции, а также резкий рост амплитуды волны, вызванный уменьшением глубины.

Процессы трансформации волн можно условно разделить на линейные и нелинейные. Для линейных процессов результирующее поле волн есть суперпозиция отдельных невзаимодействующих волновых систем, а интерференция волн – хорошо известный пример такого процесса. К линейным процессам относятся различного рода фокусировки волновой энергии, которые могут иметь место, как в пространстве, так и во временной области. Наиболее известен эффект дисперсионного сжатия – фокусировка, вызванная дисперсией среды, когда волны с разными периодами распространяются с разными фазовыми скоростями, и при

определенных условиях могут догонять друг друга, порождая волну большой амплитуды [10]. Однако при каких условиях в природе образуется такой «подходящий» волновой пакет для последующего его дисперсионного сжатия в волн-убийцу остается невыясненным.

Нелинейные свойства волн являются, по-видимому, наиболее важными для формирования волн-убийц. Степень нелинейности волн зависит от их крутизны – произведения амплитуды волны на ее волновое число. Чем круче волна, тем сильнее выражены ее нелинейные свойства. Поэтому увеличение крутизны волны любым способом, например, за счет линейных процессов или природных факторов, вероятно, приводит к проявлению нелинейных свойств волн, таких, например, как возникновение различного рода неустойчивостей. Наиболее известной является модуляционная неустойчивость Бенджамина-Фейра, особая роль которой в формировании волн убийц подчеркивается многими исследователями и подтверждается результатами численного моделирования (например, [11 – 15]), а также данными лабораторных и натурных экспериментов [6, 16 – 19].

Оригинальный физический механизм возникновения волн-убийц при эволюции волн с изначально узким спектром под воздействием нелинейной неустойчивости был предложен в работах Сапрыкиной и Кузнецова. По данным натурных измерений волнения автономным бумом было обнаружено [6], что практически все волновые режимы с узким частотным спектром обладают характерными чертами модуляционной неустойчивости типа Бенджамина-Фейра, а именно наличием боковых лепестков спектра волн в окрестности основного максимума спектра. Путем спектрального анализа модулей вейвлет-коэффициентов, было показано, что волны, создаваемые как каждым из боковых лепестков, так и основным максимумом спектра, обладают различной групповой структурой. Совпадение во времени максимумов огибающих волн, создаваемых боковым лепестком и основным максимумом спектра, а так же гребней индивидуальных волн, создаваемых каждым из боковых лепестков, приводит к образованию волн-убийц. Таким образом, нелинейная модуляционная неустойчивость формирует внутри заданного волнения сложную групповую структуру, состоящую из нескольких групповых структур, линейная суперпозиция которых и приводит к возникновению волны-убийцы.

По данным лабораторных экспериментов было показано [16, 17], что при эволюции спектра волн происходит быстрая передача энергии основного максимума и верхнего по частоте лепестка спектра в область частот нижнего по частоте лепестка. Похоже, что по мере перехода максимума спектра на нижний боковой лепесток, у него вновь образуются боковые лепестки, соответствующие новой основной частоте, если крутизна волн остается достаточно большой, например, за счет ветровой накачки. Скорость передачи энергии определяется крутизной волн, поэтому передача энергии в низкочастотный лепесток происходит квазидискретно по времени: когда крутизна волн мала, скорость передачи энергии так же мала, и происходит накопление энергии волн и увеличение их крутизны под действием ветра. Когда крутизна волн увеличивается, интенсифицируются процессы нелинейной модуляционной неустойчивости, и энергия быстро



Рис. 1. Расположение платформы относительно береговой линии.

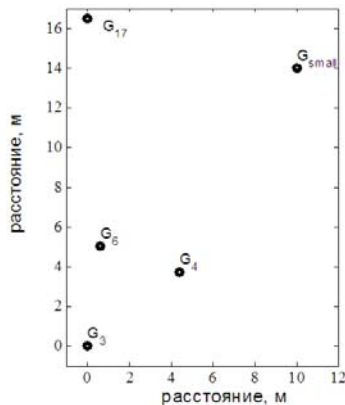
перетекает в низкочастотный лепесток. Крутизна волн опять резко уменьшается за счет увеличения длины волны, и процесс снова повторяется. В связи с периодичностью этого процесса можно сказать, что происходит дискретный по времени и частоте сдвиг максимума спектра в низкочастотную область. Волны-убийцы формируются в моменты интенсивной передачи энергии в нижний боковой лепесток.

Настоящая работа основана на результатах специального натурального эксперимента, когда волнение синхронно регистрировалось в нескольких точках пространства на глубокой воде с одновременным измерением скорости и направления ветра. Целью работы является проверка и выяснение деталей вышеописанного механизма возникновения волн-убийц, а также выявление ветро-волновых условий, необходимых для запуска механизма модуляционной неустойчивости и формирования аномально высоких волн.

Натурный эксперимент проводился с 6 по 24 октября 2009 г. на стационарной океанографической платформе Экспериментального отделения Морского гидрофизического института НАН Украины (пгт.Кацивели, Крым, географические координаты $33^{\circ}59'$ в.д, $44^{\circ}23'$ с.ш.). Рис.1, полученный с помощью системы *Google*, дает представление о расположении платформы относительно берега. Расстояние до ближайшей береговой точки примерно равно половине километра. Глубина в точке расположения платформы 28 м.

Для полноценной пространственной регистрации волнения в случае шторма работы проводились одновременно двумя решетками волнографов. «Малая» решетка состояла из 6 резистивных датчиков и блока регистрации сигнала. Каждый датчик состоит из струнного волнографа и усилительно-преобразовательного блока. Струны образуют шестиэлементную решетку – пять в вершинах правильного пятиугольника на расстоянии 25 см от центра и одна в его центре. Вся конструкция подвешена на подъемном выстреле на расстоянии 10 м от ближайшей колонны платформы. Записи волнения проводились периодически с частотой 10, 20 или 50 Гц. «Большая» решетка включала 4 емкостных датчика, разнесенных на расстояния от 3 до 16 м (рис.2). Каждый датчик состоял из натянутого с помощью груза полевого телефонного кабеля диамет-

Рис. 2. Схема расположения датчиков большой ($G_4 - G_{17}$) и малой (G_{small}) решеток во время эксперимента. Ось ординат ($X = 0$) соответствует юго-восточному борту платформы (см. рис.1), ось абсцисс направлена в сторону моря.



ром 2 мм и цифрового преобразовательного блока регистрации сигнала. Сигналы с датчиков передавались с частотой 16 Гц по кабелю на портативную ЭВМ, где записывались в базу данных при помощи специального программного обеспечения. Автономная система регистрации вела непрерывную запись волнения в течение 10 сут.

Также непрерывно работал метеокomплекс с автономной системой записи, регистрируя раз в минуту метеопараметры, которые включали скорость и направление ветра на горизонте 23 м.

Анализ аномального волнения. Для детального анализа был выбран шторм 14 октября 2009 г., когда волны подходили с западного направления, почти параллельно основанию платформы, что позволяло регистрировать последовательную однонаправленную трансформацию волн на всех датчиках «большой» решетки. На рис.3 показаны направление ветра, скорость ветра и значительная высота волн в зависимости от местного времени. На нижнем графике также показана частота появления аномальных волн N , выделенных по критерию (1) за промежуток времени 1 ч и просуммированных по всем датчикам. Промежуток времени до 03:00 в данном случае опущен из-за малой высоты H_s , чтобы избежать ложных сигналов, связанных с корабельными волнами. График демонстрирует временную изменчивость N . Можно видеть два последовательных интервала времени, 04:00 – 08:00 и 09:00 – 13:30, когда волны аномальной высоты наблюдались довольно часто, и интервал 13:30 – 16:40, когда они полностью отсутствовали. Изменчивость N на рис.3, очевидно, не повторяет изменений ни скорости ветра, ни высоты волн H_s .

На рис.4 приведены распределения плотности вероятности (PDF) отклонений возвышений морской поверхности от среднего значения, нормирован-

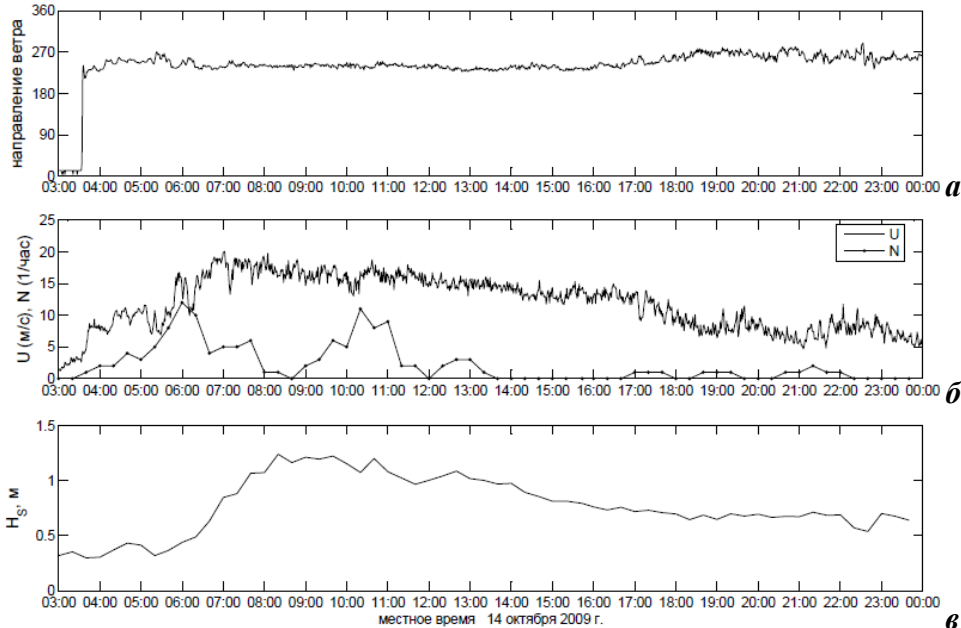
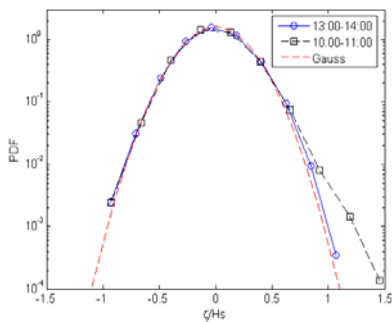


Рис. 3. Направление ветра (а), скорость ветра и число аномальных волн (б), высота значительных волн (в).

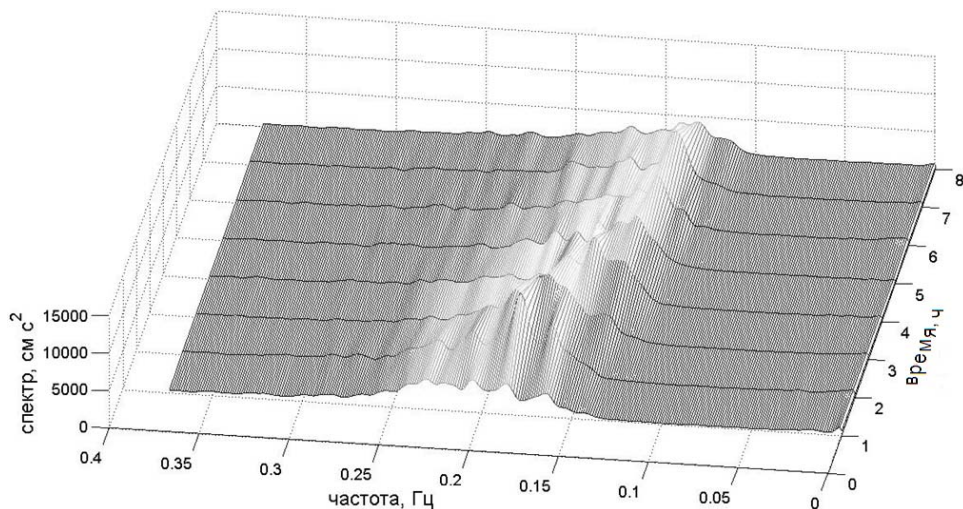


Р и с . 4 . Плотности вероятности нормированных возвышений морской поверхности для интервалов времени, когда наблюдались волны аномальной высоты и когда они отсутствовали. Прерывистая линия – нормальное распределение.

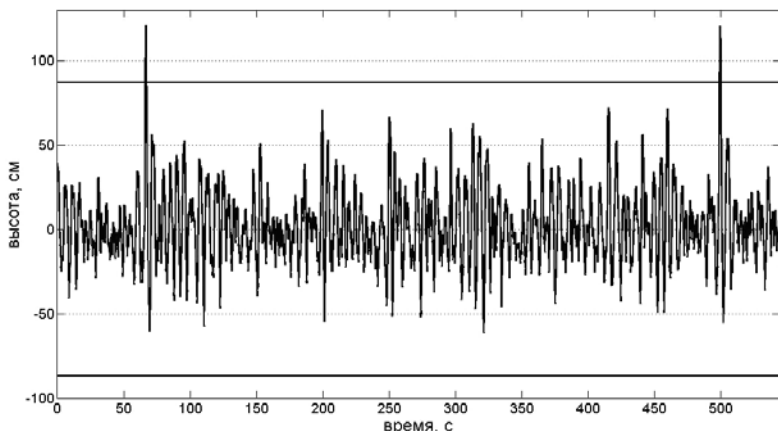
ных на H_s , построенные по объединенным данным 9 датчиков для интервалов записи 10:00 – 11:00 и 13:40 – 14:40. Там же показана гауссова кривая, соответствующая линейным (невзаимодействующим) волнам [1, 11]. Как видно из рисунка, поле волн в случае, когда наблюдались аномально высокие волны, явно обладает нелинейными свойствами.

Эволюция спектра волн показана на рис.5. На поверхности, описывающей эволюцию спектров во времени, легко выделяются хребты, параллельные оси времени. С течением времени высота относительно высокочастотных хребтов уменьшается, высота относительно низкочастотных хребтов растет, и происходит смещение максимума спектра волн в низкочастотную область. На протяжении всего времени наблюдений хребты остаются параллельны оси времени, что свидетельствует о дискретном характере передачи энергии в низкочастотную область. Наиболее резкий сдвиг частоты наблюдается с 10.00 до 11.00 местного времени (на рис.5 это соответствует меткам 3 и 4 ч эволюции спектра).

Согласно проведенным ранее исследованиям, этот сдвиг частоты может быть связан с нелинейной трансформацией волн под воздействием модуляционной неустойчивости типа Бенджамина-Фейра [6, 16], а если это так, то можно ожидать и наблюдения волн-убийц. Рассмотрим подробнее эволюцию волнения за этот час. Действительно, на хронограмме волнения соответствующей промежутку местного времени 10:00 – 10:20 можно наблю-



Р и с . 5 . Пример эволюции спектра волн за 8 ч (с 07:00 до 14:00 местного времени). Спектры оценены по фрагментам записи длительностью 1 ч, волнограф ГЗ.

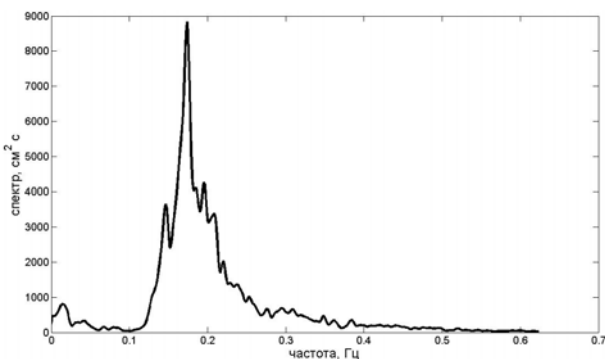


Р и с . 6 . Пример волнограммы, содержащей аномальные волны.

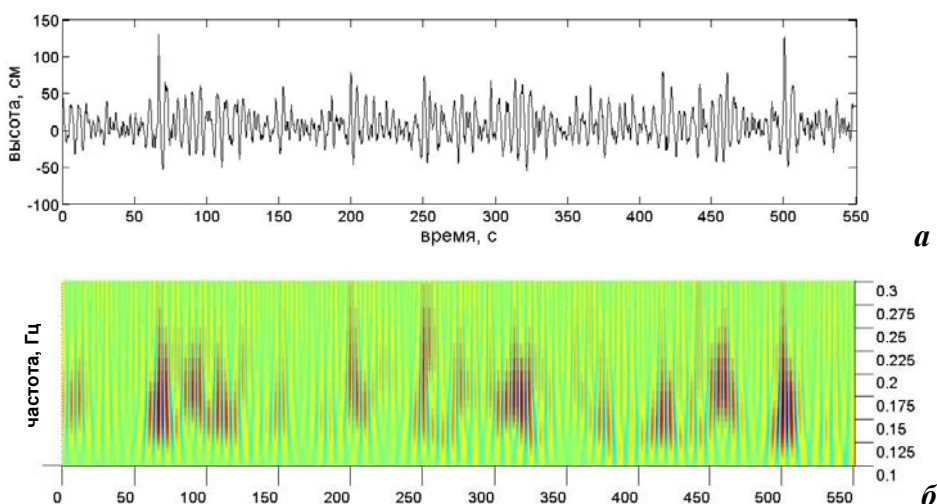
дать две волны, превышающие значительную высоту волн в 2,1 раза (рис.6). Соответствующий спектр волнения приведен на рис.7. Хорошо видно, что спектр волнения достаточно узкий и имеет ярко выраженные «боковые лепестки» на частотах 0,148; 0,195 Гц в окрестности основного максимума спектра 0,174 Гц. Подобный характерный спектр в эти 20 мин был зарегистрирован на всех датчиках.

Вейвлет-анализ данной хронограммы волн показал, что аномальные волны образованы интерференцией волн, соответствующих частотам боковых лепестков (рис.8). Т.е. волны, соответствующие полосе частот боковых лепестков (0,195 и 0,148 Гц) имеют собственную групповую структуру, несовпадающую с групповой структурой волн полосы частот основного максимума 0,174 Гц. Совпадение максимумов огибающих обсуждаемых частотных диапазонов и совпадение максимумов индивидуальных волн каждого диапазона приводит к появлению аномальных волн. Заметим, что волны, имеющие в своем составе более высокие, по сравнению с частотой основного максимума, частоты не являются аномальными по высоте. Для аномальной волны характерно обязательное наличие в своем частотном составе низкочастотной «добавки», соответствующей полосе частот низкочастотного «бокового лепестка».

Постараемся ответить на вопрос, за счет чего происходит совпадение как максимумов огибающих, так и максимумов (гребней) индивидуальных волн. Совпадения могут происходить как из-за различия скоростей распространения волн, так и из-за некрайности длин волн обсуждаемых волновых компонент. Различные скорости

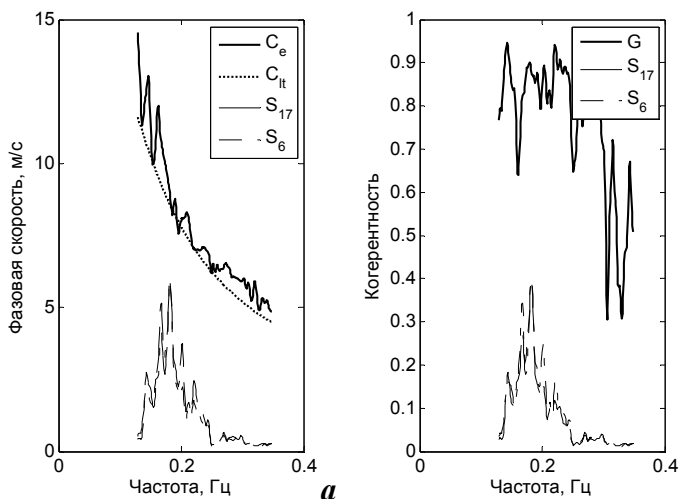


Р и с . 7 . Спектр волнения, соответствующий волнограмме на рис.6.



Р и с . 8 . Вейвлет-анализ волнограммы, содержащей аномальные волны. Исходная запись (а) и ее вейвлет-разложение (б). Модуль вейвлет-коэффициентов показан оттенками серого, более темный цвет соответствует более высоким величинам.

распространения приведут к тому, что рано или поздно гребень волны создаваемой низкочастотным лепестком спектра догонит гребень волн создаваемой основным максимумом или высокочастотным лепестком спектра. Некратность длин волн создаваемых разными лепестками так же должна неизбежно привести к совмещению максимумов (гребней) волн в некоторых точках пространства. Для оценки скорости распространения разных частотных компонент и их длин волн был построен спектр фазовых скоростей наблюдаемых волн (рис.9). Видно, что гармоники с частотами выше частоты максимума спектра распространяются в полном соответствии с линейной теорией волн, а гармоники соответствующие боковым лепесткам спектра с модуляционной неустойчивостью типа Бенджамина-Фейра распространяются со скоростями на 10 – 20 % превышающими линей-



Р и с . 9 . Фазовые скорости волн (а) (C_e – измеренные, C_{lt} – линейная теория) и функции когерентности (б) (G – квадрат функции когерентности) сигналов соседних датчиков 6 и 17, демонстрирующие достоверность измерений, а также спектры волн S_6 и S_{17} , измеренные теми же датчиками.

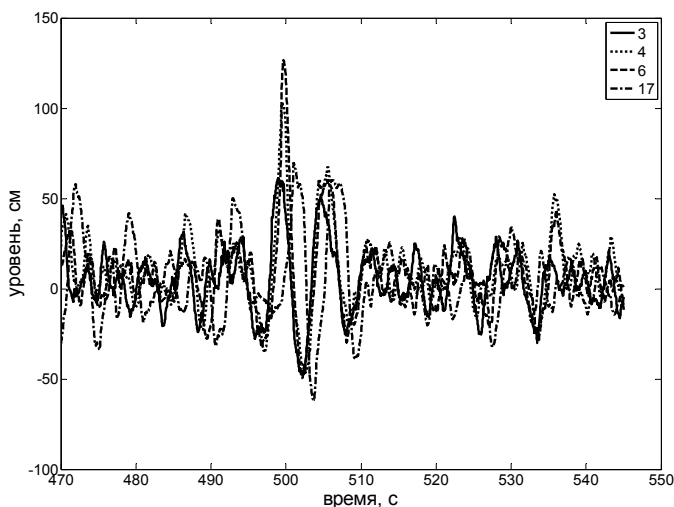


Рис. 10. Время жизни и пробег волны-убийцы. Появление anomalно высокой волны только на центральном датчике *G6* измерительной решетки.

ную теорию. Тем не менее, компоненты волн, создаваемые разными лепестками, даже в нашем сильно нелинейном случае продолжают обладать дисперсией и вполне могут образовывать anomalно высокие волны, как вследствие дисперсионного сжатия, так и вследствие некратности их длин волн.

Синхронные записи волнения на 4 датчиках «большой» решетки позволили оценить пространственные и временные размеры anomalных волн. На рис.10 приведена синхронная запись на всех датчиках одной из anomalных волн, показанных на рис.6. Период этой волны около 6 секунд, что соответствует ее длине примерно 56 м. Anomalна по высоте она только на среднем датчике *G6*, в то время как на соседних с ним датчиках, она не является anomalной по высоте. Скорость распространения этой волны 8,9 м/с, значит расстояние между крайними датчиками – 16 м она пробегает за 1,8 с, что составляет примерно треть ее периода. Оцененное таким образом время жизни волны-убийцы составляет примерно 1 с, т.е. пятую часть периода этой волны. Пробег волны-убийцы от зарождения до исчезновения составляет около 10 м, что соответствует примерно пятой части ее длины.

Приведенный пример с определенностью подтверждает концепцию возникновения волн-убийц за счет интерференции волновых систем, образовавшихся в результате модуляционной неустойчивости и дискретной по частоте передачи энергии между ними.

В то же время пространственно-временные масштабы существования anomalных волн оказываются довольно малыми, что делает невозможным их прямой прогноз. Ниже рассмотрим связь частоты появления волн-убийц с ветро-волновыми условиями, наличие которой означало бы возможность прогноза опасных ситуаций, когда возникновение волн-убийц наиболее вероятно.

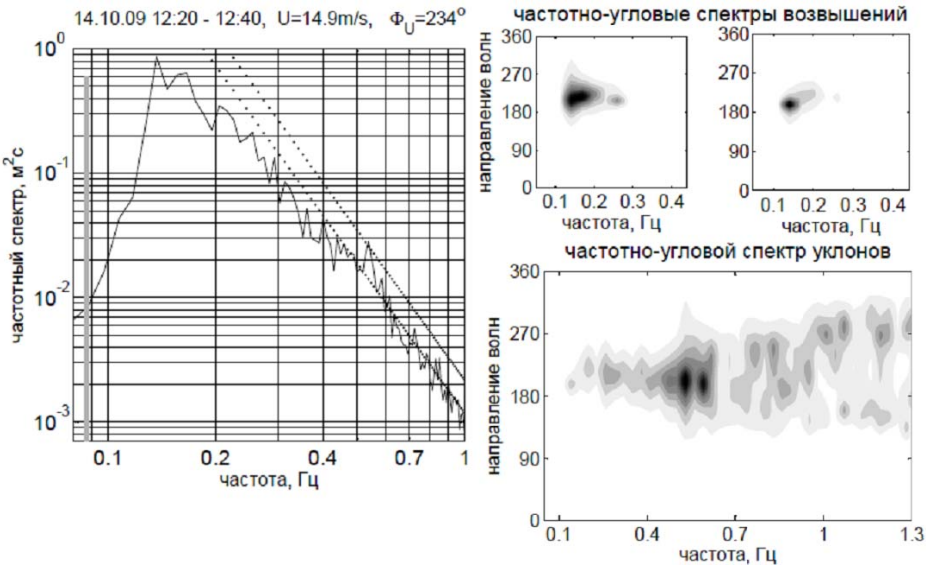
Ветро-волновые условия возникновения anomalных волн. Согласно лабораторным экспериментальным исследованиям для возникновения нелинейной модуляционной неустойчивости необходимы достаточно крутые волны с узким спектром. На практике, в природе только волны зыби

обладают узким спектром, но эти волны пологие, с малой крутизной. Авторами была выдвинута гипотеза, что крутизна волн зыби может быть быстро увеличена под воздействием резко усиливающегося ветра. Рассмотрим подробно волновую обстановку за этот период времени, анализируя спектры волн и параметры ветра.

На рис.11 приведен пример спектра волн 14 октября 2009 г., оцененный по измерениям «большой» и «малой» решетками волнографов. На графике также указаны скорость и направление ветра, осредненные за промежуток времени, для которых построен спектр. Частотные спектры $S_1(f)$ оценены методом Вэлча (осреднение спектров, построенных по наполовину перекрывающимся отрезкам реализаций).

Частотно-угловые спектры $S_2(f, \phi)$ оценены методом максимального правдоподобия [20]. Спектральная плотность двумерных спектров показана оттенками серого в условных единицах (чем темнее, тем выше спектральный уровень), чтобы лучше выделить направления основных систем волн. По вертикальным осям отложен географический азимут, показывающий, откуда приходят волны. Такой способ представления спектров удобен для сопоставления с направлением ветра, указывающим «откуда». На рисунке приведены два двумерных спектра возвышений морской поверхности – левая картинка соответствует измерениям «большой» решеткой волнографов, правая – «малой». Оба спектра дают одинаковую общую картину, но данные «большой» решетки выявляют детали углового распределения энергии для волн с наибольшими длинами (на рис.11 частоты 0,1 – 0,2 Гц соответствуют длинам волн до 70 м).

Поскольку волновые спектры быстро спадают с повышением частоты, лишь область спектрального пика может быть рассмотрена на графиках



Р и с . 1 1 . Пример оценок спектров волн за двадцатиминутный интервал записи. Частотно-угловые спектры возвышений получены по измерениям «большой» (слева) и «малой» (справа) решетками. Прямые линии на частотных спектрах пояснены в тексте.

двумерных спектров, построенных в линейном масштабе. Чтобы получить представление о части спектра для более высоких частот, которая обычно связана с локальным ветром, удобно рассмотреть двумерный спектр уклонов, который в частотно-угловом представлении пропорционален величине $f^4 S_2(f, \phi)$. Именно эта величина, оцененная по данным «малой» решетки волнографов, показана на рис.11, как спектр уклонов. Как видно из рисунков, направление распространения коротковолновой части волнения соответствует направлению ветра.

Объективное разделения волнения на зыбь и ветровую системы, как правило, представляет известную трудность. В нашем анализе спектров был использован следующий подход. На графиках с частотными спектрами вертикальной прерывистой линией отмечена частота пика спектра Пирсона-Московица, рассчитанная по локальной скорости ветра U :

$$f_{PM} = 0,83g / (2\pi U),$$

(например, [21]). Поскольку спектр Пирсона-Московица считается спектром предельно развитого волнения, волны области спектрального пика этого спектра можно с уверенностью отнести к зыби. Однако для нашего спектра этот метод не подходит. Более эффективен подход, предложенный Хансоном и Филлипсом в [22] на основе теории равновесного интервала Филлипса [23]. Чтобы пояснить этот подход, на графике с частотными спектрами сплошными линиями показаны спектры Тоба

$$S(\omega) = \alpha g u_* \omega^{-4},$$

где $\omega = 2\pi f$, u_* – динамическая скорость в воздухе, а коэффициент α для двух линий равен 0,06 и 0,11. Согласно Хансону и Филлипсу частотный спектр ветровой системы, связанной с локальным ветром, в области справа от ее спектрального пика должен лежать на полосе, образованной этими линиями. Именно такую картину мы видим на рис.11. Спектральный пик ветровой системы, определенный по частотному спектру с помощью этого критерия, ясно виден на частотно-угловом спектре уклонов, а направление волн области этого пика соответствует направлению локального ветра. Несмотря на то, что спектр, на первый взгляд, выглядит однопиковым, а направления ветровой системы и зыби близки, разделение оказывается возможным на основе подхода Хансона и Филлипса.

Имея достаточно длительные записи волнения, можно подтвердить правильность такого разделения, рассматривая предысторию данного волнового спектра. Зачастую в таких ситуациях зыбь сначала выделяется явно по сравнению ее пика с частотой пика спектра Пирсона-Московица. Затем с повышением скорости ветра частота пика зыби практически не изменяется, в то время как пик развивающейся ветровой системы, наблюдаемый на частотно-угловом спектре и определенный на основе подхода Хансона и Филлипса из частотного спектра, эволюционирует в сторону понижения частоты.

Отметим, что для применения описанного подхода уровень спектра Тоба достаточно знать лишь приближенно. Поэтому в нашем анализе величина динамической скорости оценивалась по аэродинамической балк-

формуле $u_* = \sqrt{C_D} U$, где коэффициент сопротивления был принят равным $C_D = 1,5 \cdot 10^{-3}$.

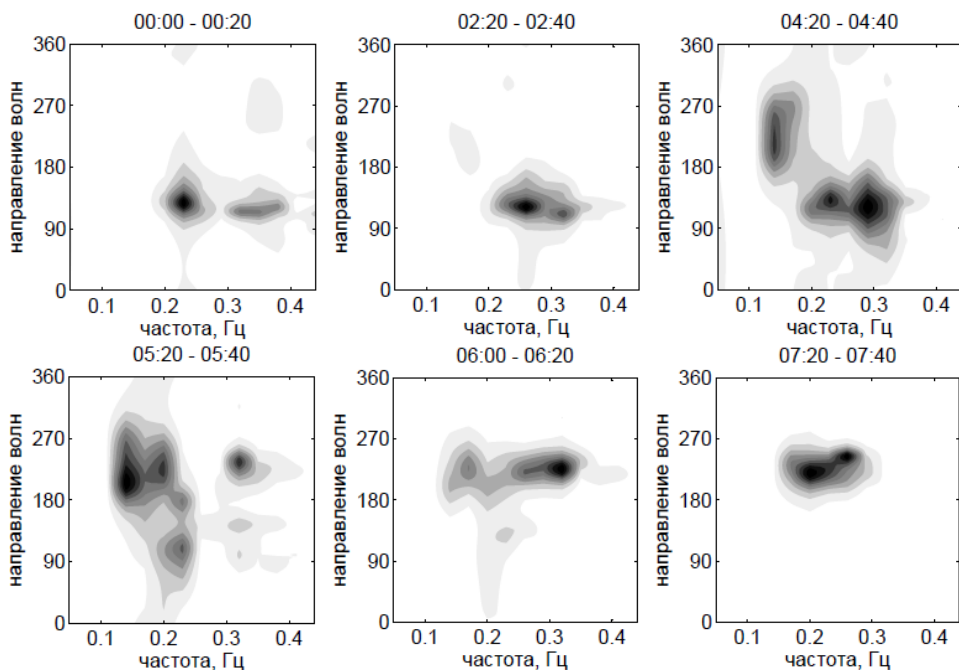
Подробный анализ ветро-волновой обстановки на основе описанного подхода, выполненный за сутки 14 октября, показал следующее. В промежуток времени 00:00 – 02:00 наблюдалась слабая зыбь ($f_p = 0,22 - 0,25$ Гц, $H_s < 0,5$ м), приходящая с востока (рис.12). Умеренный восточный ветер ($U = 7 - 9$ м/с) сопровождался ветровой системой волн $f_p = 0,33 - 0,35$ Гц. В 02:20 на спектрах волн появляется слабая зыбь, приходящая с юго-запада. Частота пика этой системы зыби 0,14 Гц, ее появление не изменило высоту волн H_s . В это же время начинается спадание скорости ветра, сопровождающееся ее поворотом. С 02:20 до 04:00 скорость ветра остается слабой ($U < 3$ м/с), направление ветра изменяется с восточного на северное, и далее на западное. Высота волн по-прежнему остается малой ($H_s < 0,5$ м), причем доминируют те же волновые системы – восточная зыбь и сохранившиеся ветровые волны, приходящие с востока. При этом существует слабая новая юго-западная система зыби с сохраняющейся частотой пика.

Около 04:00 скорость ветра возрастает до 7 – 9 м/с, его направление устанавливается на азимутах $230^\circ - 250^\circ$. В период 04:00 – 05:00 происходит усиление юго-западной зыби и ослабление восточной зыби. Около 05:00 спектральные уровни этих систем уже совпадают. В этот период появляется ветровая система волн, приходящих с юго-востока, с частотой пика 0,33 Гц.

К 06:00 продолжается рост скорости ветра и происходит возрастание высоты волн вследствие повышения спектральных уровней, как юго-западной зыби, так и ветровой системы. На частотно-угловых спектрах восточные волновые системы становятся неразличимыми. Далее продолжается рост скорости ветра и развитие ветровой системы – растет уровень ее спектра и уменьшается частота пика. Спектральный уровень пика зыби при этом также повышается, а его частота увеличивается – происходит сближение пиков зыби и ветровых волн. К 08:00 оценки спектров уже не позволяют разделить волнение на зыбь и ветровую системы. Обе системы слились, а спектр принял характерный вид спектра развивающегося волнения с пиком на частоте 0,2 Гц. Такая ситуация сохранялась до 09:00.

Отметим, что именно в период 05:00 – 08:00, когда происходило развитие ветровой системы на фоне уже имеющейся зыби того же направления, наблюдалась интенсификация появлений волн аномальных высот.

После 09:00 на спектрах становится различимым новый пик ветровой системы на частотах 0,5 – 0,6 Гц. Новая ветровая система выделяется по методике Хансона и Филлипса – ее спектральный уровень попадает в полосу «спектров Тоба», в то время как спектральный уровень «старой» волновой системы оказывается ниже. Эта ситуация была показана выше на рис.11 – волнение состоит из энергонесущей длинноволновой («старой») системы и развивающегося ветрового волнения. Хотя энергонесущую систему в данном случае нельзя отнести к зыби формально, наблюдается та же физическая ситуация, что и период 05:00 – 08:00, когда происходило развитие ветровой системы на фоне уже имеющейся зыби того же направления. И снова наблюдается интенсификация появлений волн аномальных высот.



Р и с . 1 2 . Эволюция частотно-угловых спектров волн 14 октября 2009 г.

Начиная с 10:00 происходит постепенное понижение частоты спектрального пика зыби и падение его спектрального уровня, что, по-видимому, и приводит к исчезновению волн аномальной высоты к 14:00 (эволюция частотного спектра за этот период показана на рис.5).

Таким образом, 14 октября 2009 г. происходило усиление волн зыби под действием ветра того же направления, что привело к появлению узкого спектра крутых волн, последующему развитию нелинейной модуляционной неустойчивости и возникновению аномальных волн. Отметим, что возможным механизмом усиления зыби в таких условиях может являться интенсивный нелинейный перенос энергии от ветровых волн к системе зыби, недавно обнаруженный путем численных расчетов [24]. Необходимо также отметить, что о повышенной опасности ситуаций, когда ветер усиливается на фоне существующей зыби того же направления, хорошо известно жителям пгт.Кацивели, выходящим в море на маломерных судах. Оперативное отслеживание таких ветро-волновых ситуаций могло бы служить основой прогноза условий возникновения волн-убийц.

Заключение и выводы. Данные совместного российско-украинского эксперимента по исследованию экстремальных поверхностных волн, проведенного с океанографической платформы в пгт.Кацивели в октябре 2009 г., были проанализированы с целью детального исследования формирования волн аномальной высоты в натурных условиях, а также выявления ветро-волновых условий, благоприятных для возникновения волн-убийц. В результате работы предлагается и обосновывается следующая концепция:

– при усилении волн зыби под действием ветра реализуются условия, необходимые для развития модуляционной неустойчивости – достаточная крутизна волн с узким спектром;

– в процессе развития модуляционной неустойчивости происходит дискретный по частоте сдвиг максимума спектра в низкочастотную область, что приводит к сложной групповой структуре волн, сочетающей несколько групповых структур с близкими частотами и направлениями распространения;

– вследствие различия длин волн и групповых скоростей происходит наложение групп, относящихся к различным групповым структурам, и гребней максимальных волн в этих группах, приводящее к концентрации волновой энергии в локальной пространственно-временной области, что и означает образование волн аномальной высоты – волн-убийц.

Полученные результаты могут служить основой для прогноза аномальных волн в Черном море.

Авторы благодарны В.В.Малиновскому, А.С.Миронову, А.Е.Кориненко, М.В.Косник и Ю.Ю.Юровскому (МГИ НАН Украины) за помощь при проведении экспедиционных работ и обработке данных, а также В.Г.Полникову (ИФА РАН) за живое участие в обсуждении результатов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 09-05-90430-Укр_ф_а и 08-05-00648) и Государственного фонда фундаментальных исследований Украины в рамках совместного российско-украинского гранта Ф28/435, а также при поддержке Российской Федеральной целевой программы "Мировой океан", контракт № 01.420.1.2.0006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Longuet-Higgins M.S.* On the statistical distribution of the heights of sea waves // *J. Mar. Res.*– 1952.– XI, № 3.– P.245-266.
2. *Куркин А.А., Пелиновский Е.Н.* Волны-убийцы: факты, теория и моделирование. – Н. Новгород: Нижегородский гос. техн. университет, 2004.– 158 с.
3. *Доценко С.Ф., Иванов В.А.* Волны-убийцы / Серия: Современные проблемы океанологии.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006.– вып.1.– 44 с.
4. *Дивинский Б.В., Косьян Р.Д., Подымов И.С., Пушкарев О.В.* Экстремальное волнение в северо-восточной части Черного моря в феврале 2003 г. // *Океанология.*– 2003.– 43, № 6.– С.1-3.
5. *Дивинский Б.В., Левин Б.В., Лопатухин Л.И., Пелиновский Е.Н., Слюняев А.В.* Аномально высокая волна в Черном море: наблюдения и моделирование // *Докл. РАН.*– 2004.– 395, № 5.– С.690-695.
6. *Кузнецов С.Ю., Сапрыкина Я.В., Косьян Р.Д., Пушкарев О.В.* Механизм образования экстремальных штормовых волн на Черном море // *Докл. РАН.*– 2006.– 408, № 1.– С.108-112.
7. *Справочные данные по режиму ветра и волнения Балтийского, Северного, Черного, Азовского и Средиземного морей / Под ред. Л.И.Лопатухина, А.В.Бухановского, С.В.Иванова, Е.С.Чернышевой.*– С.-Пб.: Российский морской регистр судоходства, 2006.– 452 с.

8. Доценко С.Ф., Иванов В.А., Побережный Ю.А. Волны-убийцы в северо-западной части Черного моря // Доп. НАН України.– 2009.– № 9.– С.113-117.
9. Guedes S.C., Cherneva Z., Antao E.M. Abnormal waves during Hurricane Camille // J. Geophys. Res.– 2004.– 109, C08.– P.1-7.
10. Pelinovsky E., Talipova T., Khariff C. Nonlinear-dispersive mechanism of freak wave formation in shallow water// Physica D.– 2000.– 147.– P.83-94.
11. Janssen P.A.E.M. Nonlinear four-wave interactions and freak waves // J. Phys. Oceanogr.– 2003.– 33.– P.863-884.
12. Dyachenko A.I., Zakharov V.E. Modulation instability of stokes wave --> freak wave // Письма в ЖЭТФ.– 2005.– 81, № 6.– С.318-322.
13. Dysthe K.B., Trulsen K. Note on breather type solutions of NLS as a model for freak waves // Physica Scripta.– 1999.– 82.– P.48-52.
14. Osborne A.R., Onorato M., Serio M. The nonlinear dynamics of rogue waves and holes in deep-water gravity wave trains // Phys. Lett.– 2000.– A275.– P.385-393.
15. Chalikov D. Freak waves: their occurrence and probability // Phys. of Fluids.– 2009.– 21, 076602.– doi:10.1063/1.3175713.– 18 p.
16. Kuznetsov S., Saprykina Y. Fine structure and peculiarities of wave spectra with Benjamin-Feir instability / Proc. of the Rogue Waves 2008 Workshop. Oct.13-15, 2008, Brest, France.– 2009.– P.99-108. http://www.ifremer.fr/web-com/stw2008/rw/Proceedings_Rogue_Waves_2008.pdf
17. Saprykina Y., Kuznetsov S. Nonlinear mechanisms of formation of wave irregularity on deep and shallow water / Proc. 31th Intern. Conf. on Coastal Eng. Eds by J.McKee, J.Smith.– World Scientific, 2009.– v.1.– P.357-369.
18. Onorato M., et al Statistical properties of directional ocean waves: the role of modulation instability in the formation of extrem events // Phys. Rev. Lett.– 2009.– 102, 114502.– P.4.
19. Onorato M., Osborne A.R., Serio M. Modulation instability and non-Gaussian statistics in experimental random water wave tank // Phys. of Fluids.– 2005.– 17, 078101.
20. Johnson D. DIWASP, a directional wave spectra toolbox for MATLAB®: User Manual / Research Report WP-1601-DJ.– Perth, Australia: Centre for Water Research, University of Western Australia, 1999.– 16 p.
21. Donelan M.A., Hamilton J., Hui W.H. Directional spectra of wind-generated waves // Phil. Trans. Royal Soc. Lond.– 1985.– A315.– P.509-562.
22. Hanson J.I., Phillips O.M. Wind sea growth and dissipation in the open ocean // J. Phys. Oceanogr.– 1999.– 29.– P.1633-1647.
23. Phillips O.M. Spectral and statistical properties of the equilibrium range in wind-generated gravity waves // J. Fluid Mech.– 1985.– 156.– P.505-531.
24. Badulin S.I., Korotkevich A.O., Resio D., Zakharov V.E. Wave-wave interactions in wind-driven mixed seas / Proc. of the Rogue Waves 2008 Workshop. Oct.13-15, 2008, Brest, France.– 2009.– P.77-86. http://www.ifremer.fr/web-com/stw2008/rw/Proceedings_Rogue_Waves_2008.pdf

Материал поступил в редакцию 15.10.2010 г.

**ДВУМЕРНЫЕ ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ СПЕКТРЫ
КОРОТКИХ ВЕТРОВЫХ ВОЛН В НАТУРНЫХ УСЛОВИЯХ**

Представлены оценки пространственных спектров коротких ветровых волн диапазона 6 мм – 30 см. Оценки выполнены путем обработки массивов стереофотографий морской поверхности, полученных на океанографической платформе МГИ НАН Украины в ходе экспедиций 2009 – 2010 гг. Применен новый подход к обработке – спектры волн, оцененные из стереопар фотографий, использованы для калибровки спектров, полученных Фурье-преобразованием поля яркости тех же изображений. Продемонстрировано соответствие полученных данных ранее предложенным физическим моделям и ряду экспериментальных результатов. Обсуждены форма спектров кривизны и зависимость спектрального уровня от скорости ветра.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *спектры коротких ветровых волн, гравитационно-капиллярный интервал, стереофотографии морской поверхности, обработка изображений.*

Натурные измерения мелкомасштабной структуры морской поверхности необходимы для решения множества научных и прикладных задач. Морская поверхность имеет довольно сложную геометрию и динамику из-за присутствия на ней капиллярной и короткой гравитационной ряби, обрушений и микрообрушений волн, других когерентных структур [1 – 3]. Мониторинг океана из космоса с помощью микроволновых и оптических средств осуществляется благодаря рассеянию и излучению электромагнитных волн морской поверхностью. Сигнал радиолокатора зависит, главным образом, от спектрального уровня брэгговской ряби, в то время как наблюдаемая яркость океана существенно зависит от дисперсии уклонов морской поверхности [4]. Обе эти характеристики определяются ветровыми волнами с длинами от миллиметра до десятка сантиметров. Кроме того, волны этого диапазона, формируя шероховатость водной поверхности, влияют на процессы обмена между океаном и атмосферой и управляют потоками импульса и вещества через морскую поверхность [5]. Этот факт, в частности, подчеркивает важность изучения коротких ветровых волн в контексте проблемы изменения климата, поскольку 30 – 40 % производимого углекислого газа поглощается океаном [5].

Существуют разнообразные методы измерения волн на морской поверхности. Измерения *in situ* проводились как в лабораторных лотках, так и в натурных условиях с использованием волнографов [6], сканирующих лазерных уклономеров [6 – 7], фотосъемки и других оптических средств [8 – 9]. Недостаток лабораторных измерений состоит в трудности воспроизведения условий, достаточно близких к натурным. В частности, в лотке невозможно создать воздушный погранслой такой же, как над поверхностью океана. Существенным недостатком натурных исследований с применением струнных волнографов являются искажения высокочастот-

ных волн из-за влияния эффекта Доплера [10 – 11]. В связи с этим эмпирическая информация о мелкомасштабной структуре морской поверхности остаётся скудной, не смотря на свою чрезвычайную значимость в различных геофизических приложениях [12].

Фотографирование морской поверхности является одним из наиболее удобных для натуральных условий методом исследования волн. Существует два основных подхода к получению двумерных спектров ветровых волн с помощью изображений поверхности моря:

1) оценка спектра возвышений поверхности, восстановленной по стереопаре изображений;

2) прямое Фурье-преобразование поля яркости фотографий морской поверхности.

Применение стереофотосъемки для восстановления пространственного поля возвышений морской поверхности восходит к началу XX в. и актуально до настоящего времени (см., например, [13 – 15]). Обширная библиография по этой теме, включая обсуждение пространственных спектров энергонесущих ветровых волн, полученных при помощи стереофотосъемки, приведена в работах [14, 16 – 18].

Центральная проблема описываемого метода состоит в нахождении точек на стереопаре фотографий, соответствующих изображению одного и того же объекта морской поверхности, сфотографированного с различных ракурсов. После определения этих точек можно восстановить топографию поверхности, используя разработанную процедуру [16, 18 – 19]. В лабораторных условиях не сложно выделить объекты, создающие текстуру изображения поверхности. Например, в экспериментах [19] в воду добавлялся краситель белого цвета. В натуральных условиях единственными объектами, обеспечивающими яркостный контраст, являются сами волны. Отметим, что барашки, возникающие при обрушениях волн, не могут обеспечить необходимого количества соответствующих точек, т.к. являются достаточно редким явлением даже во время шторма [20]. Таким образом, маркерами для волн исследуемого масштаба в основном служат лишь волны меньших масштабов. Более того, необходимо, чтобы на длине исследуемой волны имелось достаточное количество таких объектов. Этот факт принципиально ограничивает пространственное разрешение стерео метода. Самые короткие волны не могут быть восстановлены при натуральных измерениях, т.к. для них не существует объектов, служащих маркерами.

В отличие от стереофотосъемки, пространственное разрешение метода прямого Фурье-преобразования ограничено лишь разрешением камеры и позволяет различить самые малые объекты на морской поверхности. Оценки двумерного спектра с применением преобразования Фурье участка поля яркости отдельных снимков широко применялись в ранних исследованиях шероховатости морской поверхности [21 – 23]. Однако этот метод даёт лишь относительные измерения. Для нормировки спектра и получения абсолютно-калиброванных оценок необходимы дополнительные синхронные измерения возвышений или уклонов морской поверхности. Этот недостаток, наряду с требованием однородной освещенности поверхности при фотографировании [21], существенно ограничивает применение

метода в натурных условиях. Отметим, что вариант обсуждаемого подхода был предложен в [24], где съемка морской поверхности проводилась с самолета, а геометрия солнечного блика, описанная Коксом и Манком [25], использовалась для калибровки. Однако эту методику можно применять только для оценок длинных волн.

В данной работе представлен подход, объединяющий преимущества обоих методов. К стереопаре фотографий морской поверхности можно параллельно применить два метода восстановления спектра и использовать стерео данные для абсолютной калибровки яркостного спектра, полученного с использованием максимально высокого разрешения фотографий. Такой подход позволяет существенно расширить диапазон масштабов волн, восстанавливаемых при обработке стереопар изображений, в сторону наиболее коротких волн. В статью включены описание этой методики и ее экспериментальное обоснование.

Ниже рассмотрены оценки спектров волн гравитационно-капиллярного интервала, выполненные по новой методике, обсуждена форма полученных спектров и ее соответствие известным представлениям. Особое внимание уделено зависимости спектрального уровня от скорости ветра, исключительно важной для приложений, в особенности для радиолокации морской поверхности.

Методика. *Условия эксперимента.* Экспериментальные данные были получены в октябре – ноябре 2009 г. и в сентябре 2010 г. на стационарной океанографической платформе МГИ НАН Украины (пгт.Кацивели). Платформа находится на расстоянии 0,5 км от берега, где глубина моря составляет около 30 м. Стереосистема, состоящая из двух синхронизированных фотоаппаратов *SONY DSC-R1* с фокусным расстоянием объектива 72 мм и апертурой $17^\circ \times 11^\circ$, жестко устанавливалась на высоте 4,5 м над уровнем моря. Расстояние между камерами составляло 1,5 м, угол наклона оптических осей камер к горизонту – около 30° , что обеспечивало максимальную площадь пересечения изображений на снимках. Пространственное разрешение морской поверхности при таких условиях достигало 1 мм/пикс при площади обзора примерно 3×4 м.

Для определения точного положения в пространстве и внутренних параметров фотоаппаратов проводилась отдельная процедура калибровки с помощью специального щита в виде шахматного поля. Для обработки таких изображений использовалась стандартная процедура [26]. Импульс к срабатыванию затворов объективов камер подавался вручную каждые 5 – 10 с с помощью специального устройства *LANC Sheperd*, подключаемого к камерами через порт *LANC* и обеспечивающего точность синхронизации снимков, лучше 0,1 мс. Длительность экспозиции составляла 1 – 2 мс, что позволяло регистрировать капиллярные волны с длинами до нескольких миллиметров, движущиеся со скоростью до 1 м/с (эта величина скорости соответствует орбитальным скоростям энергонесущих волн в условиях относительно сильного для Черного моря шторма).

Одновременно со стереофотографированием морской поверхности выполнялись записи волнограмм с помощью резистивных струнных волнографов, а также регистрировались метеопараметры. Описание использованной для этих целей аппаратуры приведено в [27]. Отметим, что волнографические

Т а б л и ц а 1. Условия эксперимента.

номер	дата	время	U , м/с	количество обработанных снимков
1	06.10.2009	16:10 – 16:35	5	47
2	06.10.2009	10:15 – 10:40	10	72
3	19.10.2009	16:00 – 16:20	15	67
4	26.10.2009	13:10 – 13:20	13	27
5	28.10.2009	14:50 – 15:10	7	76
6	04.09.2010	13:25 – 13:45	10	58
7	06.09.2010	13:50 – 14:05	5	72
8	10.09.2010	10:45 – 11:05	13	76
9	11.09.2010	11:05 – 11:25	15	51
10	12.09.2010	14:55 – 15:15	4	29
11	20.09.2010	09:45 – 10:05	10	80
12	24.09.2010	10:25 – 10:45	10	82
13	24.09.2010	14:00 – 14:20	12	82
14	25.09.2010	11:30 – 11:55	9	88

измерения возвышений морской поверхности выполнялось с точностью 2 мм [27], и таким образом, позволяло разрешать волны промежуточного диапазона.

В данной статье представлены результаты обработки данных, полученных в наборе серий фотографирования, охватывающем широкий диапазон скоростей ветра. Условия соответствующих съемок представлены в табл.1.

Для восстановления топографии морской поверхности был использован стандартный подход, основанный на формализме эпполярной геометрии и модели камеры-обскуры с поправками на дисторсию и смещение оптической оси. В [18] детально описывается процедура обработки изображений и приведен ряд примеров, демонстрирующих качество работы методики в натурных условиях. Ниже описано развитие методики, разработанной в [18], основанное на использовании прямого Фурье-преобразования поля яркости фотографий.

Восстановление спектров морской поверхности с помощью Фурье-анализа поля яркости изображений. Сложная пространственная изменчивость освещенности морской поверхности является результатом одновременного воздействия нескольких факторов: неоднородности распределения яркости неба, восходящего светового потока и модуляциями яркости поверхностными волнами, связанными с френелевским отражением, многократными отражениями и затенением [23, 25]. Как показано Коксом и Манком (рис.4 – 6 в [25]), в диапазоне углов падения от 45° до 70° , основным механизмом, формирующим яркость морской поверхности, является однократное отражение падающего излучения. В этом случае малый участок морской поверхности, возмущенный волнами, может рассматриваться как плоскость

с локальными уклонами $\zeta_x = \partial\zeta/\partial x$ и $\zeta_y = \partial\zeta/\partial y$, где ζ – возвышение морской поверхности. В предположении малости уклонов волн, яркость в фиксированной точке фотографии можно записать в виде:

$$I = C_0 + C_x \zeta_x + C_y \zeta_y + C_{xx} \zeta_x^2 + C_{xy} \zeta_x \zeta_y + C_{yy} \zeta_y^2 + \dots, \quad (1)$$

где коэффициенты зависят от координаты точки из-за неоднородности освещенности и угловой зависимости коэффициентов Френеля. Рассматривая достаточно малый участок морской поверхности, мы пренебрежем этой зависимостью.

Таким образом, для первого порядка малости уклонов, получаем соотношение между Фурье преобразованиями яркостей и возвышений поверхности:

$$I_k = i(k_x C_x + k_y C_y) \zeta_k, \quad (2)$$

где $\mathbf{k} = (k_x, k_y)$ – волновой вектор, i – мнимая единица. Отсюда спектр возвышений $S(\mathbf{k}) = \langle \zeta_k \zeta_{-\mathbf{k}} \rangle$ можно оценить как

$$S = J / (k_x C_x + k_y C_y)^2, \quad (3)$$

где $J(\mathbf{k}) = \langle I_k I_{-\mathbf{k}} \rangle$ – спектр яркости, а осреднение выполняется по серии фотографий и/или различным участкам каждой фотографии.

На основе этой идеи расчет пространственных спектров морской поверхности проводился в ряде исследований ([21 – 24] и др.). Мональдо и Казевич [23] разработали модель, в которой определяются коэффициенты в (1), и оценили ошибки методики. Тем не менее, константы C_x и C_y , как правило, неизвестны, и следовательно, описанный подход сложно использовать в натуральных условиях.

Как следует из (2), (3), метод не работает в окрестности прямой $k_x C_x + k_y C_y = 0$ на $\mathbf{k}$ -плоскости. Здесь должны быть учтены квадратичные члены в уравнении (1), которыми пренебрегается в уравнениях (2), (3). Важно, что в этой области контраст яркости на волновом числе $\mathbf{k}$ не соответствует компоненте уклона для того же волнового числа.

В полярных координатах $\mathbf{k} = (k \cos \varphi, k \sin \varphi)$ уравнение (3) примет вид:

$$S_2(\mathbf{k}) = J(\mathbf{k}) / C \cos^2(\varphi - \varphi_0), \quad (4)$$

где $S_2 = k^2 S$ – спектр уклонов морской поверхности, $C = C_x^2 + C_y^2$, $\tan \varphi_0 = C_y / C_x$. Таким образом, если мы найдем значения C и φ_0 для длинных волн из некоторой калибровочной процедуры, то затем эти коэффициенты могут быть использованы и для оценки спектров в коротковолновой области, т.к. они не зависят от волнового числа k .

Алгоритм вычисления этих констант основывается на использовании стереоскопических данных. Спектры гравитационно-капиллярных волн восстанавливаются согласно уравнению (4). Так как методика применима только для спектральных компонент с направлениями, лежащими внутри интервала $|\varphi - \varphi_0| < \Delta$, то значения φ_0 и Δ также определяются в ходе обработки изображений.

МПФ-коррекция спектров яркости. Размытие изображения, связанное с неидеальностью оптической системы и интерполяцией при проектирова-

нии фотографии на плоскость моря, вызывает снижение контраста, а, следовательно, и уровня спектра яркости на малых масштабах. Учет этого эффекта принципиально важен в нашем исследовании. Для этого обычно используется оптическая передаточная функция (ОПФ) (см., например, [28]). По определению, ОПФ – это Фурье-образ импульсной функции $D(x, y)$, где $D(x, y, x_0, y_0)$ – распределение яркости изображения источника, находящегося в точке $\delta(x - x_0, y - y_0) = \delta(x - x_0)\delta(y - y_0)$, (x, y) – ортогональные координаты на плоскости объекта. Тогда поле яркости $A(x, y)$ на фрагменте изображения можно представить как свертку D с действительным полем яркости:

$$A(x, y) = \int D(x, y, x_0, y_0) I(x_0, y_0) dx_0 dy_0. \quad (5)$$

Для линейных, инвариантных относительно сдвига систем, $D(x, y, x_0, y_0) = D(x - x_0, y - y_0)$, т.е. Фурье-образы связаны простым соотношением [28]:

$$A_k = ОПФ(\mathbf{k}) I_k. \quad (6)$$

В нашем случае $A = P[L]$, где P – проективное преобразование для перспективной съемки, которое не является линейным относительно координат (x, y) . Однако мы можем применять уравнение (6) на малых фрагментах изображения, используя локальную ОПФ. В соответствии с этой идеей, оценки спектров яркости были выполнены следующим образом.

1. В лабораторных условиях была определена импульсная функция D_0 для ортогональной проекции. Для этого использовался экран, разделенный прямолинейной границей на однородные черную и белую половины. Фотографирование экрана производилось с расстояний, соответствующих диапазону рабочих условий. Одномерная импульсная функция d вычислялась дифференцированием ступенчатого участка яркости на фотографии. Было обнаружено, что импульсная функция одинакова в горизонтальном и вертикальном направлениях. Далее для двумерной импульсной функции использовалось представление в виде $D_0 = d(x)d(y)$.

2. После выделения участка для Фурье-преобразования D_0 проектировалась на плоскость морской поверхности для получения локальной импульсной функции $D = P^{-1}[D_0]$, где P – проективное преобразование, известное для данного фрагмента после стерео обработки. Затем к D применялось преобразование Фурье, чтобы получить локальную ОПФ. Форма $МПФ = |ОПФ|$ (называемой модуляционной передаточной функцией [28]) для центрального участка фотографии изображена в полярных координатах на рис.1. Анизотропия МПФ связана с «вытягиванием» пикселей в направлении вдоль оптической оси системы при проектировании фотографии на морскую поверхность. Как видно из рис.1, б, эффект занижения уровня спектра необходимо учитывать на волновых числах, больших 500 рад/м.

3. На выделенный фрагмент фотографии, спроектированный на горизонтальную поверхность, накладывалась равномерная сетка. Фиксированной сетке на морской поверхности соответствует фиксированная сетка на плоскости волновых чисел, что облегчает последующее осреднение спектра. Значения яркости в узлах равномерной сетки определялись с помощью линейной интерполяции. После этого выполнялось преобразование Фурье с использованием двумерного окна Хана (см., например, [29]). Затем значения

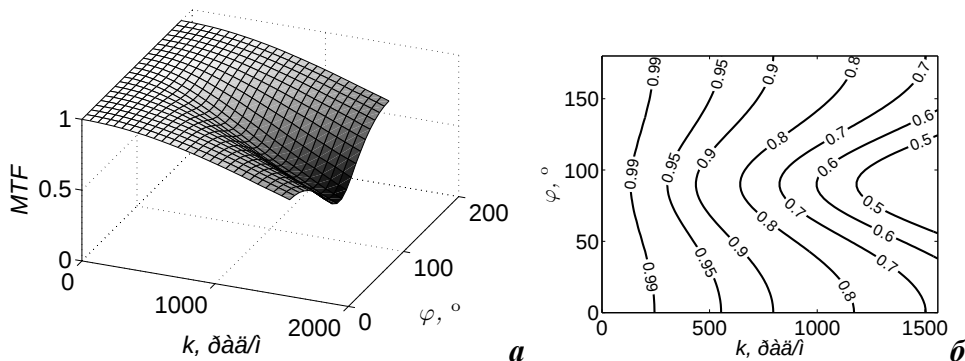


Рис. 1. Двумерная модуляционная передаточная функция. Изображение в пространстве (а) и изолинии (б).

Фурье-образы корректировались согласно (6) с применением локальной МПФ.

Далее значения $I_k I_{-k}$ усреднялись по всем фрагментам всех фотографий данной серии для получения спектра яркости $J(\mathbf{k})$. При этом из рассмотрения исключались изображения, содержащие большое количество пены от обрушений. Общее число обработанных фотографий в каждой серии приведено в табл. 1.

Восстановление спектров уклонов по спектрам яркости. Возможность применения уравнения (4) определяется пригодностью линейного подхода и пренебрежением малой пространственно-временной изменчивостью коэффициента C в уравнении (2). Выполнимость уравнения (4) можно проверить непосредственно, имея оценки спектров яркости и возвышений для одних и тех же участков морской поверхности. Мера соответствия дается функцией когерентности γ и фазовым спектром ψ [28 – 29]:

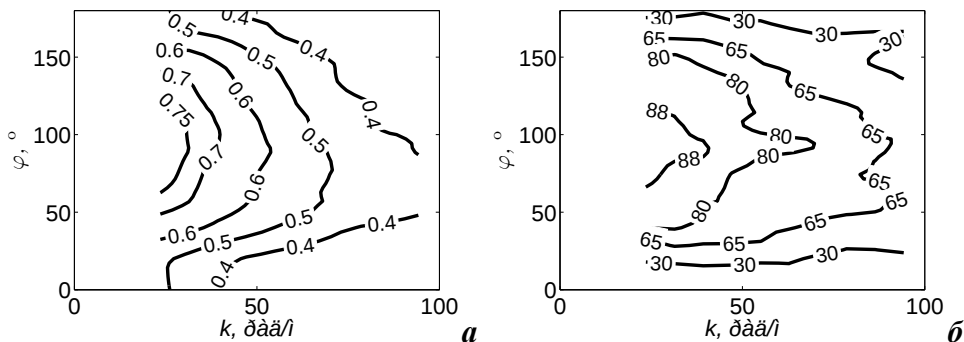
$$\gamma = | \langle I_k I_{-k} \rangle | / \sqrt{J(\mathbf{k}) S(\mathbf{k})}, \quad \psi = \text{angle}(\langle I_k \zeta_{-k} \rangle).$$

Согласно (2), фазовый сдвиг должен быть близок к $\pi/2$ в $\mathbf{k}$ -области, где функция когерентности близка к единице. В качестве примера эти функции показаны на рис. 2 для серии 4. Видно, что линейная зависимость между компонентами яркости и возвышений морской поверхности действительно имеет место на центральных участках графиков. Для меньших k , очевидно, трудно получить надежную оценку спектра, т.к. их пространственный масштаб соответствует размерам рассматриваемых участков морской поверхности. Для больших k перестает работать стерео метод. Об ограничении диапазона рабочих углов говорилось выше (см. (4)). Заметим, что МПФ-коррекция спектра яркости не влияет на функцию когерентности γ .

Выберем $\mathbf{k}$ -область

$$k_1 < k < k_2, \quad \varphi_1 < \varphi < \varphi_2, \quad (7)$$

полностью лежащую внутри контура $\gamma = 0.5$. Для всех серий границы на оси волновых чисел k_1 , k_2 и углов φ_1 , φ_2 выбирались в зависимости от распределения функции γ . Для серии 4, например, $k_1 = 30$ рад/м, $k_2 = 50$ рад/м, $\varphi_1 = 25^\circ$, $\varphi_2 = 150^\circ$. Заметим, что во всех сериях направление наибольшей когерентности, $(\varphi_1 + \varphi_2)/2$, лежало в пределах $90^\circ \pm 20^\circ$ относительно направления базы стереосистемы.

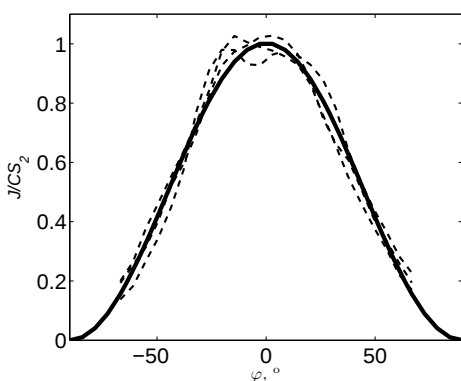


Р и с . 2 . Связь между полями возвышений и яркости: функция пространственной когерентности возвышений и яркости (а) и фазовый сдвиг между Фурье-образами возвышений и яркости (б).

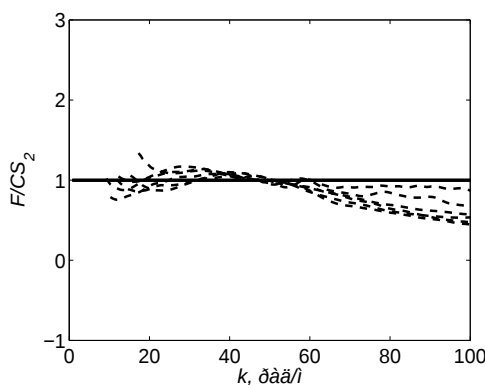
Далее определим $\varphi_0 = (\varphi_1 + \varphi_2)/2$, $\Delta = |\varphi_1 - \varphi_2|/2$, и будем рассматривать коротковолновую часть спектра только в области $|\varphi_1 - \varphi_2| < \Delta$.

Из спектральной плотности яркости вычислим функцию $F(\mathbf{k}) = J(\mathbf{k})/\cos^2(\varphi - \varphi_0)$. Затем коэффициент C можно найти методом наименьших квадратов согласно (4) с использованием значений F и S_2 внутри прямоугольника (7). На рис.3 показаны примеры отношений J/S_2 , нормированных на C и осредненных по интервалу $k_1 < k < k_2$. Здесь же нанесен график функции $\cos^2(\varphi - \varphi_0)$. Соответствие с уравнением (4) очевидно. На рис.4 изображены отношения F/S_2 , нормированные на C и осредненные по интервалу $\varphi_1 < \varphi < \varphi_2$ для нескольких серий. Отношения действительно близки к единице и не зависят от k в области когерентности от 30 до 50 рад/м. Таким образом, экспериментально подтверждена правомерность использования линейного подхода.

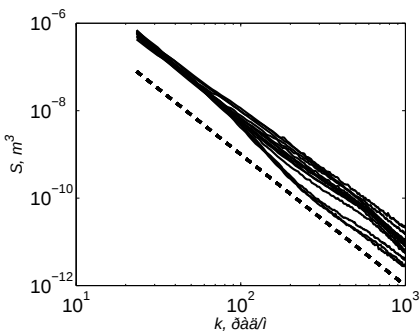
Теперь абсолютно-калиброванный спектр уклонов можно определить для всех волновых чисел в диапазоне углов $\varphi_1 < \varphi < \varphi_2$ как F/C .



Р и с . 3 . Валидация линейного подхода. Примеры отношения спектра яркости к спектру уклонов, проинтегрированного по волновым числам и нормированного на C (---) и функция $\cos^2(\varphi - \varphi_0)$ (—).



Р и с . 4 . Отношения спектра яркости к спектру уклонов, деленные на $C \cos^2(\varphi - \varphi_0)$ и осредненные по направлению. Отношение близко к единице (—) в области когерентности $k_1 < k < k_2$.

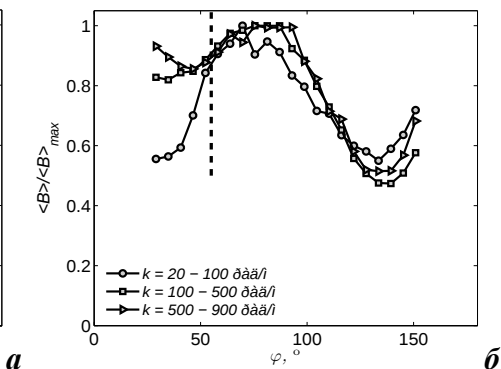
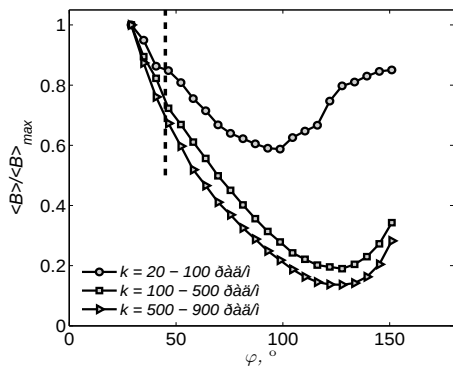


Р и с . 5 . Спектры возвышений для всех серий и кривая k^{-3} .

волновых числах, особенно в области $k < 50$ рад/м, где спектры сходятся. На больших волновых числах ясно видно, что спектр растет с увеличением скорости ветра. Этот эффект хорошо известен в области радиолокации морской поверхности. На нем основана методика определения скорости приводного ветра из космоса с помощью скаттерометра.

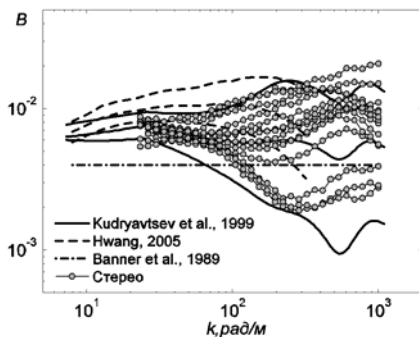
На рис.6 показаны примеры угловых зависимостей спектра в областях, где существует когерентность, $|\varphi - \varphi_0| < \Delta$. Заметим, что при фотографировании морской поверхности направление распространения волн разрешается с неопределенностью в 180° , так что полученные спектры связаны с реальными как $S(\varphi) = (S_{\text{реал}}(\varphi) + S_{\text{реал}}(\varphi + \pi))/2$. Далее для более детального представления спектров будем использовать функцию насыщения Филлипса, $B(\mathbf{k}) = k^4 S$. Спектры кривизны B были проинтегрированы в областях $20 \text{ рад/м} < k < 100 \text{ рад/м}$, $100 \text{ рад/м} < k < 500 \text{ рад/м}$ и $500 \text{ рад/м} < k < 900 \text{ рад/м}$ и нормированы на своё максимальное значение. На графиках хорошо видна анизотропия угловых зависимостей. Максимумы спектра приблизительно соответствуют направлению ветра, обозначенному штриховой линией.

На рис.7 обобщена эмпирическая информация о спектрах кривизны, и представлены все полученные данные. Кудрявцев и др. [30] разработали физическую модель спектра, воспроизводящую результаты лабораторных измерений [2, 6, 8]. На рисунке спектр [30] показан для скоростей ветра 6; 10 и



Р и с . 6 . Форма углового распределения спектра кривизны в трех диапазонах волновых чисел. Серии 4 (а) и 1 (б). Функции нормированы на свое максимальное значение Штриховая линия примерно соответствует направлению ветра.

Результаты. Форма спектров. Все полученные спектры возвышений представлены на рис.5. Для вычисления одномерного спектра предварительно была проведена интерполяция пространственного спектра в области $|\varphi - \varphi_0| > \Delta$, где он не определен, а затем было выполнено интегрирование спектра по углу. На этом же графике нанесена кривая с уклоном k^{-3} , обнаруженным в ранних экспериментах Баннером и др. [15]. Качественное соответствие этой зависимости заметно на всех



Р и с . 7. Спектры кривизны для всех серий измерений. Сравнение с известными моделями (см. текст).

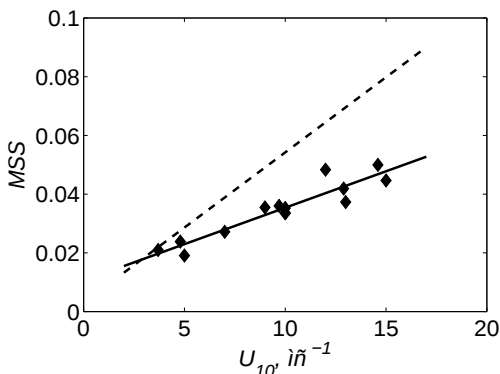
минимума фазовой скорости при малых скоростях ветра (серии 1, 7, 10), «заполняющаяся» с увеличением скорости ветра. Этот эффект был обнаружен ранее в лабораторных исследованиях [2] и обсуждался в литературе [30, 32 – 33]. Дулов и Косник [33] показали, что механизмом, формирующим «впадину» могут служить трехволновые взаимодействия волн гравитационно-капиллярного интервала спектра.

Из всех приведенных графиков можно заключить, что используемый подход к восстановлению спектров по фотографиям дает реалистичные результаты.

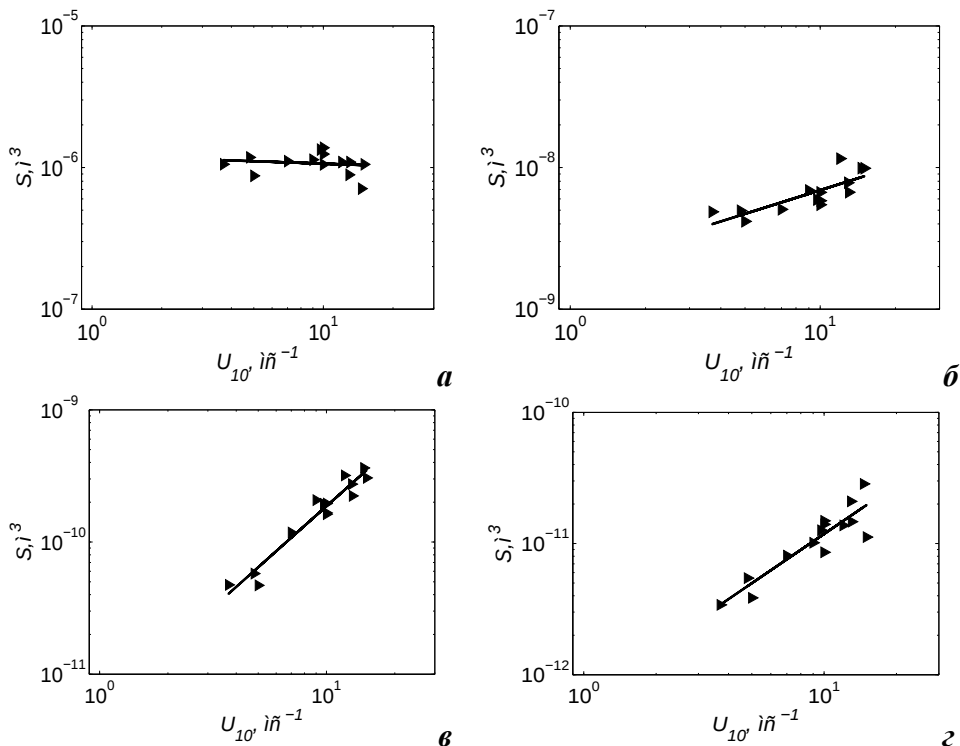
Ветровая зависимость. Среднеквадратичный уклон волн можно вычислить, проинтегрировав изотропный спектр уклонов $S_2 = k^2 S$ по всем волновым числам: $MSS = \int S_2(k) dk$. Значения MSS , рассчитанные в области $20 \text{ рад/м} < k < 1000 \text{ рад/м}$, в зависимости от скорости ветра приведены на рис.8. На рисунке штриховой линией также показан классический закон Кокса и Манка: $MSS = 5,12 \cdot 10^{-3} U + 3 \cdot 10^{-3}$, где U – скорость ветра в м/с [34]. Видно, что вклад коротковолновой части спектра в среднеквадратичный уклон всех волн на морской поверхности увеличивается с увеличением скорости ветра по закону, близкому к линейному. Однако при увеличении скорости ветра возрастает и вклад длинноволновой части спектра в общий среднеквадратичный уклон, причем его скорость роста оказывается большей: так если при скорости ветра 5 м/с относительный вклад коротких волн составляет 80 %, то при 10 м/с – 65 %, а при 15 м/с – уже 60 %. Этот факт объясняется продвижением спектрального пика при развитии волнения в область более длинных волн и увеличением вклада низкочастотной части спектра в интеграл $\int S_2(k) dk$.

Рассмотрим зависимость уровня спектра от скорости ветра, представляющую существенный инте-

17 м/с сплошными линиями. Также на графике приведены параметризация Хванга [31] для тех же скоростей ветра и постоянный уровень спектра, согласно Баннеру и др. [15]. Как следует из рисунка, наши спектры соответствуют ранее полученным результатам. В капиллярном и гравитационно-капиллярном диапазонах уровень спектра существенно растет с увеличением скорости ветра, а в гравитационной области спектры сходятся. Интересной особенностью полученных спектров является «впадина» в области



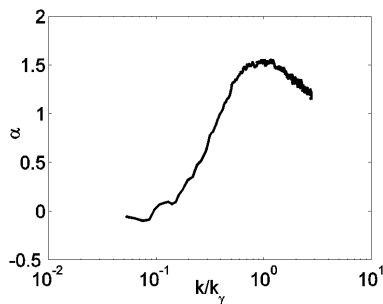
Р и с . 8. Среднеквадратичные уклоны коротких волн в зависимости от скорости ветра. Штриховая линия – зависимость Кокса и Манка [34] для всего спектрального диапазона, включая длинные волны.



Р и с . 9. Уровень одномерного спектра возвышений в зависимости от скорости ветра для различных волновых чисел $k = 20$ (а), 100 (б), 350 (в), 900 (г) рад/м.

рес в области микроволнового дистанционного зондирования океана. Уровни одномерных спектров возвышений для нескольких волновых чисел представлены в зависимости от скорости ветра на рис.9. Прямые линии – аппроксимация функциями Au^{α} . Как следует из рисунка, наибольшая чувствительность уровня спектра к скорости ветра проявляется в области минимума фазовой скорости ($k \sim 350$ рад/м) и длинноволновой части капиллярного интервала, где показатель α достигает значения $1,5$. В то же время в гравитационной области ($k = 20$ рад/м) уровень спектра не зависит от ветра: $\alpha \approx 0$.

Информация о ветровой зависимости спектрального уровня в исследуемом диапазоне длин волн обобщена на графике, изображенном на рис.10, где показатель α рассчитан для всех волновых чисел. Величины k на графике для удобства нормированы на волновое число минимума фазовой скорости, $k_{\gamma} = \sqrt{g/T}$, где g – ускорение свободного падения, $T = 7,5 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3/\text{с}^2$ – кинематический коэффициент поверхностного натяжения воды. Из рисунка видно, что α имеет



Р и с . 10. Показатель α в зависимости от безразмерного волнового числа k/k_{γ} .

максимум, который приходится на область минимума фазовой скорости и равняется 1,5. Отметим, что это значение, как и поведение функции $\alpha(k/k_\gamma)$ в интервале $k/k_\gamma < 1$ согласуется с результатами, полученными для этого интервала Хвангом (ср. с рис.1, e из [31]).

Выводы. В данной работе спектры коротких ветровых волн исследованы в натурных условиях с помощью новой методики обработки данных стереофотосъемки морской поверхности. Предложенный подход, основанный на объединении классической стереообработки фотографий и прямого Фурье-преобразования поля яркости изображений, позволил получить пространственные спектры ветровых волн в диапазоне длин от 30 см до 6 мм. Методика была применена к набору серий стереофотографий, полученных при скоростях ветра от 4 до 15 м/с. Сравнение результатов с имеющимися экспериментальными данными и физическими моделями показало хорошее соответствие.

Выполненная работа позволяет сделать следующие выводы:

1. Форма и уровень спектра гравитационно-капиллярных волн обладают высокой чувствительностью к скорости ветра: в области $k > 300$ рад/м уровень спектра возрастает на порядок величины при увеличении скорости ветра от 5 до 15 м/с. В этом интервале аппроксимация зависимости уровня спектра от скорости ветра функцией U^α дает показатель степени $\alpha = 1,0 - 1,5$ с максимумом в области минимума фазовой скорости. В то же время одномерные спектры практически не отличаются в интервале коротких гравитационных волн, где их уклоны удовлетворяют зависимости k^{-3} , а уровень одинаков при всех скоростях ветра.
2. При малых скоростях ветра в области минимума фазовой скорости наблюдается "впадина" на спектре кривизны, "заполняющаяся" с увеличением скорости ветра.
3. Полученные спектры анизотропны: максимум спектральной плотности соответствует направлению скорости ветра.

Авторы благодарны В.Н.Кудрявцеву за обсуждение работы и полезные замечания, В.Е.Смолову, Ю.Ю.Юровскому и В.В.Малиновскому за участие в экспедиционных работах.

Работа выполнена при финансовой поддержке Государственного фонда фундаментальных исследований Украины по контракту Ф28/435-2009 и проекта НИР по гранту НАН Украины договор № 12/09 от 01.07.2009 .

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Dias F., Khariv C.* Nonlinear gravity and capillary-gravity waves // Ann. Rev. Fluid Mech.– 1999.– 31.– P.301-346.
2. *Zhang X.* Capillary-gravity and capillary waves generated in a wind wave tank: observations and theories // J. Fluid Mech.– 1995.– 289.– P.51-82.
3. *Ebuchi N., Kawamura H., Toba Y.* Fine structure of laboratory wind-wave surfaces studied using an optical method // Boundary-Layer Meteor.– 1987.– 39.– P.133-151.
4. *Zaneveld J.R.V., Boss E., Hwang P.A.* The influence of coherent waves on the remotely sensed reflectance // Optics Express.– 2001.– 9, № 6.– P.260-266.

5. *Donelan M., Wanninkhov R.* Gas-transfer at water surfaces – concepts and issues / Gas-transfer at water surfaces. Eds. by M.Donelan *et al.* Geophysical Monograph 127.– Washington: American Geophysica Union, 2002.– P.1-10.
6. *Hara T., Bock E.J., Donelan M.* Frequency-wavenumber spectrum of wind-generated gravity-capillary waves // J. Geophys. Res.– 1997.– v.102.– P.1067-1072.
7. *Hwang P.A., Atakturk S., Sletten A., Trizna D.B.* A study of the wavenumber spectra of short water waves in the ocean // J. Geophys. Res.– 1996.– 26.– P.1266-1285.
8. *Jahne B., Riemer K.S.* Two-dimensional wave number spectra of small-scale water surface waves // J. Geophys. Res.– 1990.– 95.– P.11531-11546.
9. *Klinke J., Jahne B.* 2D wave number spectra of short waves – results from wind wave facilities and extrapolation to the ocean, in Optics of the Air-Sea interface: Theory and Measurements // Proc. SPIE. Int. Soc. Optical Eng.– 1992.– v.1749.– P.245-257.
10. *Kitaigorskii S.A., Krasitskii V.P., Zaslavskii M.M.* On Phillips' theory of equilibrium range in the spectra of wind-generated gravity waves // J. Phys. Oceanogr.– 1975.– 5.– P.410-420.
11. *Hwang P.A.* Doppler frequency shift in ocean wave measurements: frequency downshift of a fixed spectral wave number component by advection of wave orbital velocity // J. Geophys. Res.– 2006.– 111, C06033.– doi:10.1029/2005JC003072.– 4 p.
12. *Munk W.* An Inconvenient sea truth: spread, steepness, and skewness of surface slopes // Ann. Rev. Marine Science.– 2009.– 1. – P.377-415.
13. *Pierson W.* The directional spectrum of a wind generated sea as determined from data obtained by the Stereo Wave Observation Project // Coll. Engng, N.Y.U. Met. Pap.– 1962.– 2, № 6.
14. *Holthuijsen L.H.* Observations of the directional distribution of ocean-wave energy in fetch-limited conditions // J. Phys. Oceanogr.– 1983.– 13.– P.191-207.
15. *Banner M.L., Jones I.S.F., Trinder J.C.* Wavenumber spectra of short gravity waves // J. Fluid Mech.– 1989.– v.198.– P.321-344.
16. *Benetazzo A.* Measurements of short water waves using stereo matched image sequences // Coast. Eng.– 2006.– 53.– P.1013-1032.
17. *Weill A., Hauser D., Dupuis H.* Stereo-photography techniques / Measuring and analyzing the directional spectra of ocean waves. Eds by D.Hauser, K.Kahma *et al.*– COST Action 714.– COST, Luxembourg, 2005.– P.106-115.
18. *Косник М.В., Дулов В.А., Малиновский В.В., Смолов В.Е., Погребной А.Е.* Оценка двумерных пространственных спектров коротких ветровых волн с помощью стереофотосъемки // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009.–вып.19.– С.401-414.
19. *Tsubaki R., Fujita I.* Stereoscopic measurement of a fluctuating free surface with discontinuities // Meas. Sci. Technol.– 2005.– v.16.– P.1894-1902.
20. *Mironov A.S., Dulov V.A.* Detection of wave breaking using sea surface video records // Meas. Sci. Technol.– 2008.– v.19, 015405.1–015405.10.– doi:10.1088/0957-0233/19/1/015405.– 10 p.
21. *Stilwell Jr.D.* Directional energy spectra of the sea from photographs // J. Geophys. Res.– 1969.– 74.– P.1974-1983.

22. Sugimori Y. A study of application of the holographic method to the determination of the directional spectrum of ocean waves. // Deep-Sea Res.– 1975.– 22.– P.335-350.
23. Monaldo F.M., Kasevich R.S. Daylight imagery of ocean surface waves for wave spectra // J. Phys. Oceanogr.– 1981.– 11.– P.272-283.
24. Большаков А.Н., Бурдюгов В.М., Гродский С.А., Кудрявцев В.Н. Двумерные спектры возвышений морской поверхности по данным аэрофотографирования // Изв. РАН. ФАО.– 1990.– т.26.– С.652-658.
25. Cox C., Munk W. Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the Sun's glitter // J. Opt. Soc. Am.– 1954.– 44, № 11.– P.838-850.
26. Bouguet J.Y. Camera calibration toolbox for Matlab.– 2004. Personal web-site: http://www.vision.caltech.edu/bouguetj/calib_doc/
27. Малиновский В.В., Большаков А.Н., Смолов В.Е. и др. Методическое и техническое обеспечение калибровки РЛСБО ИСЗ “Сич-1м” для работ над морской поверхностью. Возможный подход // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004.– вып.11.– С.236-251.
28. Jahne B. Digital image processing. 5-th ed.– Springer-Verlag, 2002.– 585 p.
29. Бендат Дж., Пирсол А. Прикладной анализ случайных данных.– М.: Мир, 1989. – 540 с.
30. Kudryavtsev V.N., Makin V.K., Chapron B. Coupled sea surface-atmosphere model. 2. Spectrum of short wind waves // J. Geophys. Res.– 1999.– 104, C4.– P.7625-7639.
31. Hwang P.A. Wave number spectrum and mean square slope of intermediate-scale ocean surface waves // J. Geophys. Res.– 2005.– 110, C10029.– doi:10.1029/2005JC003002.
32. Elfouhaily T., Chapron B., Katsaros K., Vandemark D. A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves. // J. Geophys. Res.– 1997.– 102.– P.15781-15796.
33. Дулов В.А., Косник М.В. Эффекты трехволновых взаимодействий в гравитационно-капиллярном интервале ветровых волн // Изв. РАН. ФАО.– 2009.– т.45, № 3.– С.408-419.
34. Cox C., Munk W., Statistics of the sea surface derived from sun glitter // J. Mar. Res. – 1954.– 13.– P.198-227.

Материал поступил в редакцию 26.10.2010 г.

С.А.Ермаков*, И.А.Сергиевская*, И.А.Капустин*,
Е.В.Макаров*, В.В.Малиновский**, А.Е.Кориненко**

**Институт прикладной физики РАН, г.Нижний Новгород,*

***Морской гидрофизический институт НАН Украины, г.Севастополь*

РАСТЕКАНИЕ И ДРЕЙФ ПЛЕНОК В ПОЛЕ ВЕТРА И ТЕЧЕНИЙ. НАТУРНЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ С ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОЙ ПЛАТФОРМЫ МГИ НАНУ

Данная работа посвящена исследованию закономерностей растекания пленок поверхностно-активных органических веществ с низкой поверхностной концентрацией вещества в режиме поверхностного натяжения. Исследован эффект деформации слика в поле ветра (вытягивание сликового пятна по направлению ветра). Для объяснения эффекта деформации слика предложен механизм воздействия ветра на слик через поверхностное ветровое волнение. Показано, что при определенных условиях аксиально симметричный слик деформируется и принимает форму, параметры которой определяются скоростью ветра.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *поверхностная пленка, коэффициент поверхностного натяжения, ветровой дрейф.*

Важным аспектом проблемы исследования сликов на морской поверхности является изучение их временной динамики. Большой интерес в данном вопросе обусловлен задачами обнаружения нефтяных разливов и прогноза вероятных сценариев дальнейшего развития ситуации.

Естественно, что в случае разлива нефти, мазута, или других экологически вредных веществ, раннее обнаружение разлива и знание возможных сценариев развития ситуации представляет собой особый интерес.

Одним из важных параметров нефтяных (или другого происхождения) пятен – сликов является их характерный размер. Общепринятые теоретические модели разделяют процесс расплывания пятен на характерные временные стадии растекания. В каждой стадии растекания преобладает тот или иной физический механизм.

Так, согласно классической работе Фэя [1], выделяют три режима: инерционный, гравитационно-вязкий и режим поверхностного натяжения. Однако, позднее было показано, что модель Фэя является приближенной и не описывает все режимы растекания. В основном уточнения касаются переходных режимов растекания. Так, например, в [2] установлено, что между гравитационно-инерционным и гравитационно-вязким режимами находится переходный инерционно-вязкий режим. В [3], где рассматриваются процессы растекания вещества в одномерном приближении в рамках уравнений мелкой воды, показано, что режимы в классификации Фэя являются асимптотиками более сложных решений.

Теоретические модели растекания пленок, а также результаты экспериментов можно также найти, например, в [4 – 6] и цитированной там литературе.

Отметим, что в приведенных выше работах не рассматривается большое количество факторов и процессов, влияющих на динамику нефтяных

разливов. Однако использующиеся на практике модели учитывают эмпирически ряд факторов, таких как испарение вещества, биodeградацию, перемешивание с водой, влияние льда и т.д. В то же время, ряд гидродинамических процессов (в частности, роль ветра, неоднородности течений, внутренних и поверхностных волн), влияющих на динамику (растекание) нефти, экспериментально исследован пока недостаточно. В настоящее время существуют численные модели влияния циркуляции Лэнгмюра и обрушений ветровых волн на дрейф и растекание нефтяных разливов [7, 8].

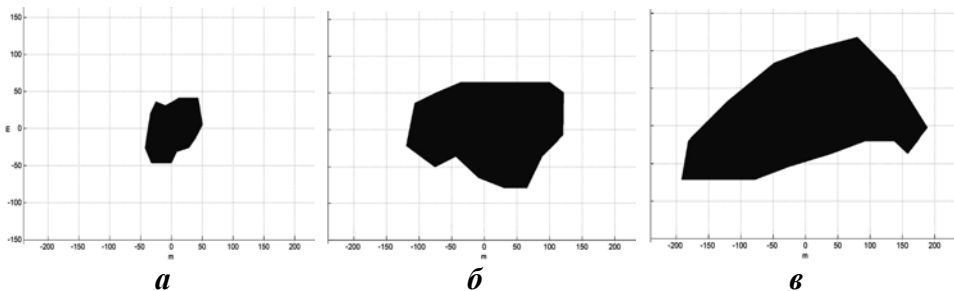
Упомянутые динамические процессы в верхнем слое океана и приповерхностного слоя атмосферы могут влиять на геометрическую структуру нефтяных загрязнений на больших временах. Кроме того, данные факторы играют определяющую роль при формировании биогенных (естественных) slickов.

Отметим довольно малое количество натурных экспериментов в данной области. Типичным примером натурального «эксперимента» является изучение динамики нефтяного пятна после катастрофы танкера [9], где наблюдалось растекание в течение длительного периода времени.

В данной работе, продолжающей цикл исследований механизмов формирования slickов, ведущихся в Институте прикладной физики (ИПФ) РАН [8], представлены результаты натурных экспериментов, выполнявшихся совместно ИПФ и Морского гидрофизического института (МГИ) НАНУ в прибрежной зоне Черного моря. Рассмотрены результаты экспериментов по изучению растекания тонких пленок, в том числе, с учетом влияния ветра.

Описание эксперимента с использованием фотосъемки. Эксперименты по исследованию растекания пленок на морской поверхности проводились в 2004 – 2008 гг. сотрудниками МГИ и ИПФ в прибрежной зоне Черного моря в районе океанографической платформы ЭО МГИ и в районе Южного отделения Института океанологии РАН. Разлив органического вещества производился со шлюпки на значительном удалении от берега (0,5 – 2 км), глубина моря составляла около 30 – 60 м. С берега высотой около 60 – 100 м производилась фотосъемка слика на морской поверхности. Координаты разлива и места установки фотоаппарата фиксировались с помощью навигаторов *GPS*. Фотографирование местности производилось через каждые 4 – 5 мин в течение всего эксперимента. Из полученных изображений с использованием данных *GPS* навигаторов, расположенных на шлюпке и в точке фотосъемки, восстанавливался контур слика на поверхности моря и рассчитывались размеры слика. В качестве поверхностно-активного вещества использовалось растительное масло. В ходе эксперимента сотрудниками МГИ было выполнено 16 серий измерений при скоростях ветра от 1,6 до 11,7 м/с, количество разливаемого масла составляло 170 или 340 мл. Более подробно методика проведения эксперимента и определения размеров пленки представлена в [11]. Сотрудниками ИПФ было проведено 4 серии экспериментов (в том числе один подспутниковый) при небольших скоростях ветра, в каждом эксперименте разливалось около 2 – 3 л растительного масла.

Полученные результаты. *Изменение размеров пленочного слика.* На рис.1 приведен пример восстановленного контура слика в разное время после разлива (эксперимент 2004 г.). За время эксперимента слик в результате дрейфа преодолел расстояние порядка 2500 м. Средняя скорость движения слика составила около 20 см/с.



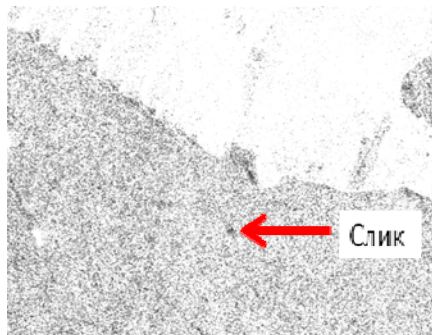
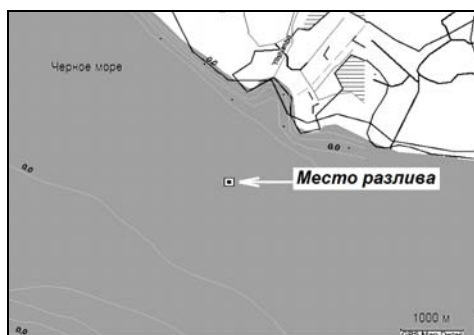
Р и с . 1 .Форма слика на последовательных стадиях растекания: начало растекания ($t = 0$) (а); $t = 45$ мин (б); $t = 120$ мин (в).

Во время подспутникового эксперимента разлив вещества проводился за 40 мин до пролета спутника *ENVISAT* в данном регионе. На рис.2 приведена карта местности с указанной точкой разлива и радиолокационное изображение слика.

На рис.3 представлена измеренная группой ИПФ зависимость эффективного диаметра пятна $L_e = 2\sqrt{(\int dx dy)/\pi}$ как функции времени. Как видно из рис.3 характерный размер пятна увеличивался от 70 – 90 м (в начале эксперимента) до 250 – 300 м. Начиная с некоторого времени после разлива размер слика практически не меняется.

Сопоставим характер полученной зависимости размера слика от времени с теоретическими моделями. В модели [1] в инерционном режиме в модели приближенно осесимметричного пятна зависимость изменения его радиуса $r(t)$ от времени имеет вид $r(t) \sim t^{1/2}$. Этот режим реализуется на начальной стадии растекания пятна, при объемах вылитого вещества свыше 10 м^3 и продолжается от нескольких минут до нескольких часов. Следующая стадия – гравитационный режим растекания. Закон растекания здесь имеет вид $r(t) \sim t^{1/4}$, и может продолжаться от единиц до нескольких десятков часов, в зависимости от объема разлитого вещества.

Конечная стадия растекания пятна проходит в режиме поверхностного натяжения. Длительность этой стадии также существенно зависит от объема вещества, при этом, если объем вылитого вещества не превышает 1 м^3 , полагают, что фактически с самого начала растекания пятна реализуется режим поверхностного натяжения. Следует ожидать, что именно данный режим и реализовался в описываемом эксперименте.



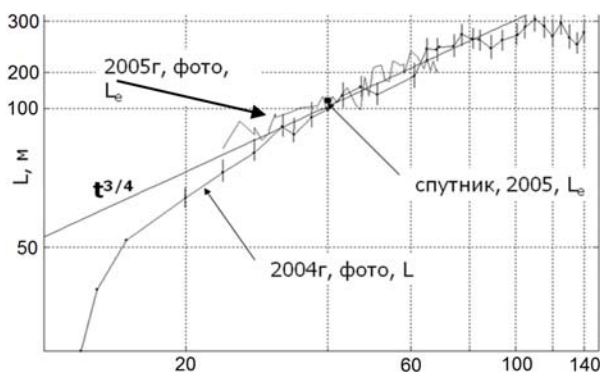
Р и с . 2 . Карта района экспериментов и его радиолокационное изображение.

Из баланса сил вязкости и поверхностного натяжения следует зависимость радиуса пятна от времени вида

$$r(t) = C \left(\frac{T}{\rho \sqrt{\nu}} \right)^{1/2} t^{3/4}. \quad (1)$$

Здесь ρ – плотность воды, ν – коэффициент кинематической вязкости воды; $T = \sigma_{wa} - (\sigma_{fa} + \sigma_{fw})$ – коэффициент растекания, определяемый коэффициентами межфазного натяжения вода – воздух σ_{wa} , вода – пленка σ_{fw} , пленка – воздух σ_{fa} ; для растекания необходимо выполнение условия $T > 0$; C – числовой коэффициент, величина которого по данным экспериментов для нефтяных пленок составляет 2,3 [5]. Следует отметить, что указанная формула получена в предположении, что толщина пленки меньше, чем толщина вязкого погранслоя.

Величина коэффициента поверхностного натяжения воды с пленкой $(\sigma_{fa} + \sigma_{fw})$, по результатам измерений [10, 11] для насыщенного моно слоя рас-



Р и с . 3 . Зависимость размера сликов от времени.

достаточно больших временах, когда масштаб слика перестает расти.

Изменение формы слика под действием ветра. Вопрос о влиянии волн и ветра на растекание поверхностных пленок к настоящему времени изучен недостаточно. Как правило, в экспериментах наблюдается вытягивание области, покрытой пленкой, в направлении ветра.

На рис.4 представлено изображение слика растительного масла в районе океанографической платформы МГИ через 50 мин после разлива вещества.

Сопоставление направления большей оси области, покрытой пленкой, с направлением ветра демонстрируется на рис.5. Как следует из рисунка, слики вытягиваются вдоль направления ветра. Полученные данные качественно согласуются с результатами ранних натурных исследований [14, 15].

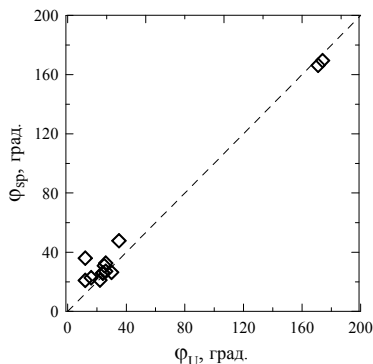
На рис.6 представлена зависимость отношения осей сликов (вдоль $l_{||}$ и поперек $l_{\perp}$ ветра), наблюдаемых группой ИПФ при скоростях ветра около 2 м/с, от времени после разлива. Отметим, что одна из точек была получена по данным спутникового радиолокационного изображения. Из рис.6 видно, что сразу после разлива слик начинает вытягиваться по ветру, а через некоторое время, когда соотношение осей становится равным приблизительно 2, его форма перестает меняться.

Измененные группой МГИ зависимости отношения $l_{||}/l_{\perp}$ от времени в диапазоне скоростей ветра от 9 до 11,6 м/с и 6 до 9 м/с представлены на рис.7,

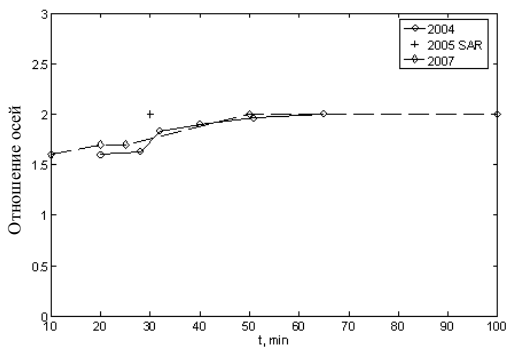


Р и с . 4 . Изображение слика растительного масла в районе океанографической платформы МГИ через 50 мин после разлива вещества. Скорость ветра 2 м/с.

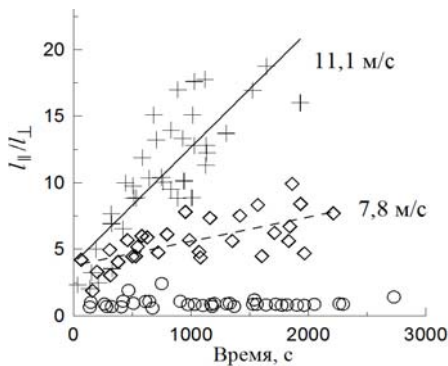
символами «+», «◇» соответственно. Сплошной и штриховой линиями показаны аппроксимирующие прямые для указанных групп точек, рассчитанные методом минимального квадрата ошибок. Значение отношения осей при скоростях ветра меньших 3,3 м/с обозначены символами (○). Как видно из рис.7, при малых скоростях ветра отношение осей лежит в пределах от 0,9 до 1,1. Таким образом, в штилевых ветровых условиях поверхностные пленки имели практически форму круга, что характерно для растекания пленки только за счет сил поверхностного натяжения. С усилением скорости ветра искусственный слик становится более вытянутым и при $U = 11$ м/с значения $l_{||}/l_{\perp}$ в конце наблюдений достигают ~ 18 . Такое поведение отношения осей слика согласуется с результатами экспериментов [16], где было показано, что как скорости растекания пленки, так и отношение $l_{||}/l_{\perp}$ увеличиваются с ростом скорости ветра. В то же время, как показано в [16], форма слика практически не зависит от высоты длинных волн.



Р и с . 5 . Сопоставление направления большей оси слика с направлением скорости ветра.



Р и с . 6 . Отношение осей слика в зависимости от времени.



Р и с . 7 . Временная зависимость отношения осей слика при различных скоростях ветра.

Для объяснения вытягивания пленки на морской поверхности в направлении ветра учтем влияние поверхностных волн. На границе слика затухающие поверхностные волны создают дополнительное давление на слик за счет индуцированного ими течения, направленного внутрь слика. Механизм давления на пленку со стороны затухающих поверхностных волн исследовался, например, в [8]. Для рассмотрения задачи об изменении формы слика обратимся к теории Фэя, добавив силу F_i , описывающую влияние индуцированного течения. Мож-

но показать, что выражение для отношения осей (в направлении ветра $l_{||}$ и перпендикулярно ветру $l_{\perp}$) пленочного пятна будет иметь вид

$$\frac{l_{||}}{l_{\perp}} = \left(\frac{S}{S - I} \right)^{1/2}, \quad (3)$$

где S – разность коэффициентов поверхностного натяжения, l – размер слика, I описывает влияние индуцированного течения, определяемое коротковолновой частью спектра волнения и масштабами затухания волн, $F_i = I \cdot l$. Из (3) следует, что слик имеет форму, вытянутую по ветру, форма слика не зависит от времени, а определяется только коротковолновой частью спектра и характеристиками пленки. Это объясняет независимость формы слика от высоты длинных волн.

Наиболее просто оценить соотношение осей слика для малой скорости ветра, когда возбуждение волн происходит в режиме слабой надкритичности. В этом случае область затухания возбуждаемых волн для волнового числа порядка 1 рад/см составляет ~ 2 мв [10], и отношение осей равно приблизительно 2, что, как видно из рис.6, хорошо согласуется с результатами экспериментов.

Выводы. Данные натурных экспериментов подтверждают теоретические оценки законов растекания тонких пленок поверхностно-активных веществ при малых скоростях ветра. В проведенных экспериментах был зарегистрирован закон $L \sim t^{3/4}$, что согласно классификации [1] соответствует режиму растекания с преобладающей ролью сил поверхностного натяжения.

Было отмечено вытягивание пленочных пятен вдоль направления ветра в форме эллипса. Обнаружено, что отношение осей эллипса увеличивается с увеличением времени после разлива и с увеличением скорости ветра от ~ 2 для слабо надкритичного режима возбуждения ветрового волнения (малые скорости ветра) до ~ 18 при скоростях ветра 11 м/с. Величина отношения осей не зависит от высоты длинных волн.

Предложена модель воздействия волн на пленку и показано, что форма слика остается неизменной во времени и зависит только от коротковолновой части спектра волнения и характеристик пленок. Оценки, сделанные в рамках слабо надкритичного режима возбуждения поверхностного ветрового волнения (слабый ветер), демонстрируют хорошее согласие с экспериментом.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 08-05-00634, 10-05-00101, 08-05-97011, 09-05-97019), Государственного фонда фундаментальных исследований Украины (договор № Ф28/435-2009) и проекта НИР по гранту НАН Украины (договор № 11/10 от 10.06.2010).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Fay J.A.* The spread of oil slicks on a calm sea / Oil on the Sea/ Ed. by Hoult D.P.– Plenum New York, 1969.– P.53-63.
2. *Unno H., Inoue I.* Initial behavior of oil slick // J. Chem. Eng. Jap.– 1978.– v.11, № 1.– P.13-18.
3. *Коротяев Г.К., Кровотынцев В.А.* Интегральная модель динамики нефтяного разлива // Дистанционное зондирование океана.– Севастополь: МГИ АН УССР, 1982.– С.108-115.
4. *Монин А.С., Красицкий В.П.* Явления на поверхности океана.– Л.: Гидрометеоиздат, 1985.– 376 с.
5. *Журбас В.М.* Основные особенности распространения нефти в море / Итоги науки и техники. Механика жидкости и газа.– М.: ВИНТИ, 1978.– т.12.– С.144-159.
6. *Phillips W.R.C.* On the spreading radius of surface tension driven oil on deep water // Appl. Scient. Res.– 1997.– 57.– P.67-80.
7. *Мадерич В.С., Бровченко И.А.* Влияние обрушения ветровых волн на структуру приповерхностного турбулентного слоя // Прикладная гидромеханика.– 2003.– 5(77), № 3.– С.65-71.
8. *Бровченко И.А., Мадерич В.С.* Численный лагранжевый метод моделирования распространения поверхностных пятен нефти // Прикладная гидромеханика.– 2002.– 4(76), № 4.– С.23-31.
9. *Murray S.P.* Turbulent diffusion of oil in the ocean // Limnology and oceanography.– 1972.– v.XVII, № 5.– P.651-660.
10. *Гущин Л.А., Ермаков С.А.* Лабораторное исследование перераспределения поверхностно-активных веществ в поле течений, индуцированных поверхностной волной // Изв. РАН. ФАО.– 2004.– т.40, № 2.– С.277-282.
11. *Малиновский В.В., Дулов В.А., Кориненко А.Е., Большаков А.Н., Смолов В.Е.* Натурные исследования дрейфа тонких искусственных пленок на морской поверхности // Изв. РАН. ФАО.– 2007.– т.47, № 1.– С.117-127.
12. *Ермаков С.А., Кияшко С.В., Конов И.Р.* О возможности определения параметра упругости поверхностно-активных пленок по измерению затухания стоячих капиллярно-гравитационных волн // Изв. РАН. ФАО.– 1996.– т.32, № 4.– С.544-547.
13. *Ермаков С.А., Сергеевская И.А., Зуикова Э.М., Кияшко С.В., Щегольков Ю.Б.* Об эффекте изменения доплеровских сдвигов частоты радиолокационных сигналов в присутствии органических пленок на морской поверхности // Докл. РАН.– 2003.– т.388, № 1.– С.109-112.
14. *Elliott A.J.* Shear diffusion and the spread of oil in the surface layers of the North Sea // Ocean Dynamics.– 1986.– v.39, № 3.– P.113-137.
15. *Lehr W.J., Cekirge H.M., Fraga R.J., Belen M.S.* Empirical studies of the spreading of oil spills // Oil and Petrochemical Pollution.– 1984.– № 2.– P.7-12.
16. *Иванов В.А., Малиновский В.В., Кориненко А.Е.* Натурные исследования растекания тонкой искусственной пленки на морской поверхности // Доп. НАН України.– 2010.– № 3.– С.125-130.

**НАТУРНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ДИССИПАЦИИ ТУРБУЛЕНТНОЙ
КИНЕТИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ В ПРИПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ МОРЯ**

Приводятся результаты экспериментальных исследований характеристик турбулентности в слое волнового перемешивания с помощью измерительного комплекса «Сигма-1». На основании достаточно большого количества наблюдений проведена верификация моделей для приповерхностного слоя, сделан их сравнительный анализ. Показано, что имеющиеся модели не дают достаточно хорошего совпадения расчетов и эксперимента в ряде гидрометеорологических условий, в частности, в штилевую погоду и при наличии зыби. Сделан вывод о необходимости параметризации и включения в модели более полной информации о физических характеристиках пограничных слоев моря и атмосферы.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *турбулентность, приповерхностный слой, диссипация, взаимодействие моря и атмосферы.*

До настоящего времени описание турбулентности вблизи поверхности океана представляет собой очень сложную задачу из-за трудности точного количественного учета всех факторов, влияющих на движение частиц, в том числе внешних атмосферных воздействий, которые проявляются в широком диапазоне масштабов. Параметризация основных процессов обмена требует разносторонних теоретических и экспериментальных исследований, применения комплексных подходов к изучению взаимодействующих сред. Сравнительно недавно стала ясна важность связи исследований мелкомасштабных процессов, в которых изучается обмен теплом, влагой, импульсом и различными компонентами через водно-воздушную поверхность, с крупномасштабными задачами изменений глобального климата и океанской циркуляции.

В последние годы заметно возросло количество публикаций, посвященных проблемам взаимодействия атмосферы и океана, где рассматриваются сложные процессы передачи импульса, тепла, обмен газами и многие другие аспекты. Работы [1 – 12] и другие дают довольно подробную картину особенностей турбулентности в слое, подверженном влиянию ветровых волн, но почти все исследователи отмечают определенную ограниченность полученных соотношений и выводов.

В настоящее время наиболее достоверной считается трехслойная схема распределения скорости диссипации турбулентной энергии, предложенная в [3]: в самом верхнем слое скорость диссипации ε примерно постоянна и определяется воздействием обрушивающихся волн, ниже находится промежуточный слой, или слой переноса, где $\varepsilon \sim z^{-2}$, и еще ниже зависимость ε от глубины становится аналогичной пристеночному слою, т.е. $\varepsilon \sim z^{-1}$. В [4] на основе законов подобия сделано теоретическое описание такой трехслойной схемы. В [5, 6] разработана модель, расчеты по которой показали

соответствие как с натурными данными [2], так и с лабораторными [7], причем результаты существенно зависели от величины параметра шероховатости (z_0) и от выбора масштаба турбулентности (l_0). Повышенная величина скорости диссипации в слое у самой поверхности объяснялась влиянием потока турбулентной энергии от волн. Эта же модель неплохо описывала натурные данные, полученные в [8], но с меньшим значением z_0 . В [9] приведены данные экспериментальных исследований и показано, что упомянутая выше трехслойная схема распределения скорости диссипации по глубине правильно описывает полученные результаты. На основе экспериментальных данных в [12] предложена численная модель, достаточно хорошо описывающая зависимость ε от глубины в условиях слабых и умеренных ветров до появления обрушивающихся волн. Совсем недавно разработана новая модель для описания интенсивности турбулентности в слое волнового перемешивания [13], в которой влияние поверхностных волн на турбулентность параметризуется как объемный источник энергии, обусловленный обрушениями.

Очевидно, что на интенсивность турбулентных потоков импульса и энергии из атмосферы в океан влияет взаимное направление ветра, распространения волн и дрейфового течения. Присутствие одновременно зыби и обрушивающихся волн на поверхности также усложняет картину. Из [14] следует, что при поперечном и встречном взаимных направлениях волнения и зыби коэффициент сопротивления водной поверхности много больше, чем при чисто ветровом волнении. То есть можно ожидать, что генерация турбулентности за счет сдвига скорости в этом случае тоже увеличится. Все эти и другие факторы, усложняющие картину взаимодействия атмосферы и моря, если и учитываются в указанных моделях, то косвенным образом.

Поэтому, несмотря на большие достижения в исследовании приповерхностного слоя в последние годы, много вопросов о характере турбулентного обмена в различных гидрометеорологических условиях остается нерешенными, нет ясного понимания механизмов взаимодействия ветра, волн и течения, очень слабо изучены процессы обмена в штилевую погоду и в шторм.

В экспедиционных работах отдела турбулентности МГИ НАН Украины, начиная с 2003 г., на стационарной океанографической платформе в пгт.Кацивели собран обширный массив данных о турбулентной структуре приповерхностного слоя моря в различных гидрометеорологических условиях. Результаты исследований частично опубликованы в [15, 16] и некоторых других.

Цель настоящей работы – сопоставление экспериментальных данных, полученных с помощью измерительного комплекса «Сигма-1» в приповерхностном слое моря в разных погодных условиях, с моделями, описывающими зависимость скорости диссипации турбулентной энергии вблизи поверхности моря от глубины.

Экспериментальные данные. Для изучения турбулентных процессов использовался созданный в отделе турбулентности комплексный измеритель гидрофизических параметров «Сигма-1» [17]. При работе на платформе применялся позиционный вариант прибора, который фиксируется на выбранном горизонте с помощью специальной подвески, сконструированной таким образом, чтобы свести к минимуму собственные колебания при-

бора. Такое устройство позволяет работать в диапазоне глубин 0 – 20 м. С помощью этого комплекса получены данные о пульсациях трех компонент вектора скорости течения, температуры и электропроводности, а также средние величины давления, температуры и электропроводности на различных глубинах. Одновременно проводились измерения скорости дрейфового течения и средних значений температуры и электропроводности комплексом «Восток-М» (МГИ-1306), который размещался на том же горизонте. Параметры поверхностного волнения, скорость и направление ветра определялись сотрудниками отдела дистанционных методов исследования МГИ с помощью собственных измерительных средств. Эти данные были нам любезно предоставлены.

При проведении экспериментов, использовались, как правило, две основные методики: многочасовые записи на одном горизонте для выявления временных изменений физических характеристик и кратковременные, продолжительностью 10 – 20 мин, записи на разных горизонтах с шагом по глубине 0,5 – 2 м для установления зависимости интенсивности турбулентности от глубины. В настоящей работе основное внимание уделено второму типу измерений, при этом предполагается квазистационарность процесса, и, таким образом, возможность использования данных измерений для сопоставления с моделями.

Для анализа выбирались данные, полученные при направлении течения со стороны открытого моря, чтобы избежать влияния платформы на область измерений. Методика предварительного отбора и первичной обработки данных описана в [15].

Одной из основных характеристик интенсивности турбулентности считается скорость диссипации турбулентной энергии, которая определяется как

$$\varepsilon = \mu \left(\frac{dv'_i}{dx_k} \right)^2, \quad (1)$$

где μ – коэффициент вязкости, v' – пульсации скорости. Как известно, к числу главных проблем при оценке турбулентных пульсаций по измерениям в волновом слое относится проблема разделения волновых и турбулентных движений. Для расчета ε автором использовалась методика, предложенная в [18], которая позволяет оценить диссипацию по спектру измеренных пульсаций скорости, причем и волнение, и колебания самого прибора не оказывают существенного влияния на результат. Эта методика использовалась в [9, 19]. В качестве модельного спектра был взят спектр Насмита, как в [9, 15].

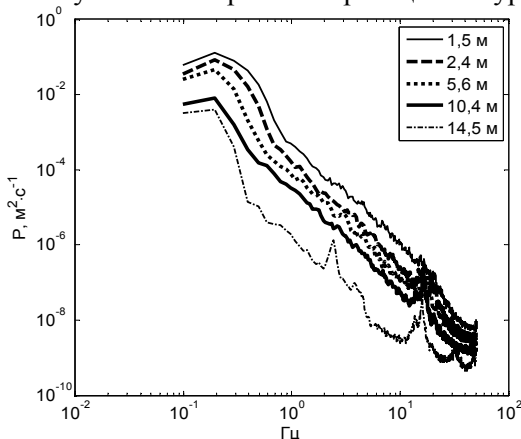


Рис. 1. Спектры вертикальной компоненты пульсаций скорости на различных глубинах.

На рис.1 представлены характерные спектры вертикальной ком-

поненты скорости на различных глубинах. На глубине 14,5 м видны узкие всплески, вызванные собственными вибрациями системы подвеса и которые могут быть устранены соответствующей обработкой [20].

Исходные данные сначала обрабатывались сглаживающим медианным фильтром, рассчитывались частотные спектры для горизонтальной и вертикальной компонент пульсаций скорости, которые переводились затем в спектры волновых чисел в соответствии с гипотезой «замороженной турбулентности» Тэйлора: $U_d = \omega/k$, где k - волновое число, U_d – скорость переноса турбулентных вихрей через датчик, ω - угловая частота. Поскольку измерения проводились в слое, подверженном влиянию ветровых волн, при развитии волнения в качестве переносной скорости U_d до глубины $4h$ (h – средняя высота волны) использовалась скорость орбитального движения волны, то есть применялась так называемая расширенная гипотеза Тэйлора [3].

Орбитальная скорость рассчитывалась по формуле $V_{orb} = \frac{1}{2} \omega_p h \exp(-kz)$,

где ω_p – частота спектрального пика, z – глубина. В остальных случаях в качестве U_d использовалась скорость среднего течения, измеряемая комплексом «Восток-М».

В табл.1 приведены основные гидрометеорологические условия, во время которых собраны данные и рассчитаны величины скорости диссипации, представляемые в работе. Высота значительных волн и частота спектрального пика рассчитывались соответственно по стандартным отклонениям возвышений поверхности и по спектрам возвышений, скорость ветра пересчитана к стандартной высоте 10 м с учетом логарифмической зависимости.

Модели для приповерхностного слоя. Для сопоставления с экспериментальными данными использовались три модели: «пристеночная» модель, модель Крэйга и Баннера [5, 6] и численная модель автора [12].

В первой модели предполагается, что генерация турбулентности происходит только за счет сдвиговой неустойчивости, влияние поверхностных волн не учитывается, и скорость диссипации турбулентной энергии определяется как

$$\varepsilon = a \frac{u_*^3}{\kappa z}; \quad u_* = \sqrt{\tau / \rho}, \quad (2)$$

где a – числовой коэффициент, u_* – динамическая скорость в воде, $\kappa = 0,4$ – постоянная Кармана, z – глубина, τ – напряжения Рейнольдса, ρ – плотность.

Вторая модель основывается на системе уравнений для турбулентности со схемой замыкания уровня $2^{1/2}$ по классификации Меллора и Ямады [21]. В этой модели скорость диссипации определяется как

$$\varepsilon = q^3 / (Bl), \quad (3)$$

где q – масштаб скорости, l – масштаб длины, $B = 16,6$. Масштаб длины представляется в виде

$$l = \kappa(z + z_0), \quad (4)$$

где κ – постоянная Кармана, z – глубина, z_0 – параметр шероховатости водной поверхности. В случае, когда в модели учитываются два механизма генерации турбулентности (сдвиг и волнение), скорость диссипации рассчитывается по формуле

Т а б л и ц а 1. Основные гидрометеорологические характеристики во время экспериментов, представленных на рис.2 – 4.

№ рис.	дата, время	скорость ветра, м/с	средняя амплитуда волнения, м	частота спек- трального пика, Нз	общее описание
2, а	16.06.2005 г., 15:00 – 17:00	3,5	0,12	0,34	ветровые волны, обрушений нет
2, б	06.10.2006 г., 12:00 – 16:00	5	0,25	0,26	ветровые волны и зыбь, редкие небольшие бурные
2, в	17.10.2006 г., 9:20 – 12:30	2,6	0,23	0,24	ветровые волны и зыбь одного направления, ветер проти- воположен направлению волн
2, г	18.10.2006 г., 13:00 – 15:00	1,6	0,10	0,19	очень слабый ветер, ветер, волны, течение и зыбь – одного направления
2, д	19.10.2006 г., 9:00 – 11:50	11	0,45	0,22	начало шторма, много обрушивающихся волн типа сколь- зких бурнов
2, е	19.10.2006 г., 15:00 – 18:20	14	0,5	0,18	развитый шторм
3, а	17.06.2007 г., 9:55 – 11:53	0,7	0,03	0,29	полный штиль, сильное течение.
3, б	17.06.2007 г., 17:39 – 19:57	2,6	0,05	0,39	переменный ветер, волнение перестраивающееся, слабо выраженные полосы Ленмюра
3, в	18.06.2007 г., 14:30 – 16:39	9,5	0,18	0,23	небольшой шторм, барашки.
3, г	19.06.2007 г., 9:47 – 11:38	5,0	0,13	0,23	несильный ветер, ветровые волны практически отсутству- ют, зыбь перпендикулярна ветру.
3, д	24.06.2007 г., 10:22 – 12:06	8,2	0,3	0,23; 0,85	небольшие ветровые волны, крупная зыбь.
3, е	24.06.2007 г., 18:14 – 19:59	6,0	0,2	0,2	ветер и волны одного направления, маленькие редкие барашки
4, а	25.09.2007 г., 13:30 – 16:42	14	0,19	0,28	сильный ветер, волнение не развито, отдельные барашки
4, б	27.09.2007 г., 8:53 – 11:27	11,8	0,32	0,16	умеренный шторм, волны и зыбь одного направления, те- чение близкого направления, барашки
4, в	02.10.2007 г., 14:41 – 18:11	1,3	0,21	0,18	через 3 часа после шторма.
4, г	04.10.2007 г., 16:22 – 18:51	2,3	0,09	0,23; 0,8	на поверхности рябь и пологая зыбь
4, д	05.10.2007 г., 14:52 – 17:53	5,2	0,15	0,23	некрупная зыбь, ветер навстречу зыби
4, е	08.10.2007 г., 11:20 – 12:48	3,9	0,2	0,31	только ветровые волны, редкие барашки

$$\varepsilon \approx \varepsilon_{sh} + \varepsilon_{wv} = \frac{u_*^3 [(B / S_M)^{3/4} + \alpha (3B / S_q)^{1/2} (z_0 / (z_0 + z))^n]}{(B\kappa(z_0 + z))}, \quad (5)$$

где $n = 2,4$; $\alpha \approx 100$; $S_M = 0,39$; and $S_q = 0,2$. Данное аналитическое решение довольно точно аппроксимирует численное решение, которое также было получено в модели [5].

Третья модель базируется на хорошо себя зарекомендовавшей k - ε -модели Лаундера, в которой в качестве исходных берутся уравнение баланса кинетической энергии и уравнение для переноса скорости диссипации турбулентной энергии. В приложении к приповерхностному слою, система исходных уравнений с применением гипотезы градиентной диффузии сводится к следующей модельной системе [12]:

$$\begin{cases} \nu_t \left(\frac{dU}{dz} \right)^2 + \frac{d}{dz} \left(\frac{\nu_t}{\sigma_\varepsilon} \frac{dE_t}{dz} + \sigma_w u_* E_w \right) - \varepsilon = 0 \\ \sigma_{\varepsilon 1} \frac{\varepsilon}{E_t} \nu_t \left(\frac{dU}{dz} \right)^2 + \frac{d}{dz} \left(\frac{\nu_t}{\sigma_\varepsilon} \frac{d\varepsilon}{dz} \right) - \sigma_{\varepsilon 2} \frac{\varepsilon^2}{E_t} = 0 \end{cases} \quad (6)$$

Здесь U – скорость течения, E_t – кинетическая энергия турбулентных движений, E_w – кинетическая энергия поверхностного волнения, σ – константы, ν_t – коэффициент турбулентной вязкости, остальные обозначения те же. От обычного вида первое уравнение в (6) отличается добавочным членом $\sigma_w u_* E_w$, представляющим собой турбулентный перенос волновой кинетической энергии. Физический смысл членов, входящих в первое уравнение системы (6), следующий: первый член описывает генерацию турбулентности сдвигом скорости течения, два следующих (в круглых скобках) – диффузию турбулентной и волновой кинетической энергии соответственно, четвертый – диссипацию. Во втором уравнении (6) слагаемые можно интерпретировать соответственно как генерацию, диффузию и диссипацию. Течение предполагается стационарным, однородным, пренебрегается молекулярной вязкостью в членах диффузии и пульсациями давления. В настоящей модели пренебрегается также силой Кориолиса и потоками плавучести и считается, что горизонтальное течение $U(z)$ создается тангенциальным напряжением ветра на поверхности, т.е. профиль скорости дрейфового течения ожидается близким к логарифмическому:

$$U(z) \approx U_0 - \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z + z_0}{z_0} \right). \quad (7)$$

Коэффициент турбулентного обмена выражается через E_t и ε :

$$\nu_t = \alpha_1 \frac{E_t^2}{\varepsilon}, \quad (8)$$

где α_1 – числовая константа. Граничные условия:

$$E_t = E_0, \quad \varepsilon = \varepsilon_0 \quad \text{при } z = 0, \quad \frac{dE_t}{dz} = \frac{d\varepsilon}{dz} = 0 \quad \text{при } z \rightarrow \infty. \quad (9)$$

В качестве главного входного параметра в модели использовалась скорость ветра V_a . Для расчета динамической скорости использовалась зависимость

$$u_* = \nu_t \left. \frac{\partial u}{\partial z} \right|_{z=0} \approx \left(\frac{\rho_a}{\rho_w} \right)^{\frac{1}{2}} u_*^a, \quad (10)$$

где $u_*^a = \sqrt{c_D} V_a$ - динамическая скорость в воздухе, и ρ_a и ρ_w - плотность соответственно воздуха и воды, c_D определялся по эмпирической зависимости [14]: $c_D = (0,14V_a + 0,046) \cdot 10^{-3}$ (стратификация считалась нейтральной), а также варьировался от 0,001 до 0,0025. Кинетическая энергия E_w рассчитывалась как по модельному спектру [22] так и по экспериментальным данным (спектрам возвышений поверхности). Константы в системе уравнений (6) – (9) брались в соответствии с [23], их значения рекомендованы на основе достаточно большого количества экспериментов и применимы для широкого класса течений.

На рис.2 – 4 представлены результаты расчетов скорости диссипации турбулентной энергии по различным моделям и по экспериментальным данным. Экспериментальные значения ε рассчитаны по спектрам вертикальной составляющей вектора скорости, наименее подверженной влиянию собственных колебаний прибора.

Обсуждение и выводы. Модель для сдвиговой турбулентности, где $\varepsilon \sim z^{-1}$, в большинстве случаев плохо соответствует экспериментальным данным выше 8 м (кривая 1). Исключением являются случаи, когда скорость ветра достигает 10 – 14 м/с, тогда модельная кривая может достаточно близко располагаться к экспериментальным значениям (рис.3, δ ; 4, a).

Модель Крэйга и Баннера (кривая 2) достаточно хорошо ложится на экспериментальные точки, но при этом требуется варьировать параметр шероховатости z_0 в очень больших пределах. В ряде случаев, чтобы добиться соответствия расчетов и эксперимента z_0 приходилось брать во много раз превышающим высоту волны (рис.2, $\bar{b}$; 3, e ; 4, e). Получается в некотором смысле парадоксальная ситуация, когда при большей высоте волнения параметр шероховатости должен быть значительно меньше, чтобы расчеты совпадали с экспериментом, чем в случаях для малой амплитуды волны. Невозможно было получить подбором z_0 расчетные данные близкими к эксперименту при слабом ветре (рис.2, $\bar{v}$, z ; 3, a ; 4, $\bar{v}$, z).

В численной модели [12] параметр шероховатости обычно считался равным половине амплитуды волны, вариативным параметром был числовой коэффициент при третьем члене в уравнении (6), описывающем турбулентный перенос волновой кинетической энергии. При умеренных и сильных ветрах эта модель также неплохо соответствует экспериментальным данным, и снова нельзя было получить расчетные значения близкими к натурным при слабых ветрах (рис.2, $\bar{v}$, z ; 3, a ; 4, $\bar{v}$, z). Расчетные значения скорости диссипации во всех моделях при слабых ветрах могли отличаться от экспериментальных на 2 порядка, как на рис.3, a .

Полученные результаты в целом не противоречат трехслойной схеме распределения скорости диссипации турбулентной энергии по глубине [3]. В ряде случаев экспериментальные данные на некоторых горизонтах были гораздо выше ожидаемого значения, что по большей части можно связать с увеличенными градиентами скорости на этих глубинах, наблюдавшимися в

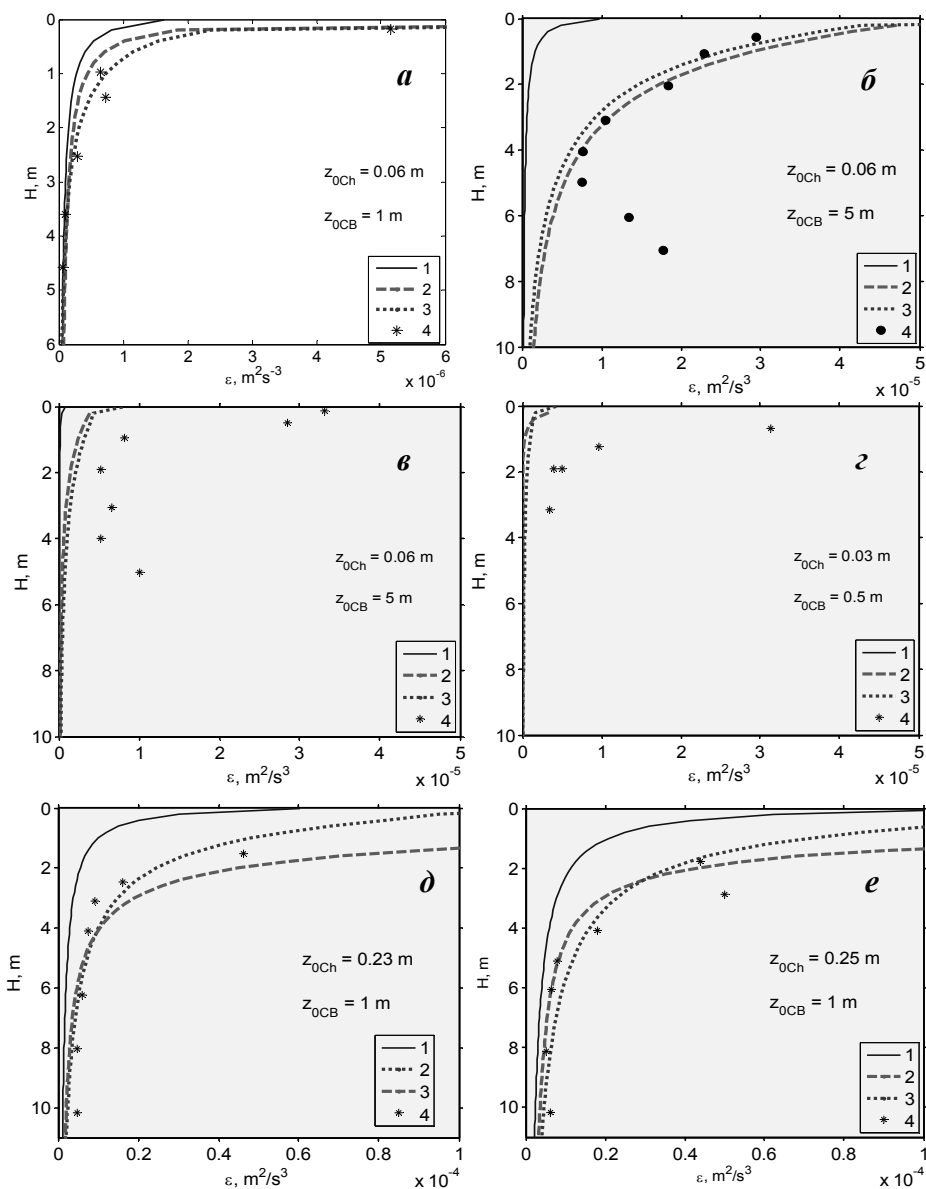
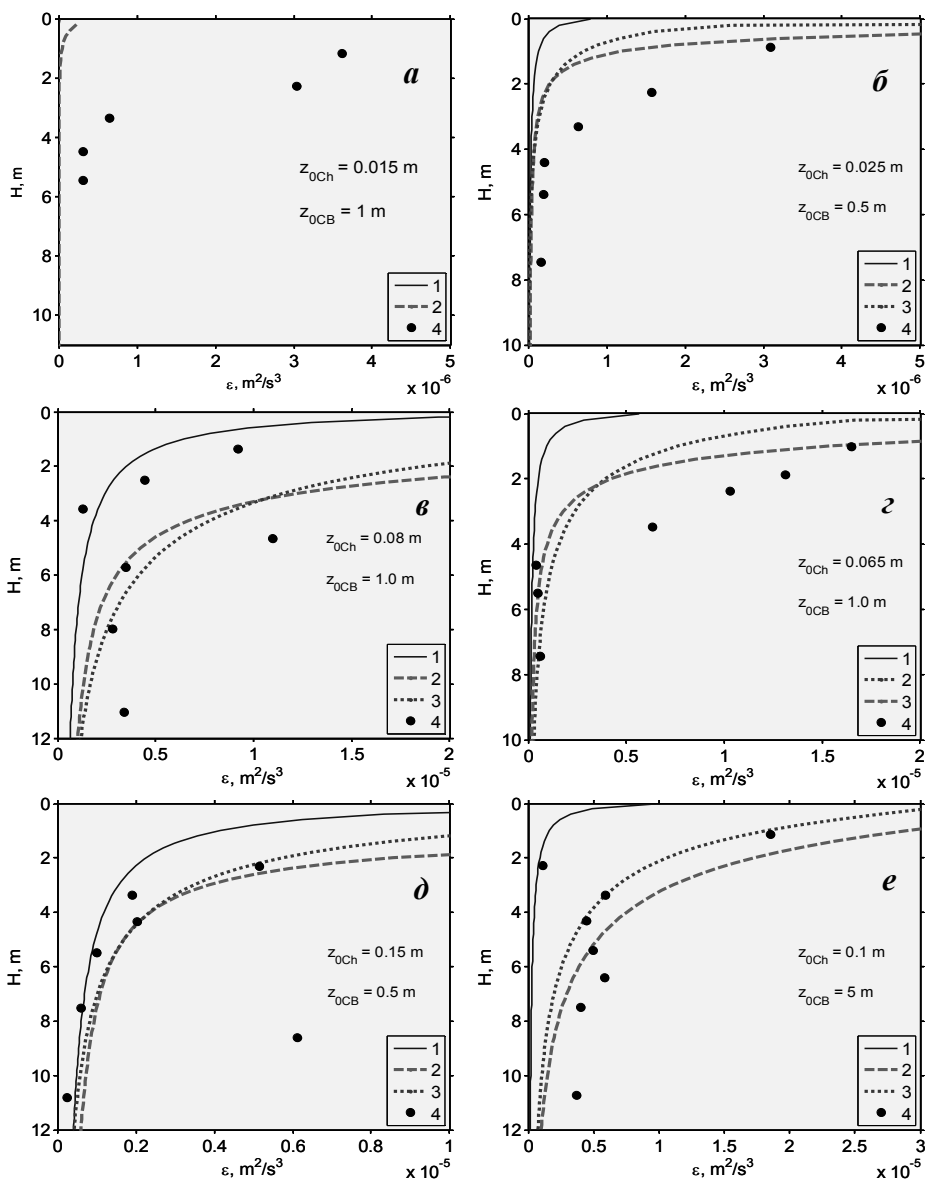


Рис. 2. Скорость диссипации турбулентной энергии: сравнение экспериментальных и модельных данных при различных гидрометеорологических условиях (табл.1). 1 – пристеночная модель, 2 – модель Крейга и Баннера [5], 3 – численная модель [12], 4 – экспериментальные данные. На рисунках приведены значения параметра шероховатости, при которых проведены расчеты по моделям [12] (z_{0ch}) и [5] (z_{0cb}).

экспериментах: рис.2, б, глубины 6 и 7 м, рис.3, д, глубина 9 м, рис.4, а, глубины 4,4 и 5,4 м, рис.4, б, глубина 10,4 м. Такие «выбросы» при сопоставлении с моделями во внимание не принимались.

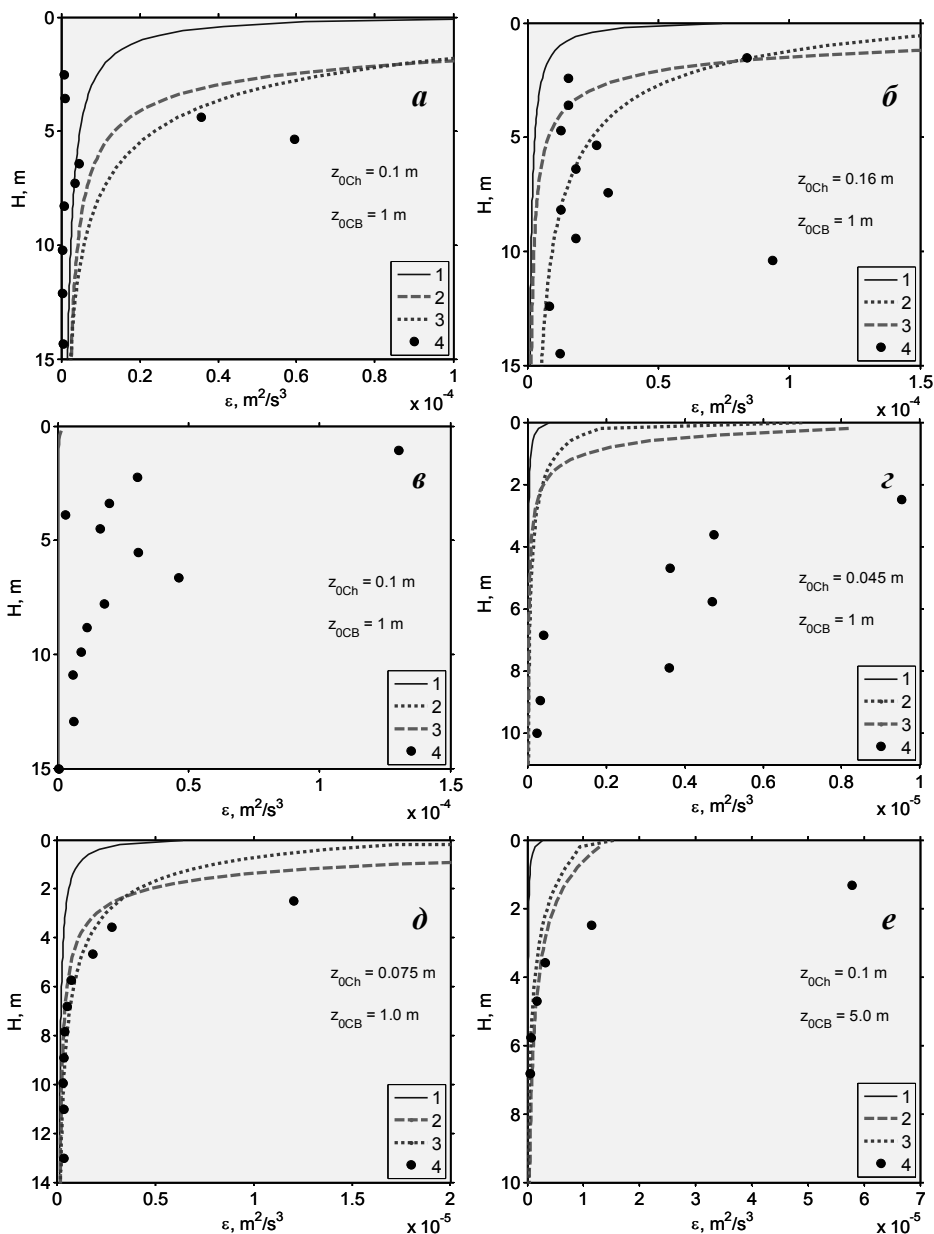
Определяющим параметром во всех трех моделях является, как следует из формул, динамическая скорость. Именно поэтому модели весьма чувстви-



Р и с . 3 . То же, что на рис.2.

тельны к изменению скорости ветра и коэффициента сопротивления морской поверхности. Характеристики волнения в модель [5] в явном виде не входят, влияние его учитывается через параметр шероховатости, возможно, это и является причиной некоторых его неправдоподобных значений при согласовании расчетов и экспериментов.

В модели [12] влияние волн на турбулентность учитывается через энергию волнения – предпоследний член в первом уравнении системы (6), перенос этой энергии в глубину осуществляется за счет диффузии турбулентностью. Модель в такой форме, как оказалось, не очень чувствительна к изменению высоты волнения. Стоит отметить, что использование в модели [12]



Р и с . 4 . То же, что на рис.2.

натурных данных о спектре волнения, полученных во время измерений, давало результат более близкий к эксперименту, чем использование спектра, рассчитанного по скорости ветра в соответствии с [22], что, видимо, подтверждает отличие реального волнения в Черном море от предложенной методики расчета. Введение в модель измеренных величин градиента скорости течения вместо градиента, рассчитанного по логарифмической зависимости, на расчеты существенным образом не влияло.

Наличие зыби на поверхности, как правило, вносило дополнительные отличия экспериментальных данных от модельных расчетов. Достаточно

хорошее совпадение наблюдалось чаще при чисто ветровом волнении (рис.2, а), при зыби же теоретические значения практически всегда были меньше экспериментальных, главное отличие наблюдалось в слое 0 – 4 м (рис.2, з; 3, з).

Из проведенных наблюдений можно увидеть и некоторую «инерционность» интенсивности турбулентности: после начала воздействия ветра скорость диссипации далеко не сразу приходит в соответствие с модельными значениями. На рис 4, а показано распределение ε , когда измерения были начаты примерно через 2 часа после усиления ветра, и реакции турбулентности на это еще не просматривается. И наоборот, после прекращения такого воздействия, какое-то время можно наблюдать повышенные значения ε , в то время как модельные расчеты могут быть на порядки величины меньше (рис.4, в, через 3 – 4 часа после шторма).

Таким образом, можно сделать вывод, что рассмотренные модели не всегда могут служить надежным инструментом для оценки интенсивности турбулентности вблизи поверхности моря. Учитываемых в них механизмов генерации турбулентности, по-видимому, недостаточно для адекватного описания исследуемого слоя. Возможно, отличия между экспериментальными и расчетными данными вызваны и микрообрушениями, влияние которых сказывается возле самой поверхности, и локальными градиентами скорости течения, которые присутствуют во всем слое. При умеренных и больших скоростях ветра этими механизмами, по-видимому, можно пренебречь. Вихри Ленгмюра проявлялись во время экспериментов довольно редко, но исключить этот механизм полностью тоже нельзя.

В [13] осуществлен иной подход к учету влияния волнения, в т.ч. и микрообрушений, возможно, это окажется шагом вперед в моделировании приповерхностного слоя. По-видимому, еще более перспективным подходом будет совместное моделирование взаимодействующих слоев моря и атмосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kitaigorodskii S.A., Lumley J.L. Wave turbulence interactions in the upper ocean. Art I and II // J. Phys. Oceanogr. – 1983. – 13, № 11. – P.1977-1999.
2. Agrawal Y.C., Terray E.A., Donelan M.A et al Enhanced dissipation of kinetic energy beneath breaking waves // Nature. – 1992. – 359, № 4. – P.219-220.
3. Terray E.A., Donelan M.A., Agrawal Y.C., et al Estimates of kinetic energy dissipation under breaking waves // Ibid. – 1996. – 26, № 5. – P.792-807.
4. Kitaigorodskii S.A. On the influence of wind wave breaking on the structure of the subsurface oceanic turbulence // Изв. РАН. – 2001. – 37, № 4. – С.566-576.
5. Craig P.D., Banner M.L. Modelling of wave-enhanced turbulence in the ocean surface layer // J. Phys. Oceanogr. – 1994. – 24, № 12. – P.2546-2559.
6. Craig P.P. Velocity profiles and surface roughness under breaking waves // J. Geophys. Res. – 1996. – 101, C1. – P.1265-1277.
7. Cheung T.K., Street R.L. The turbulent layer in water at an air-water interface // J. Fluid Mech. – 1988. – 194, № 9. – P.133-151.
8. Gemmrich R.J., Farmer D.M. Near-surface turbulence and thermal structure in a wind-driven sea // J. Phys. Oceanogr. – 1999. – 29, № 3. – P.480-499.

9. Soloviev A., Lucas R. Observation of wave-enhanced turbulence in the near-surface layer of the ocean during TOGA COARE // *Deep-Sea Res.*— 2003.— 50, № 2.— P.371-395.
10. Gemmrich R.J., Farmer D.M. Near-surface turbulence in the presence of breaking waves // *J. Phys. Oceanogr.*— 2004.— 34, № 5.— P.1067-1086.
11. Drennan W.M., Taylor P.K., Yelland M.J. Parameterizing the sea surface roughness // *J. Phys. Oceanogr.*— 2006.— 35, № 5.— P.835-848.
12. Чухарев А.М. Вклад необрушивающихся ветровых волн и сдвига скорости дрейфового течения в турбулентный обмен// *Изв. РАН. ФАО.*— 2003.— 39, № 5.— С.673-679.
13. Kudryavtsev V. et al On the vertical structure of wind-driven sea currents // *J. Phys. Oceanogr.*— 2008.— 38, № 10.— P.2121-2144.
14. Donelan M.A., Drennan W.M., Katsaros K.B. The air-sea momentum flux in conditions of wind sea and swell // *J. Phys. Oceanogr.*— 1997.— 27, № 10.— P.2087-2099.
15. Чухарев А.М., Барабаи В.А., Зубов А.Г., Павленко О.И. Турбулентная структура приповерхностного слоя моря по данным измерительного комплекса «Сигма-1» // *Морской гидрофизический журнал.*— 2007.— № 2.— С.15-28.
16. Repina I.A., Chukharev A.M., Goryachkin Yu.N., Komarova N.Yu., Pospelov M.N. Evolution of air-sea interaction parameters during the temperature front passage: The measurements on an oceanographic platform // *Atmosph. Res.*— 2009.— v.94, № 1.— P.74-80.
17. Дыкман В.З., Багимов И.С., Барабаи В.А. и др. Измерительный комплекс «Сигма-1» для исследования процессов перемешивания и диссипации энергии в верхнем слое моря // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.*— Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004.— вып.10.— С.395-409.
18. Stewart R.W., Grant H.L. Determination of the rate of dissipation of turbulent energy near the sea surface in the presence of waves // *J. Geophys. Res.*— 1962.— 67, № 8.— P.3177-3180.
19. Монин А.С., Озмидов П.В. Океанская турбулентность.— Л.: Гидрометеиздат, 1981.— 320 с.
20. Чухарев А.М. Комплексные натурные измерения турбулентных характеристик в слоях у границы раздела моря и атмосферы // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.*— Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010.— вып.23. (в печати)
21. Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // *Reviews of Geophysics.*— 1982.— 20.— P.851-875.
22. Donelan M.A., Hamilton J., Hui W.H. Directional spectra of wind-generated waves // *Phyl. Trans. Roy. Soc. Lond.*— 1985.— A315.— P.509-562.
23. Роду В. Модели турбулентности окружающей среды / Методы расчета турбулентных течений.— М.: Мир, 1984.— С.227-324.

Материал поступил в редакцию 6.10.2010 г.

Д.С.Хоружий, С.И.Кондратьев, Е.В.Медведев, С.А.Шутов

*Морской гидрофизический институт НАН Украины, г.Севастополь***ДИНАМИКА ПАРЦИАЛЬНОГО ДАВЛЕНИЯ УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА И
КОНЦЕНТРАЦИИ РАСТВОРЕННОГО КИСЛОРОДА
В ШЕЛЬФОВЫХ ВОДАХ ЮЖНОГО БЕРЕГА КРЫМА В 2009 – 2010 гг.**

Представлены результаты экспериментальных исследований, полученные в ходе трех экспедиций на океанографической платформе в 2009 – 2010 г. Сравнение экспериментально полученных значений парциального давления углекислого газа в поверхностных водах шельфа ЮБК и атмосфере указывает на постоянное поступление углекислого газа из водной фазы в атмосферу. О таком же направлении обмена свидетельствует постоянное пересыщение поверхностных вод кислородом, вследствие чего кислород поступает из водной фазы в атмосферу.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *компоненты карбонатной системы Черного моря, парциальное давление углекислого газа, растворенный кислород.*

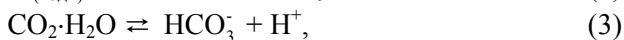
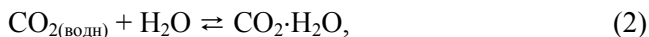
Одной из важнейших, глобальных проблем современной экологии является изучение постепенного увеличения концентрации парниковых газов в атмосфере. В отношении океанологии эта проблема определяется как возможность или невозможность поглощения Мировым океаном выбросов в атмосферу диоксида углерода. Применимо к техническим возможностям отдела биогеохимии моря Морского гидрофизического института (МГИ) НАН Украины, данную проблему следует сформулировать как «изучение процесса обмена атмосферы и шельфовых вод углекислым газом».

Прибрежные и шельфовые воды принято рассматривать как особую систему, отличающуюся по своим свойствам от вод открытой части морей и океанов. Это обусловлено тем, что многие характеристики этих вод формируются под влиянием взаимодействия трех сред – моря, атмосферы и суши. Хотя на долю прибрежных вод приходится незначительная площадь (немногим более 7 % общей площади Мирового океана) и объем (около 0,5 % объема Мирового океана), им принадлежит важная роль в биогеохимических циклах ряда элементов, прежде всего, углерода и кислорода [1]. Этим обусловлен большой интерес к исследованию биогеохимических характеристик прибрежных вод, в том числе изучению динамики компонентов карбонатной системы и растворенного кислорода, на основании которых можно судить об интенсивности протекания биологических процессов в изучаемой акватории.

Многочисленные исследования, выполнявшиеся в различных прибрежных районах Мирового океана, показывают, что состояние компонентов карбонатной системы акватории и направление потоков углекислого газа на границе вода – атмосфера определяется рядом факторов различной природы [1].

Динамика углекислого газа в морских акваториях может быть охарактеризована в рамках описания ряда компонентов карбонатной системы морской воды. В данной работе рассматриваются такие компоненты карбонатной системы, как растворенный углекислый газ, находящийся в динамиче-

ском равновесии с угольной кислотой и продуктами ее диссоциации. Указанные компоненты можно описать, используя уравнения [2 – 4]:



где $\text{CO}_{2(\text{г})}$ и $\text{CO}_{2(\text{водн})}$ – углекислый газ в атмосфере и воде соответственно, $\text{CO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ – гидратированная форма углекислого газа, HCO_3^- и CO_3^{2-} – продукты диссоциации гидратированной формы углекислого газа, а также солей угольной кислоты – карбонатов и гидрокарбонатов.

Более широкое понимание термина «карбонатная система» включает также процессы образования и растворения карбонатов и гидрокарбонатов, однако в данной работе мы ограничимся представленными выше четырьмя уравнениями.

Определение концентраций отдельных компонентов карбонатной системы выполняется расчетным путем на основании значений параметров, которые могут быть определены экспериментально. К ним относятся водородный показатель (pH – величина отрицательного десятичного логарифма активности ионов водорода), общая щелочность (Alk – сумма акцепторов протонов, содержащихся в морской воде и превышающая точку нейтральности), общая концентрация растворенного неорганического углерода (TCO_2 – то есть сумма концентраций $\text{CO}_{2(\text{водн})}$, гидратированной формы углекислого газа, гидрокарбонатных и карбонатных ионов) и равновесное парциальное давление углекислого газа в морской воде ($p\text{CO}_2$). По известной величине $p\text{CO}_2$ можно рассчитать концентрацию углекислого газа в морской воде [5].

Для расчета могут быть использованы любые два показателя из перечисленных. Алгоритм расчета $p\text{CO}_2$ и концентраций других компонентов карбонатной системы описан рядом авторов [6]. Как правило, для расчета компонентов карбонатной системы в качестве исходных параметров используются результаты измерения pH и Alk , поскольку для определения $p\text{CO}_2$ и TCO_2 требуется достаточно сложная аппаратура, не всегда применимая в натурных исследованиях.

Ранее был опубликован ряд работ, посвященных исследованию компонентов карбонатной системы и направления потоков углекислого газа между морем и атмосферой в отдельных регионах бассейна Черного моря [6, 7]. В этих работах представлены результаты обработки большого количества экспериментальных определений pH и Alk , выполненных в различных районах Черного моря, на основании полученных данных произведен расчет компонентов карбонатной системы и определено направление потоков углекислого газа между морем и атмосферой.

Главной трудностью, возникающей при расчете концентраций компонентов карбонатной системы вод Черного моря, является отличие черноморских вод и вод океана по солености и концентрации неорганического углерода. Соленость вод Черного моря почти в 1,5 раза ниже, а концентрация неорганического углерода в 1,5 – 2 раза выше аналогичных показателей для океанов [2, 3]. Поскольку величина солености входит в уравнения, ис-

пользуемые для вычисления констант диссоциации угольной кислоты, для корректного использования существующих алгоритмов расчета компонентов карбонатной системы океанических вод, необходимо сопоставить результаты, получаемые расчетным путем, с результатами прямых измерений. Такая работа была начата ранее на основании данных, полученных при исследовании Севастопольской бухты [8].

Для решения такой задачи применительно к шельфовой зоне Черного моря требуется, прежде всего, размещение достаточно сложной измерительной аппаратуры в стационарных условиях, для чего как нельзя лучше подходит океанографическая платформа Экспериментального отделения МГИ в пгт.Кацивели.

Отделом биогеохимии моря совместно с отделом гидрофизики шельфа МГИ в течение 2009 – 2010 гг. были организованы четыре экспедиции на океанографической платформе. В настоящей работе обобщены результаты первых трех экспедиций, касающиеся определения парциального давления углекислого газа и растворенного кислорода. Некоторые результаты первой экспедиции были опубликованы ранее [9].

Принципиальным отличием выполненных исследований от работ, проводившихся ранее, стало прямое определение $p\text{CO}_2$ в морской воде и в атмосфере методом инфракрасной спектromетрии. Прямое измерение $p\text{CO}_2$ является наиболее перспективным методом и обладает рядом преимуществ по сравнению с применявшимся ранее непрямым методом, основанным на расчете $p\text{CO}_2$ по данным рН-метрии и величине общей щелочности.

Район исследований. Исследования выполнялись на стационарной гидрографической платформе, расположенной в районе пгт.Кацивели. Платформа находится в море на расстоянии 430 м от берега. Глубина моря в точке, где производился отбор проб, составляет 27 м.

Преимуществом выбранного района исследований является его удаленность от крупных промышленных стоков. Вследствие этого акватория данного региона может рассматриваться как минимально измененная под влиянием техногенной деятельности. Интенсивные вдольбереговые течения обеспечивают высокую интенсивность водообмена в районе исследований. Особенностью данного района является периодическое возникновение апвеллингов – подъемов к поверхности глубинных холодных вод, обогащенных биогенными элементами. Следствием такого явления является резкое понижение температуры вод у поверхности и изменение их химического состава.

Материалы и методы исследований. В ходе экспедиций 2009 – 2010 гг. выполнялись измерения $p\text{CO}_2$ в морской воде и в приземном слое атмосферы, концентрации O_2 в морской воде, а также исследования гидрологических параметров – солёности и температуры.

Отбор проб морской воды из поверхностного слоя, с горизонтов 0; 0,5 и 5,0 м, проводили 3 – 4 раза в сутки с помощью погружного электрического насоса, крепившегося к пенопластовому поплавку или к нижней палубе платформы. Для измерения парциального давления углекислого газа в атмосфере и морской воде использовали приборный комплекс *AS-C3* на базе инфракрасного анализатора *LI-7000 DP*, позволяющего определять значения $p\text{CO}_2$, методики определения приведены в [10, 11]. Относительная ошибка определе-

ния $p\text{CO}_2$ не превышала 1 % [10]. Одновременно с отбором проб прибором ГАП-16 проводили CTD-зондирования, по данным которых были получены профили температуры и солёности морской воды от поверхности до дна.

Определение концентрации растворенного O_2 выполняли по методу Винклера, на основании известных величин температуры и солёности вод рассчитывали процент насыщения вод кислородом.

Полученные результаты и их обсуждение. В табл.1 приведены средние, минимальные и максимальные значения парциального давления $p\text{CO}_2$ в воде и в атмосфере для каждой съемки. Результаты измерения $p\text{CO}_2$ в морской воде и атмосфере, растворенного O_2 , а также температурные характеристики вод в период исследований представлены также на рис.1 – 3.

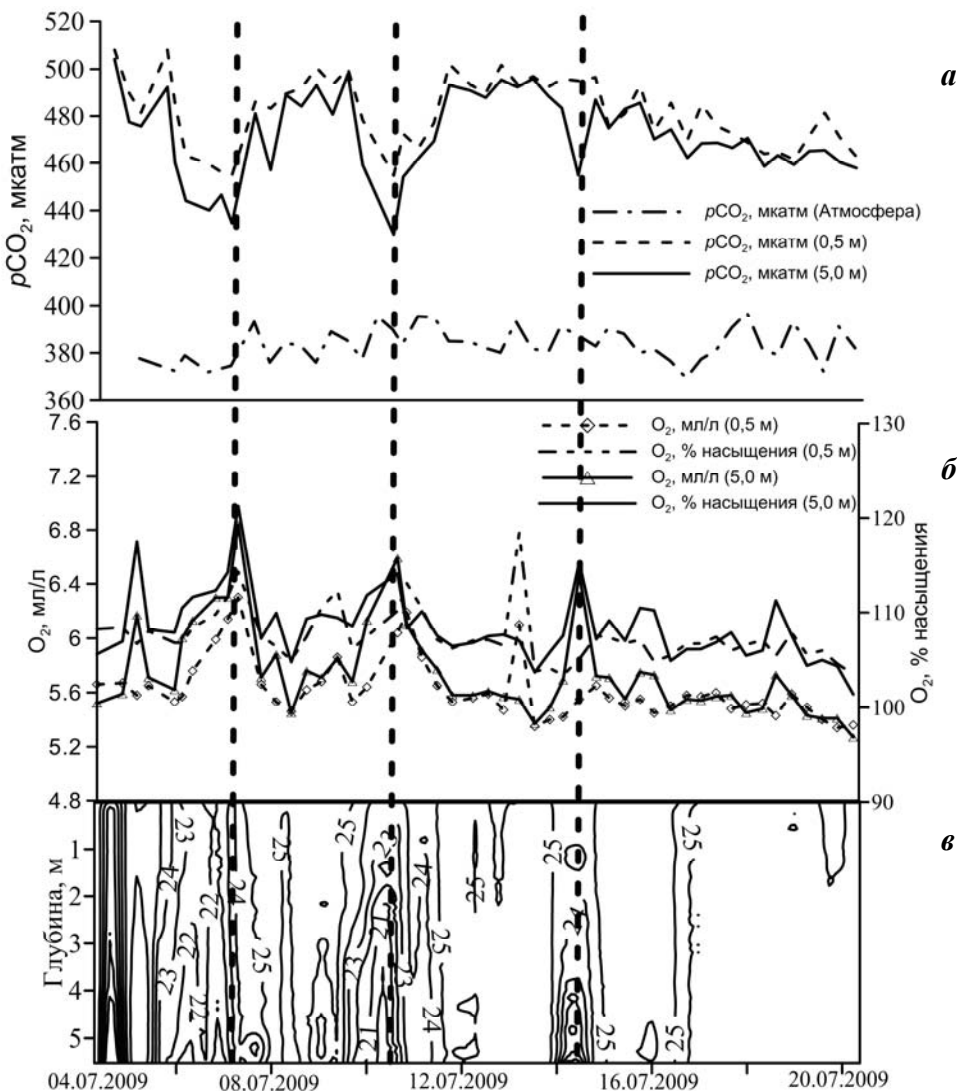
В период июльской экспедиции 2009 г. (рис.1) наблюдался даунвеллинг, вследствие которого температура поверхностных вод в течение всего периода наблюдений была высокой и изменялась незначительно. Амплитуда колебаний величины $p\text{CO}_2$ для горизонта 5,0 м была больше, чем в поверхностном слое, что обусловлено более значительными перепадами температуры на пятиметровой глубине, чем у поверхности. Величина $p\text{CO}_2$ на глубине 5,0 м была статистически ниже, чем в приповерхностном слое.

Понижение температуры воды на 2 – 4 °С в июле 2009 г. наблюдалось в трех случаях (пунктирные линии на рис.1), в каждом из которых происходило уменьшение значений величины $p\text{CO}_2$ и увеличение концентрации O_2 . Во всех случаях перепад носил более выраженный характер для горизонта 5,0 м. Таким образом, изменения парциального давления углекислого газа и концентрации растворенного кислорода при понижении температуры носили противоположно направленный характер. Выполненный корреляционный анализ не выявил достоверных зависимостей между $p\text{CO}_2$, O_2 и температурой – коэффициент корреляции Пирсона (r), рассчитанный для каждой пары массивов, был близок к нулю.

На графике насыщения воды кислородом, кроме максимумов, связанных с понижением температуры воды, присутствует ряд пиков, наблюдавшихся при относительно постоянной температуре воды. Некоторым из этих пиков соответствуют понижения $p\text{CO}_2$. Таким образом, можно предполагать, что

Т а б л и ц а 1. Парциальное давление углекислого газа в воде и атмосфере по данным трех экспедиций.

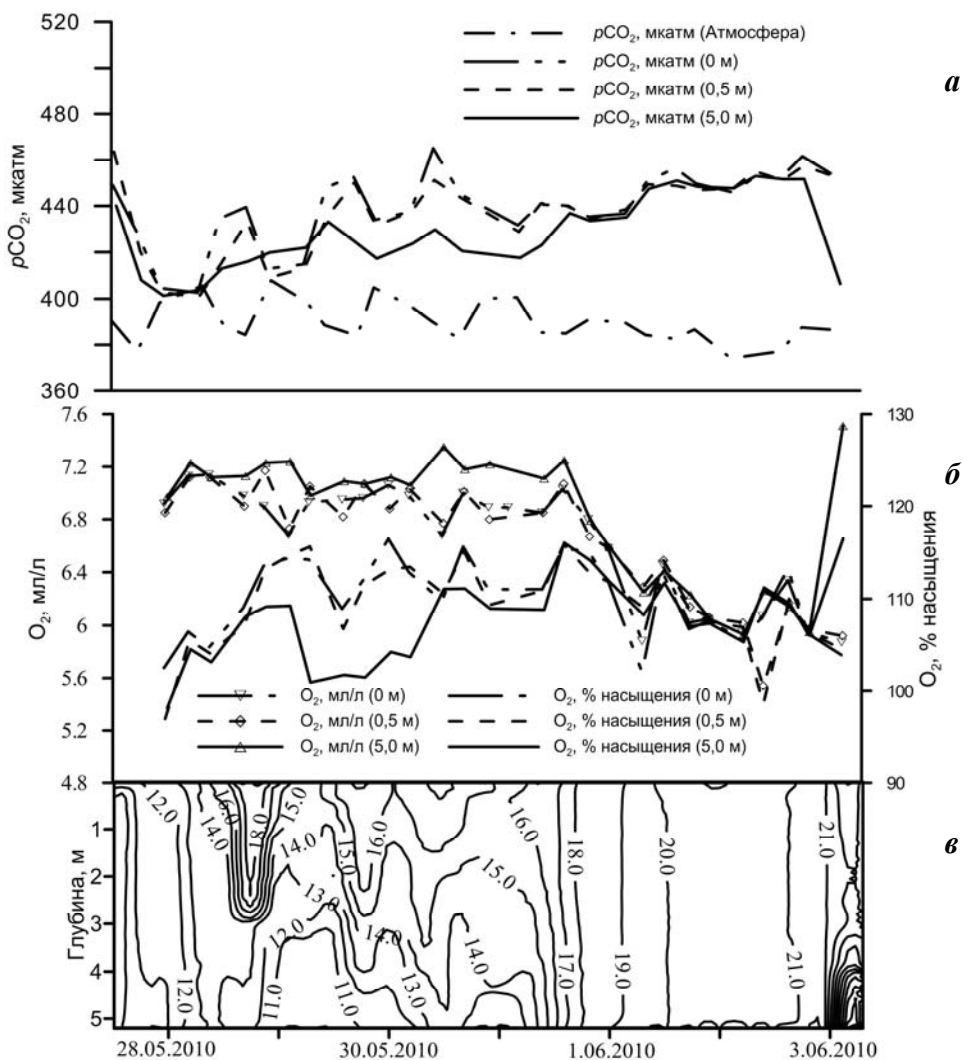
время съемки	горизонт	$p\text{CO}_2$ в воде, мкатм			$p\text{CO}_2$ в атмосфере, мкатм		
		среднее	<i>max</i>	<i>min</i>	среднее	<i>max</i>	<i>min</i>
июль 2009 г.	0	–	–	–			
	0,5	481,6	508,1	454,8	388,7	402,3	374,4
	5,0	472,0	504,2	429,9			
май 2010 г.	0	437,0	462,0	401,9			
	0,5	434,3	463,2	400,4	392,2	406,5	379,7
	5,0	426,2	453,4	400,4			
июль 2010 г.	0	450,7	479,6	440,5			
	0,5	449,9	471,6	438,0	383,0	396,3	373,9
	5,0	448,5	459,7	438,3			



динамика O_2 и $p\text{CO}_2$ определяется не только гидрологическими факторами.

Для поверхностных вод в июле 2009 г. был характерен интенсивный фотосинтез, что подтверждается высокой концентрацией растворенного кислорода – во всех случаях она превышала значение 100 % насыщения. Расхождения между величинами насыщения, полученными для горизонтов 0,5 и 5,0 м, были невелики.

Результаты майской экспедиции 2010 г. (рис.2) представляют особый интерес, поскольку в период наблюдений были зафиксированы существенные изменения значений $p\text{CO}_2$ и концентрации растворенного O_2 , вызванные заключительной фазой апвеллинга в начале съемки. Амплитуда колебаний температуры морской воды на поверхности достигала 9 °C, а значительный вертикальный градиент температуры можно было наблюдать даже в верхнем



Р и с . 2 . Динамика $p\text{CO}_2$, концентрации растворенного O_2 и температурная характеристика вод в мае 2010 г.

нем пятиметровом слое, где разность температуры между горизонтами 0 м и 5,0 м достигала 7°C .

Характер изменений величины $p\text{CO}_2$ зависел от температуры воды, причем эта зависимость была более выражена для горизонта 5,0 м. Рассчитанный коэффициент корреляции Пирсона (r) между $p\text{CO}_2$ и температурой для горизонта 5,0 м достигал 0,79, тогда как для горизонтов 0 и 0,5 м его значения были равны 0,66 и 0,53 соответственно. Это указывает на усиление влияния температуры на величину $p\text{CO}_2$ с глубиной.

В противоположность этой зависимости, между парциальным давлением углекислого газа и концентрацией растворенного кислорода в мае 2010 г. была обнаружена отрицательная корреляционная связь. Она также была наиболее ярко выражена на глубине 5,0 м, для которой величина коэффициента корреляции Пирсона достигала $-0,88$, тогда как для горизонтов 0 и

0,5 м коэффициент корреляции составил – 0,56 и – 0,65 соответственно.

Зависимость содержания растворенного кислорода от температуры воды также носила обратный характер, однако, в отличие от $p\text{CO}_2$, значения коэффициента корреляции были близки на всех горизонтах и находились в пределах – 0,80 – – 0,87. Такая зависимость отражается и на рис.2, где минимумам температуры соответствует максимальное содержание кислорода. Это показывает, что в период майских исследований температура воды играла более важную роль в определении концентрации растворенного кислорода, чем в июле.

Динамика степени насыщения воды кислородом носила более сложный характер. В начале съемки, когда температура воды во всем исследуемом слое была в пределах 11,5 – 12,2 °С, степень насыщения воды кислородом не превышала 106,5 % для поверхностного горизонта и 104,5 % – для горизонта 5 м. С ростом температуры увеличивалась и степень насыщения вод кислородом, причем это увеличение было более выражено для поверхностного 0 – 0,5 м слоя, температура которого возрастала быстрее.

По мере прогрева воды и выравнивания температуры во всем исследуемом 5 м слое степень насыщенности также стала одинаковой для всех трех горизонтов. Следует отметить, что для горизонтов 0,5 и 5,0 м было зафиксировано несколько случаев, когда величина насыщения была менее 100 %.

Для горизонта 0 м значение насыщения воды кислородом в среднем составляло 110 % (от 102,1 до 116,4 %). На глубине 0,5 м среднее значение было 109,4 % (от 97 до 115,8 %). Для горизонта 5,0 м значение насыщения колебалось от 98,1 до 116,4 % при средней величине 107,8 %.

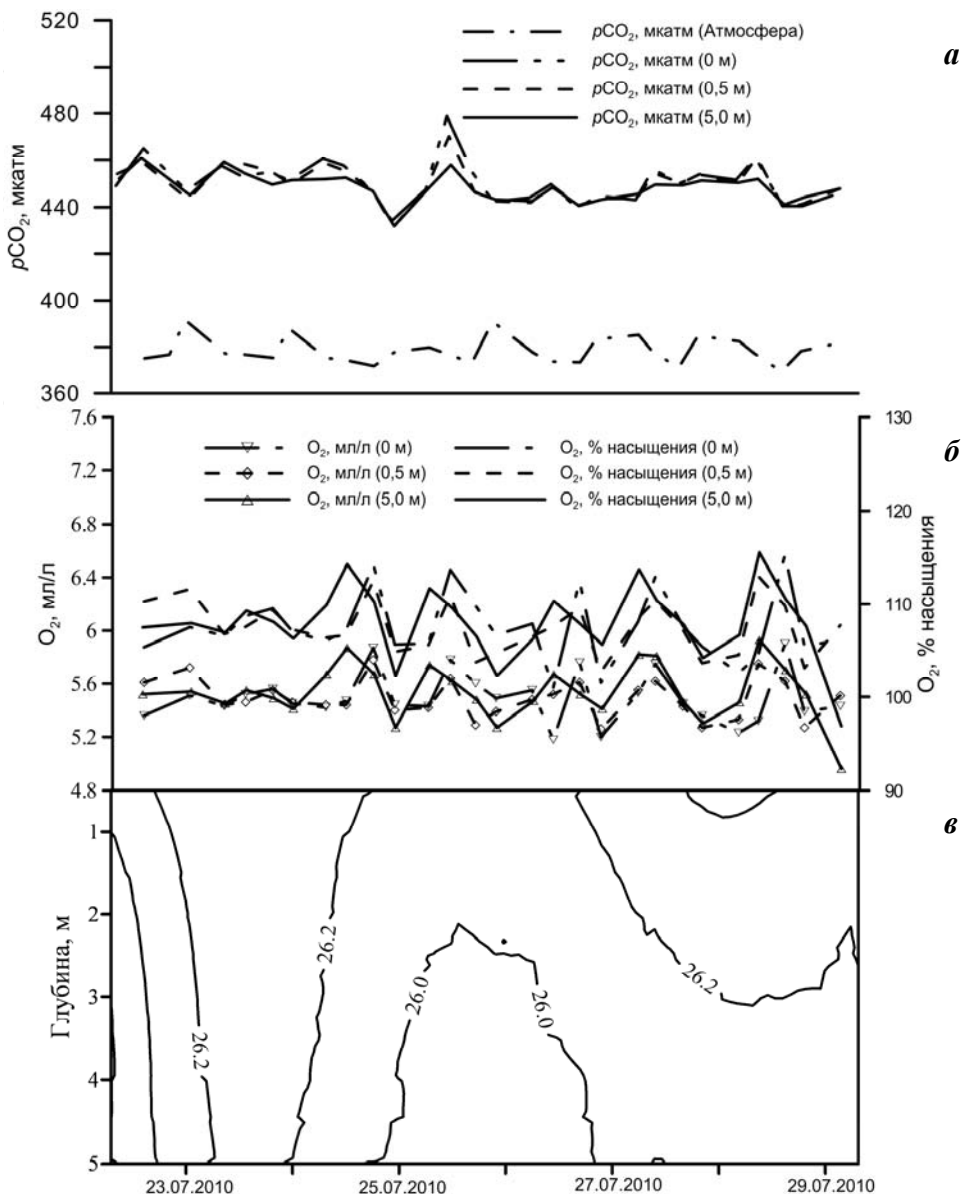
Результаты, полученные в ходе июльской экспедиции 2010 г., представлены на рис.3.

Как и в июле 2009 г., корреляционных связей между $p\text{CO}_2$, O_2 и температурой выявлено не было, поскольку во время съемки температура исследуемого слоя была стабильной и почти не изменялась – амплитуда ее изменений не превышала 1°С.

Практически постоянная температура верхнего пятиметрового слоя вод привела к тому, что значение $p\text{CO}_2$ в морской воде для разных горизонтов изменялось несущественно, а ее вертикальный градиент не превышал погрешности метода измерения. Узкий диапазон изменений исследуемых величин может быть причиной того, что корреляционный анализ оказывается неприменим в данном случае и для установления существования зависимости требуется другой статистический метод.

Концентрация растворенного кислорода в период съемки изменялась незначительно. Значение степени насыщения воды кислородом было почти одинаковым для всех трех горизонтов и в среднем составляло 107,5 – 108 %. Минимальные значения отличались несколько больше и составляли для горизонтов 0; 0,5 и 5,0 м соответственно 101,0; 102,7 и 96,9 %. Максимальные показатели для горизонтов 0 и 5,0 м были почти одинаковыми (115,3 и 115,5 % соответственно), для горизонта 0,5 м – несколько ниже (113,0 %).

Для качественной оценки направленности потока углекислого газа на границе фаз вода – атмосфера было выполнено сравнение полученных величин парциального давления CO_2 для морской воды и атмосферы (рис.4).



Р и с . 3 . Динамика $p\text{CO}_2$, концентрации растворенного O_2 и температурная характеристика вод в июле 2010 г.

Как видно, во всех случаях среднее значение равновесного парциального давления углекислого газа в морской воде было выше соответствующего показателя для атмосферы. Следовательно, в течение проведенных исследований шельфовая зона моря являлась источником углекислого газа, а не поглотителем.

В июле 2009 г. $p\text{CO}_2$ для горизонта 0,5 м превышала $p\text{CO}_2$ в атмосфере в среднем на 23,6 %, а для горизонта 5,0 м – на 21,1 %. В мае 2010 г. $p\text{CO}_2$ для воды в большинстве случаев также была выше $p\text{CO}_2$ в атмосфере, хотя разница значений между ними была меньше. Так, для горизонтов 0; 0,5 и 5 м

$p\text{CO}_2$ в воде была больше $p\text{CO}_2$ в атмосфере в среднем на 11,4; 10,7 и 8,7 % соответственно. Наибольшие значения разности $p\text{CO}_2$ в мае 2010 г. приходились на период, когда температура воды достигала максимальных значений, то есть при прогреве вод поток углекислого газа из воды в атмосферу должен был увеличиться. Следует отметить, что в мае 2010 г было зафиксировано несколько случаев, когда $p\text{CO}_2$ в воде была ниже, чем в атмосфере.

В июле 2010 г. значение $p\text{CO}_2$ для горизонтов 0; 0,5 и 5,0 м во всех случаях было больше соответствующего значения $p\text{CO}_2$ в атмосфере в среднем на 17,7; 17,5 и 17,1 % соответственно.

Максимальная амплитуда относительных разностей в этом случае была ниже, чем в июле 2009 г., что объясняется узким диапазоном изменений температуры воды.

Заключение. Явление перенасыщения морской воды углекислым газом было описано ранее для отдельных акваторий Средиземного моря, в частности, оно характерно для ультраолиготрофных акваторий Эгейского моря [12]. Однако, по опубликованным данным, перенасыщение морской воды углекислым газом в большей мере приурочено к зимнему сезону, когда температура воды и продолжительность светового дня достигают минимальных значений. В период весеннего цветения фитопланктона картина меняется на противоположную: $p\text{CO}_2$ в морской воде становится ниже, чем в атмосфере.

Направленность потоков углекислого газа из водной фазы в атмосферу в летний период было описано для шельфовых вод Черного моря в предыдущих работах. Таким образом, полученные в ходе данной работы результаты прямых измерений $p\text{CO}_2$ согласуются с данными, полученными ранее расчетным путем [6, 7],

Результаты, полученные в ходе экспедиционных исследований в прибрежной зоне в районе Южного берега Крыма, указывают на сложный характер динамики парциального давления углекислого газа.

Для получения целостной картины сезонной динамики компонентов карбонатной системы прибрежных вод Черного моря необходимо продолжение начатых исследований, в результате чего должен быть получен годовой ход $p\text{CO}_2$ и других элементов карбонатной системы.

Выводы. Результаты, полученные в ходе экспедиционных исследований, представляют большой интерес, так как свидетельствуют о региональных особенностях сезонной динамики парциального давления углекислого газа в прибрежных водах Черного моря, отличающейся от опубликованных данных для других акваторий.

Полученные данные показывают наличие зависимости между $p\text{CO}_2$, O_2 и температурным режимом исследуемой акватории в весенний период и отсутствие такой зависимости в летний период. Таким образом, температура воды является важным, но не единственным фактором, определяющим значение $p\text{CO}_2$, на что указывает отсутствие корреляционной зависимости между $p\text{CO}_2$ и температурой в летний период.

Особенностью прибрежных районов Черного моря является регулярное развитие апвеллингов, вызывающих резкое понижение температуры воды и, как следствие, уменьшение $p\text{CO}_2$.

Работа выполнена в рамках национальных проектов «Экошельф», «Океанография», «Морские исследования» и международного проекта НАНУ-РФФИ «Взаимодействие» № 05-05-10 (У) и 10-05-90401 (Р).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Chen C.T.A., Borges A.V.* Reconciling opposing views on carbon cycling in the coastal ocean: Continental shelves as sinks and near-shore ecosystems as sources of atmospheric CO₂ // *Deep-Sea Res. Part II.*– Apr 2009.– 56 (8).– P.578-590.
2. *D.O.E.* Handbook of methods for analysis of the various parameters of the carbon dioxide system in sea water / Eds by Dickson A.G., Goyet C.– Ver.2.– ORNL/CDIAC-74.– 1994.
3. *Guide to best practices for ocean CO₂ measurements* / Eds by Dickson A.G., Sabine C.L., Christian J.R.– PICES Special Publication, 2007.– 3.– 191 p.
4. *Millero F.J.* The marine inorganic carbon cycle // *Chem. Rev.*– 2007.– v.107, № 2.– P.308-341.
5. *Zeebe R.E., Wolf-Gladrow D.* CO₂ in seawater: equilibrium, kinetics, isotopes.– *Elsevier*, 2001.– 346 p.
6. *Жоров В.А., Абакумова Т.Н., Совга Е.Е., Ляшенко С.В.* Об обмене CO₂ между морем и атмосферой в некоторых районах Черного моря // *Океанология.*– 1981.– т.XXI, вып.1.– С.55-62.
7. *Жоров В.А., Совга Е.Е., Абакумова Т.Н.* Геохимические особенности распределения CO₂ в некоторых районах Черного моря // *Геохимия.*– 1979.– № 9.– С.1392-1403.
8. *Хоружий Д.С., Овсяный Е.И., Коновалов С.К.* Сопоставление результатов определения карбонатной системы и общей щелочности морской воды по данным различных аналитических методов // *Морской гидрофизический журнал (в печати)*
9. *Хоружий Д.С.* Опыт прямого определения парциального давления углекислого газа ($p\text{CO}_2$) и концентрации растворенного неорганического углерода (TCO_2) в прибрежных водах Черного моря летом 2009 г. // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.*– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009.– вып.20.– С.195-203.
10. *LI-7000 CO₂/H₂O Analyzer Instruction Manual.*– LI-COR Inc., 2004.– 222 p.
11. *AS-C3 DIC Analyzer Instruction Manual.*– Apollo SciTech, Inc., 2004.– 20 p.
12. *Krasakopoulou E., Rapsomanikis S., Papadopoulos A., Papathanassiou E.* Partial pressure and air – sea CO₂ flux in the Aegean Sea during February 2006 // *Continental shelf research.*– 2009.– v.29, № 11-12.– P.1477-1488.

Материал поступил в редакцию 12.10.2010 г.

А.Н.Серебряный*, В.А.Иванов**

*Акустический институт им. акад. Н.Н.Андреева, г.Москва

**Морской гидрофизический институт НАН Украины, г.Севастополь

ТРИДЦАТЬ ЛЕТ ИССЛЕДОВАНИЙ ВНУТРЕННИХ ВОЛН С ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОЙ ПЛАТФОРМЫ МОРСКОГО ГИДРОФИЗИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА НАН УКРАИНЫ

Представлен обзор экспериментальных исследований внутренних волн, проведенных с океанографической платформы Морского гидрофизического института НАН Украины со дня ее ввода в эксплуатацию до настоящего времени.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *внутренние волны, нелинейные волны, солитоны, инерционные волны, течения, сгонно-нагонные процессы, фронты, шельф.*

Стационарные платформы в море используются для проведения длительных океанографических наблюдений, в том числе измерений внутренних волн, достаточно давно. По-видимому, первой из них была океанографическая платформа Электронной лаборатории ВМС США, расположенная на тихоокеанском побережье у берегов Калифорнии. С этой платформы были проведены первые детальные экспериментальные исследования короткопериодных внутренних волн [1]. В СССР в 70-е гг. на протяжении ряда лет велись активные исследования внутренних волн со свайного основания, расположенного в шельфовой зоне Каспийского моря. К этому времени было предложено новое устройство для измерений внутренних волн – распределенный датчик температуры, зарекомендовавший себя в последующем как эффективное средство исследования пространственно-временных характеристик короткопериодных внутренних волн в океане и морях [2]. Измерения на платформе велись с помощью пространственных антенн распределенных датчиков температуры, которые позволяли с хорошей точностью определять основные параметры внутренних волн и вычислять их пространственные спектры [3, 4]. Измерения на каспийской платформе проводились группой сотрудников Акустического института под руководством К.В.Коняева. Мы принимали в этих работах непосредственное участие, поэтому к моменту ввода в строй океанографической платформы Морского гидрофизического института (МГИ) НАН Украины обладали достаточным опытом «платформенных» измерений внутренних волн и понимали необходимость продолжения их измерений с новой платформы в Черном море. Заметим также, что в 1979 г. нами были проведены долговременные измерения внутренних волн в Черном море с платформы на шельфе в северо-западной части моря [5].

Возможность проведения продолжительных наблюдений с платформ позволила нам не только достаточно детально изучить параметры и свойства короткопериодных внутренних волн, но и выявить ситуации, ведущие к появлению на шельфе интенсивных внутренних волн. Существенной особенностью исследований в замкнутых морях, таких как Черное и Каспий-

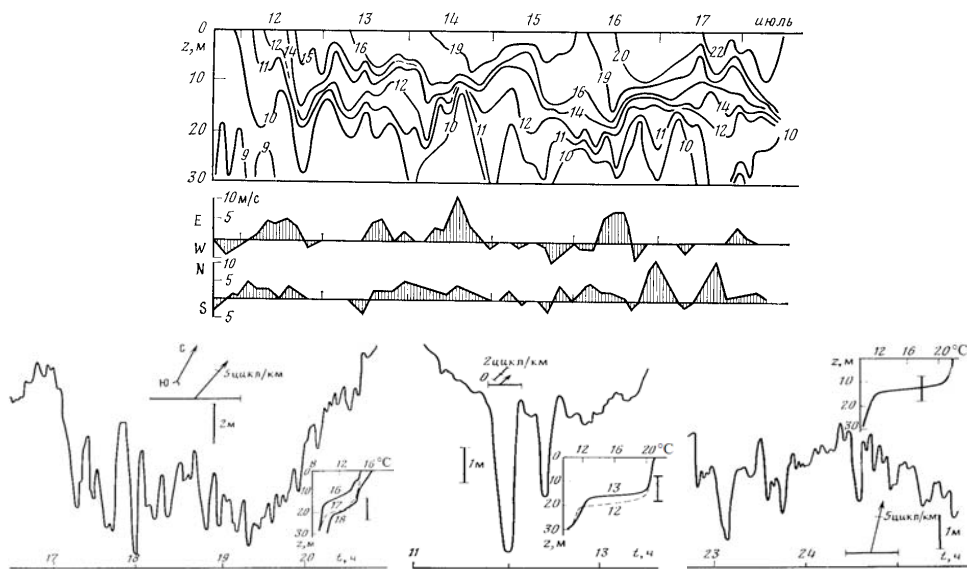
ское, является почти полное отсутствие здесь приливов, что дает возможность наблюдать различные неприливные механизмы генерации внутренних волн на шельфе. В условиях океанского шельфа данные механизмы безусловно также «работают», внося свой вклад во «внутриволновой континуум», но генерация интенсивных внутренних волн, выходящими на шельф внутренними приливами существенно затрудняет их наблюдение, если не делает его невозможным вообще, вследствие регулярности и большой интенсивности приливного механизма. Вследствие того, что платформы, с которых проводились наши наблюдения, располагались в существенно различных местах (по типам шельфов, преобладающим течениям и другим особенностям) это дало возможность нам выявить несколько разных механизмов генерации внутренних волн. Во время измерений со стационарной платформы в северо-западной части Черного моря наблюдалась генерация интенсивных внутренних волн движущейся над термоклинном поверхностной интрузией распресненных вод [5]. По результатам измерений с океанографической платформы МГИ были выявлены новые процессы, ответственные за генерацию интенсивных внутренних волн на шельфе, а именно, выход в прибрежную зону квазиинерционных внутренних волн, а также подход в прибрежную зону локальных термохалинных фронтов сгонно-нагонного происхождения. Поскольку данная статья носит характер обзора достижений в экспериментальных исследованиях внутренних волн, полученных на океанографической платформе МГИ, мы начнем наш обзор с более детального рассмотрения двух последних результатов наблюдений 1981 г., а также рассмотрим все значительные результаты, полученные в последующее время.

В 1981 г. были проведены первые измерения пространственно-временных характеристик внутренних волн с платформы МГИ в пгт.Кацивели [6]. Измерения были долговременными (с июня по октябрь), в это время велась регистрация вертикальных смещений термоклина с помощью пространственной антенны из четырех распределенных датчиков температуры десятиметровой длины, расположенных по углам верхней палубы платформы. Также проводились измерения другими приборами: гидрологический зонд (Исток-5), измерители течений МГИ 1302, метеоконкомплекс. В результате проведенных наблюдений были получены не только первые данные о параметрах внутренних волн у приглубого шельфа, преобладающей направленности движения цугов внутренних волн, частоте их появления и др., но, как уже упоминалось ранее, были выявлены два процесса, ответственные за появление в прибрежной зоне интенсивных внутренних волн. В целом полученные в 1981 г. результаты о внутренних волнах имели фундаментальный характер, их актуальность сохраняется до настоящего времени.

Генерация нелинейных внутренних волн фронтами сгонно-нагонного происхождения. Случаи генерации нелинейных внутренних волн фронтами сгонно-нагонного происхождения многократно отмечались за весь период измерений с платформы в 1981 г. Динамика вод прибрежной зоны у платформы во многом определяется направлением и силой господствующих ветров, смена их направлений при условиях узкого приглубого шельфа вызывает быструю реакцию в виде подъема глубинных вод при

сгоне, либо опускание теплых поверхностных вод при нагоне [7]. В период исследований 1981 г. преобладали ветры северных и восточных румбов. Восточные ветры являются нагонными, а западные – сгонными. Продолжительные измерения внутренних волн позволили проследить за вертикальными движениями термоклина в самых различных гидрометеорологических ситуациях. Сопоставление с метеорологическими данными показало, что усиление интенсивности короткопериодных внутренних волн тесно связано с периодами сгонов и нагонов. Характер внутренних волн при сгонах и нагонах проиллюстрируем на примере действия наиболее продолжительного сгона с 6 по 12 июля 1981 г. (рис.1). В процессе сгона, вызванного сильным западным ветром, термоклин, первоначально находившийся в середине водной толщи, сначала сгладился, а затем вышел на поверхность. 11 июля западный ветер сначала ослабел, а затем сменился на восточный, после чего стало происходить постепенное восстановление стратификации. 12 июля в 14.00 температура в поверхностном слое стала повышаться, при этом изотермы 10 – 14 °С за час заглубились на 10 м. Через два часа сформировавшийся термоклин вновь резко опустился, и на нем появились движущиеся к берегу интенсивные внутренние волны (рис.1).

Размах колебаний термоклина достигал 5 – 6 м, периоды 5 – 15 мин. В последующие дни преобладал северо-восточный ветер, создававший дополнительный нагон теплых вод, подход которых сопровождался новыми резкими опусканиями термоклина и интенсивными внутренними волнами с характерной формой волн-углублений (обостренные подошвы и сглаженные гребни) также движущихся к берегу.



Р и с . 1 . Генерация нелинейных внутренних волн подходящими в прибрежную зону фронтами сгонно-нагонного происхождения: разрез поля температуры по глубине и времени после сильного сгона, закончившегося 11 июля 1981 г. (вверху). Восстановлению стратификации способствовали непродолжительные нагонные ветры (составляющие которых показаны под разрезом); примеры цугов нелинейных внутренних волн, порожденных подходящими в прибрежную зону фронтами (внизу).

Генерация внутренних волн квазиинерционными внутренними волнами. Другой пример интенсификации поля внутренних волн на шельфе связан с генерацией нелинейных внутренних волн квазиинерционными внутренними волнами, зарегистрированными в прибрежной зоне Черного моря [6]. В конце августа 1981 г. погода над акваторией Черного моря определялась действием обширного циклона. Прохождение холодного атмосферного фронта сопровождалось значительным усилением ветра до 15 м/с с поворотом с юго-запада на северо-запад. Сильный северо-западный ветер в тыловой части циклона 29 августа вызвал кратковременный сгон: за 8 часов поверхностная температура понизилась с 22 до 14 °С. После прохождения циклона в течение 7 – 8 суток наблюдались вертикальные колебания термоклина с периодом, близким к локальному инерционному периоду – 17,2 ч (рис.2). Колебания термоклина достигали размаха 25 м при глубине места 30 м. Все это время термоклин был, как правило, резким с градиентом до 0,5 °С/м. Возрастание градиентов было привязано к моментам прижатия термоклина ко дну – подошвам длиннопериодных волн. Последующие поднятия термоклина сопровождалось его «растяжением» по вертикали. Течения в этот период были вдольбереговые западные – юго-западные: у дна незначительные, а на горизонтах 5 и 15 м около 0,30 – 0,40 м/с. Усиление западного течения происходило одновременно с прижатием термоклина ко дну. Средний вдольбереговой поток, направленный на запад, усиливался при совпадении с инерционным потоком и ослабевал в случае несовпадения. К моментам изменения интенсивности течения были приурочены появления на термоклине интенсивных короткопериодных внутренних волн. На рис.2. показан пример записи заднего и переднего склонов внутренней инерционной волны. Подход переднего склона сопровождался нелинейными внутренними волнами высотой до 6 м.

Возникновению колебаний термоклина в прибрежной зоне с инерционным периодом можно дать следующую трактовку. Колебания в поле ветра возбуждают инерционные колебания вектора скорости дрейфового течения. Вектор скорости течения в верхнем квазиоднородном слое совершает вращение по часовой стрелке, вызывая нагон, когда он направлен в сторону берега, и сгон при смене направлений течения на противоположное. Подход фронтов сгонно-нагонного происхождения в свою очередь генерирует интенсивные короткопериодные волны.

Измерения, проводимые в 90-е гг. Описанные выше ситуации, ведущие к генерации интенсивных внутренних волн, были подтверждены в проведенных позже независимых наблюдениях других авторов. Так в специальном исследовании, проведенном с платформы летом 1992 и 1993 гг., посвященном изучению развития апвеллинга в прибрежной зоне, отмечена так называемая конечная фаза процесса, которая наступает через несколько часов после того как, стихает сгонный западный ветер. Согласно авторам [8], в это время вдольбереговое восточное течение меняет направление на противоположное и со стороны Ялты подходят теплые воды, опуская слой температурного скачка (происходит даунвеллинг). Также в этот период появляются, непрерывно идущие одна за другой, интенсивные уединенные внутренние волны, которые имеют «направленный вниз гребень». Высоты этих волн достигают 5 – 7 м, а иногда 10 – 12 м. Орбитальные скорости волновых движений

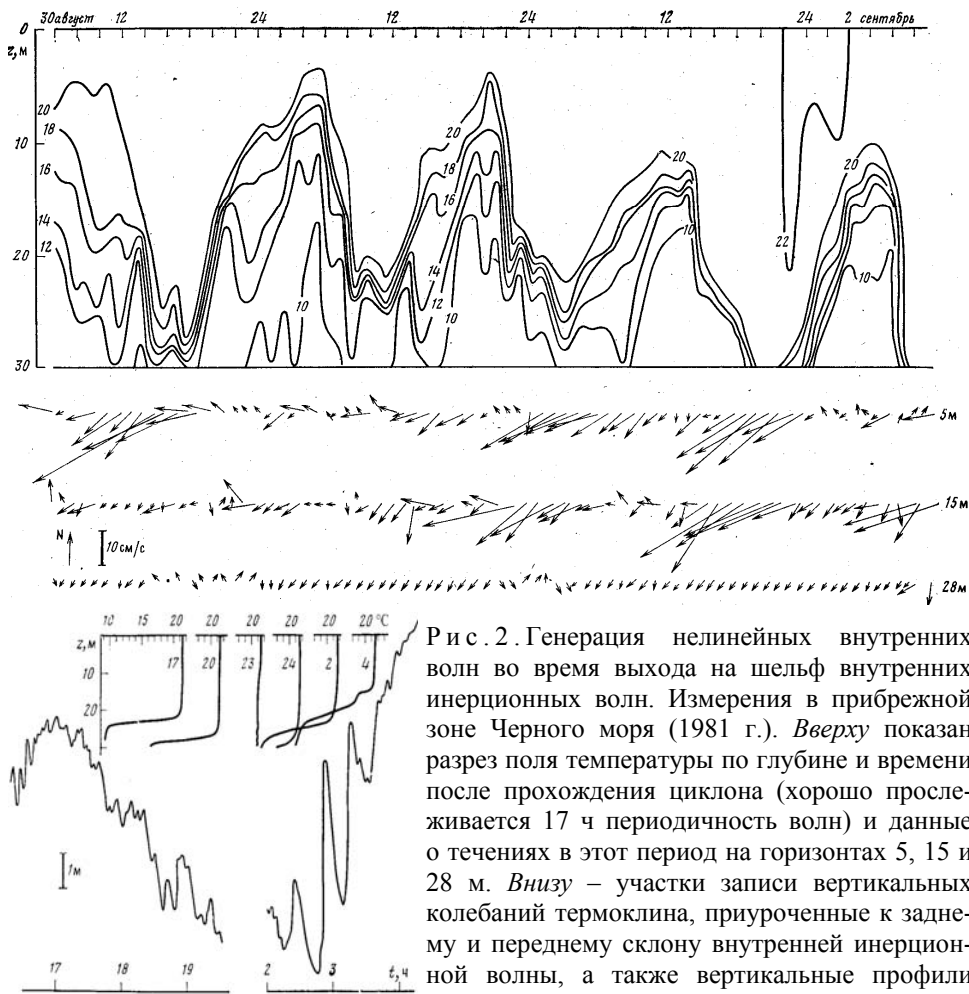


Рис. 2. Генерация нелинейных внутренних волн во время выхода на шельф внутренних инерционных волн. Измерения в прибрежной зоне Черного моря (1981 г.). *Вверху* показан разрез поля температуры по глубине и времени после прохождения циклона (хорошо прослеживается 17 ч периодичность волн) и данные о течениях в этот период на горизонтах 5, 15 и 28 м. *Внизу* – участки записи вертикальных колебаний термоклина, приуроченные к заднему и переднему склону внутренней инерционной волны, а также вертикальные профили температуры в характерные моменты времени.

высоки, ее вертикальные компоненты достигали величин в несколько см/с. Временные интервалы между прохождением двух последовательных уединенных внутренних волн составляют 15 – 25 мин. Наблюдения за изменчивостью температурной структуры водной толщи в этом эксперименте проводились с помощью термогирлянды, содержащей 27 датчиков температуры (длина каждого термодатчика около 1 м, дискретность опроса датчиков составляла 40 с). На рис.3 показана трехчасовая запись термогирлянды во время прохода под платформой группы интенсивных уединенных внутренних волн. Головная волна в группе имеет наибольшую высоту: 7 м. Изо-

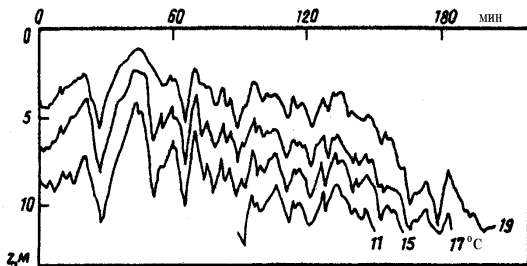


Рис. 3. Группа уединенных внутренних волн, зарегистрированная в период даунвеллинга после окончания длительного действия сгонного ветра. Измерения с платформы термогирлянды в 1992 г. [8].

термы от 11 до 19 °С при прохождении группы волн совершают синхронные колебания, что свидетельствует об их принадлежности к первой моде.

Проведенные в июле – августе 1993 г. длительные измерения внутренних волн [9] установленной на платформе антенной из трех градиентно-распределенных датчиков температуры (распределенные датчики, дополненные на верхнем и нижнем конце точечными датчиками температуры), а также комплексом приборов для регистрации фоновых условий (зонд МГИ 4113, измерители течений МГИ 1308 на трех горизонтах и др.) также подтвердили репутацию «периода после сгона», как время появления в прибрежной зоне моря интенсивных внутренних волн. В этих экспериментах были зарегистрированы цуги интенсивных короткопериодных внутренних волн высотой около 10 м, причем была выявлена периодичность их появления, близкая к 17 ч, т.е. локальному инерционному периоду. Авторами было высказано предположение, что причиной генерации этих аномально высоких внутренних волн было поперекбереговое меандрирование струи ОЧТ с инерционной частотой, вызванное предшествовавшим сильным сгоном. На рис.4 приведен пример записи цуга

интенсивных короткопериодных внутренних волн от 30 июля 1993 г. [9]. Показаны вертикальные смещения термоклина в толще воды между горизонтами 6 и 26 м, полученные после нормировки записи распределенного датчика температуры на вертикальный температурный градиент. Согласно данным [9], цуг был приурочен к подходу переднего фронта квазиинерционной внутренней волны, в связи с чем, с его появлением среднее положение термоклина смещалось вверх из придонного положения. Это значит, что представленный на рис.4 цуг был подобен в основных чертах цугу на рис.2 и также состоял из волн с обостренными гребнями и выположенными подошвами, т.е. волн-возвышений, которые обычно наблюдаются на придонном термоклине.

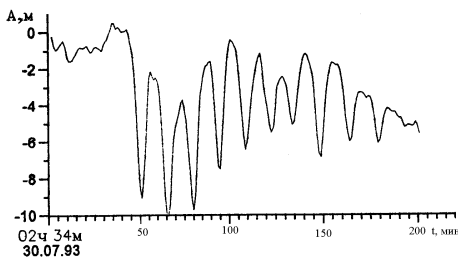


Рис. 4. Цуг интенсивных внутренних волн, зарегистрированный при подходе переднего фронта квазиинерционной внутренней волны. Измерения с платформы градиентно-распределенным датчиком температуры в 1993 г. [9].

Поверхностные проявления внутренних волн. Первые наблюдения связи сликовых полос у платформы с внутренними волнами. Все без исключения случаи наблюдения вышеописанных интенсивных внутренних волн сопровождалось поверхностными проявлениями в виде чередующихся на морской поверхности полос выглаженной воды (сликов) и ряби. Однако первая работа, показавшая на связь сликовых полос, проходящих через платформу МГИ с внутренними волнами [10] была сделана на материале не таких интенсивных волн. При проведении измерений на платформе в 1981 г. мы неоднократно наблюдали в дневное время при тихой погоде на поверхности моря протяженные, как правило, параллельные берегу полосы гладкой воды, разделенные рябью. Обычно следовало 2 – 3 хорошо различимых полосы шириной 10 – 20 м на расстоянии 30 – 60 м друг от друга.

При прохождении под платформой зон ряби и выглаженной воды распределенные датчики температуры регистрировали вертикальные колебания термоклина. На рис.5 приведен пример записи колебаний термоклина в момент прохождения сликовых полос. Удалось сопоставить визуальные наблюдения прохождения сликовых полос под платформой с записью колебаний термоклина. Было выявлено, что прохождению слика соответствует уход термоклина вниз, т.е. передний фронт внутренней волны-углубления. Эта особенность указывает на «пленочный механизм» образования сликовых полос внутренними волнами. Для сравнения можем упомянуть, что этой фазе внутренней волны в случаях волн больших

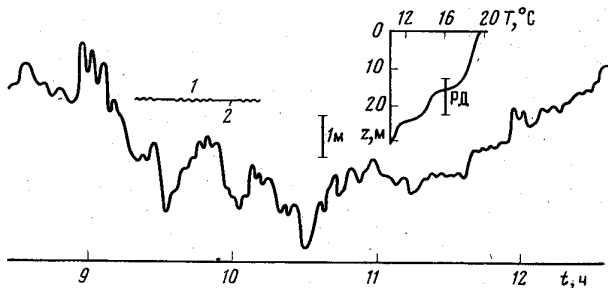


Рис. 5. Пример записи колебаний термоклина при прохождении внутренних волн, сопровождающихся сликовыми полосами на поверхности моря 27 июня 1981 г. Выделены участки записи, где сликовые полосы были выражены наиболее сильно: рябь (1), слик (2).

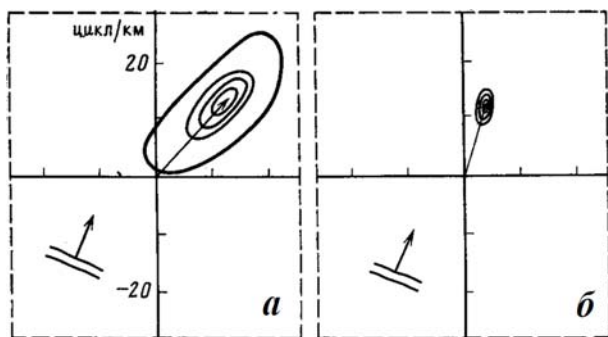


Рис. 6. Пространственные спектры внутренних волн, сопровождавшихся сликовыми полосами на поверхности моря (27 (а) и 28 (б) июня). Временная частота анализа спектров 4,17 мГц. В левых нижних углах показано направление движения сликов.

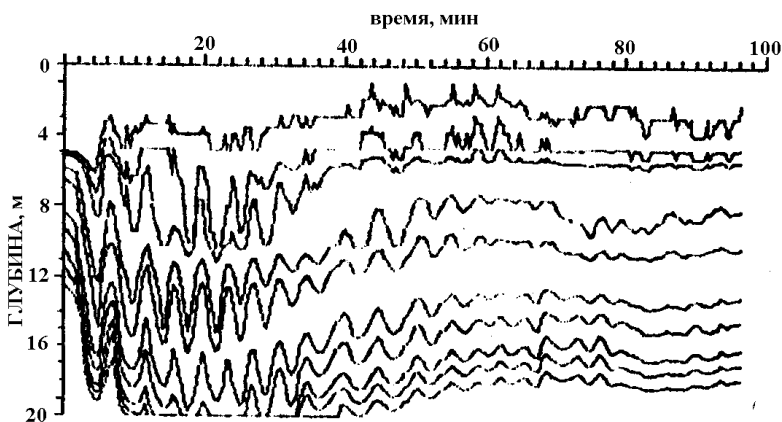
амплитуд на поверхности океана обычно сопутствует полоса сулоя (усиленного поверхностного волнения), что указывает на «кинематический механизм» образования сликов. Вызвавшие слики внутренние волны имели относительно небольшие высоты (от 0,8 до 2 м). На рис.6 приведены примеры пространственных спектров внутренних волн, сопровождающихся сликами. Пространственный спектральный анализ дает направление движения внутренних волн, которое можно сопоставить с направлением движения сликов. Отмечено совпадение направленности движения сликов и внутренних волн.

Сликовые полосы 10 июля 1991 г. По-видимому, наиболее впечатляющий эффект, произведенный внутренними волнами вблизи платформы МГИ в виде их поверхностных проявлений, имел место 10 июля 1991 г. Тогда в дневное время (после полдня) поверхность моря оказалась покрыта хорошо различной системой сликовых прямолинейных полос, подходящих к платформе широким фронтом с мористой стороны. Эта картина была хорошо видна с берега из пгт.Кацивели. Система сликовых полос с длинными фронтами двигалась от горизонта под углом к берегу в течение 1,5 ч [11]. Удалось зарегистрировать параметры внутренних волн, производивших

столь впечатляющую картину, с помощью гирлянды из шести температурных резистивных датчиков, установленной на платформе. Регистрация данных велась на горизонтах 1, 5, 10, 15, 20 и 25 м с дискретностью 24 с. Полученные термогирляндой данные позволяют восстановить картину прошедшего явления и понять, что подход сликовых полос сопровождался прохождением резкого фронта теплой воды. За 2 мин температура поднялась: на горизонте 20 м – с 8 до 11 °С, на горизонте 10 м – с 10,5 до 22,6 °С, на горизонте 5 м – с 16 до 25 °С. Прохождение теплого фронта совпало с прохождением цуга интенсивных внутренних волн. В цуге было 11 волн. Периоды волн около 5 мин. Максимальные температурные колебания под действием внутренних волн были на горизонте 15 м. Авторами с помощью линейной интерполяции были рассчитаны глубины залегания изопикн во время прохождения цуга (рис.7). Откуда мы видим, что цуг волн состоял из волн-углублений (по крайней мере, это относится к нескольким головным волнам). Первая и вторая головные волны имели высоты 8 и 6 м. При прохождении цуга все слои столба жидкости от поверхности до дна совершали синхронные колебания, что свидетельствует о присутствии первой моды колебаний.

Относительно причин возникновения этого цуга интенсивных волн авторы сообщают, что перед его появлением в предыдущие три дня было отмечено усиление колебаний температуры с инерционным периодом, а также усиление среднесуточной скорости ОЧТ на траверзе пгт.Кацивели и повышение атмосферного давления.

Результаты наиболее полных исследований по выявлению связи внутренних волн со сликовыми полосами на поверхности моря у платформы были проведены в экспериментах, отраженных в публикациях [12, 13]. Преимущество вышеупомянутых экспериментов было в возможности одновременных измерений характеристик внутренних волн, поверхностных волн и параметров пленок поверхностно-активных веществ (ПАВ). Измерения внутренних волн велись с помощью антенны распределенных датчиков температуры, а также CTD зонда. Гравитационно-капиллярные волны (ГКВ) регистрировались оптическими анализаторами спектра волн сантиметрового и дециметрового диапазонов, а также скаттерометрами X- и Ka-диапазонов;



Р и с . 7 . Колебания изопикн при проходе цуга интенсивных внутренних волн через платформу 10 июля 1991 г. [11].

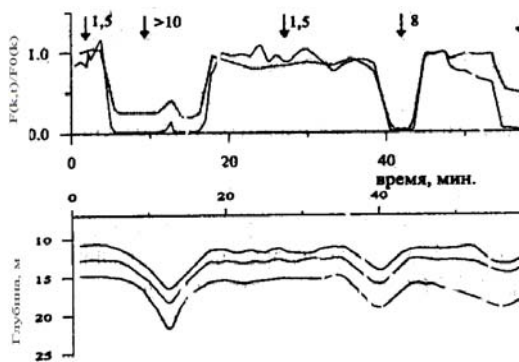


Рис. 8. Синхронные записи текущего спектра ветровых ГКВ (*вверху*) и колебаний изотерм 14,4, 12 и 11,2 °С (*сверху вниз*). Стрелками показаны моменты измерения и полученные значения давления пленок.

проводились измерения коэффициента поверхностного натяжения морской воды методом растекающихся капель [12].

На рис.8 представлен пример синхронных записей смещений изотерм, вызванных проходящим под платформой цугом из трех интенсивных внутренних волн, и текущего спектра волнения на фиксированных длинах волн ГКВ в диапазоне 6,5 – 23 см, а также результаты измерения давления пленки. Зарегистрированные внутренние волны – волны типа углублений, упорядочены по амплитуде, с высотой головной волны 7 м, разнесены друг от друга по времени почти на 25 мин. Все перечисленные черты свидетельствуют о нелинейной природе этих волн. Измерения показали, что в моменты прохождения уединенных внутренних волн резко увеличивается концентрация ПАВ, а в моменты между волнами – она уменьшается, причем наибольшая концентрация ПАВ обнаружена при прохождении головной внутренней волны (превышает 10 мН/м). На рис.8 проявляется также типичный характер изменчивости поверхностного волнения в сликах: интенсивность ряби сантиметрового диапазона уменьшается в сликах на порядок, в то время как подавление волн дециметрового диапазона (с волнами более 25 – 30 см) оказывается незначительным.

Измерения внутренних волн после 2000 г. В 2001 г. исследования внутренних волн на платформе были возобновлены силами отдела гидрофизики шельфа МГИ при участии небольшой группы сотрудников Акустического института. Ежегодно с 2001 по 2005 гг. экспедиции организовывал и возглавлял А.Д.Лисиченок. Экспедиционные работы на этом этапе отличались от предыдущих использованием новых современных приборов. В работах на платформе стали использоваться CTD-минизонды, велись измерения не только температуры и солености в водной толще, но и растворенного кислорода и других параметров. Также в последнее время нами помимо измерений распределенными датчиками температуры стали проводиться измерения гирляндами миниатюрных автономных датчиков температуры. С 2003 г. на платформе проводились измерения течений акустическим доплеровским профилометром течений (ADCP) марки “Rio Grande 600 kHz”. ADCP может быть использован в двух основных режимах. Он может работать длительное время закрепленным на платформе и регистрировать течения в водной толще от поверхности до дна и таким образом измерять временную изменчивость течения. Второй режим работы ADCP – работа им с малого судна или моторного катера. В этом режиме возможно получать пространственные разрезы с характеристикой течений на них. Акустический профилометр помимо данных о течениях дает информацию об обратном рассеянии акустического сигнала в водной толще и, как правило, хоро-

шо отражает положение слоя скачка температуры. В случае присутствия на термоклине внутренних волн *ADCP* позволяет с достаточной точностью регистрировать их параметры.

В августе 2001 г. были проведены измерения во время сильного нагона с целью получить детальную информацию о поле внутренних волн в этот период [14]. Измерения велись распределенными датчиками температуры, гирляндой измерителей течений, а также при помощи многократных *CTD*-зондирований. Было выявлено, что генерация внутренних волн в период нагона происходит в период ослабления нагонного ветра, в то время, когда придонное течение изменяет свое направление (в основном направленное от берега) на противоположное. В этот период мы наблюдали значительное усиление сдвигового течения в придонном слое, и появление внутреннего бора на резком придонном термоклине. Внутренний бор сопровождался интенсивными короткопериодными внутренними волнами, движущимися к берегу. Наблюдались признаки обрушения внутренних волн в виде короткоживущих плотностных инверсий толщиной до 40 см.

В исследованиях, проведенных в августе 2002 г., была выявлена роль внутренних боров, как явлений, обеспечивающих поступление в придонные слои прибрежной зоны Черного моря вод с высоким содержанием растворенного кислорода [15].

Наиболее полные на сегодняшний день исследования внутренних боров были проведены в августе 2005 г. [16]. В результате этих измерений было показано, что распространение боров в прибрежной зоне моря тесно связано с мощными струйными течениями, появляющимися с периодичностью, близкой к инерционной. Было зарегистрировано два типа боров, кардинально отличающихся положением максимума течения – в первом случае – у поверхности моря, во втором – у дна.

Перед тем как закончить, заметим, что, несмотря на различие рассмотренных в обзоре характерных ситуаций, ведущих к интенсификации поля внутренних волн, их объединяет одна общая черта – все они инициированы интенсивным метеорологическим воздействием. После окончания действия сильного ветра, который выполняет роль своеобразной пружины, на сцену выступают вышеописанные процессы, при которых и происходит генерация интенсивных внутренних волн.

Заключение. Итак, нами был сделан обзор работ об исследовании внутренних волн с платформы МГИ, проведенных за три десятилетия ее существования. За этот срок разными исследователями собран обширный материал, который позволил разобраться в основных чертах и особенностях поля внутренних волн на приглубом шельфе. Однако внутренние волны как и другие процессы на шельфе еще до конца не познаны, поэтому океанографическая платформа МГИ востребована сегодня и безусловно будет востребована завтра.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ла-Фонд Е.К.* Внутренние волны. – Л.: Гидрометеиздат, 1965. – С.373-388.
2. *Коняев К.В., Сабинин К.Д.* Новые данные о внутренних волнах в море полученные с помощью распределенных датчиков температуры // Докл. АН СССР. – 1973. – 209, № 1. – С.86-89.

3. *Иванов В.А., Коняев К.В.* Бор на термоклине // Изв. АН СССР. ФАО.– 1976.– 12.– С.416-423.
4. *Иванов В.А., Коняев К.В., Серебряный А.Н.* Группы интенсивных внутренних волн в шельфовой зоне моря // Изв. АН СССР. ФАО.– 1981.– 17.– С.1302-1309.
5. *Иванов В.А., Серебряный А.Н.* Внутренние волны на мелководном шельфе бесприливного моря // Изв. АН СССР. ФАО.– 1983.– 19.– С.661-665.
6. *Иванов В.А., Серебряный А.Н.* Короткопериодные внутренние волны в прибрежной зоне бесприливного моря // Изв. АН СССР. ФАО.– 1985.– 21.– С.648-656.
7. *Шулейкин В.В.* Физика моря.– М.: Наука, 1968.– 1083 с.
8. *Христофоров Г.Н., Запезалов А.С.* Развитие летнего апвеллинга вблизи Южного берега Крыма // Метеорология и гидрология.– 1997.– 7.– С.64-71.
9. *Власенко В.И., Иванов В.А., Лисиченок А.Д., Красин И.Г.* Генерация интенсивных короткопериодных внутренних волн во фронтальной зоне прибрежного апвеллинга // Морской гидрофизический журнал.– 1997.– 3.– С.3-16.
10. *Иванов В.А., Серебряный А.Н.* Проявление на поверхности внутренних волн малых амплитуд // Изв. АН СССР. ФАО.– 1985.– 21.– С.795-799.
11. *Бабий М.В., Куклин А.К.* Регистрация короткопериодных внутренних волн с платформы в прибрежной зоне Черного моря // Системы контроля окружающей среды.– Севастополь, 1998.– С.116-117.
12. *Ермаков С.А.* Влияние пленок на динамику гравитационно-капиллярных волн.– Н. Новгород: ИПФ РАН, 2010.– 164 с.
13. *Василиненко Н.И., Ермаков С.А., Иванов А.В., Панченко А.Р., Салашин С.Г., Троицкая Ю.И.* Проявление внутренних волн на морской поверхности в присутствии поверхностно-активной пленки // Докл. АН СССР.– 1989.– 307.– С.1235-1238.
14. *Иванов В.А., Лисиченок А.Д., Серебряный А.Н.* Нагоны и нелинейные внутренние волны в шельфовой зоне Черного моря // Акустика океана. Докл. 9-ой школы-семинара акад. Л.М.Бреховских.– М.: ГЕОС– 2002.– С.447-451.
15. *Зима В.В., Иванов В.А., Кондратьев С.И., Кузнецов А.С., Лисиченок А.Д., Серебряный А.Н., Чепыженко А.И.* Наблюдательный полигон за гидрологическими, гидрохимическими и гидрооптическими характеристиками вод в прибрежной зоне южного берега Крыма в 2001-2002 гг. // Сборник по ЕвроГУС.– Севастополь, 2002.
16. *Иванов В.А., Лисиченок А.Д., Серебряный А.Н., Тарасов Л.Л.* Внутренние боры в прибрежной зоне Черного моря // Акустика океана. Докл. 11-ой школы-семинара акад. Л.М. Бреховских.– М.: ГЕОС, 2006.– С.330-335.

Материал поступил в редакцию 26.10.2010 г.

И.А.Репина*, В.А.Дулов**, В.В.Малиновский**

*Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН, г.Москва

**Морской гидрофизический институт НАН Украины, г.Севастополь

ВЛИЯНИЕ ИСКУССТВЕННЫХ СЛИКОВ НА МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА ДИНАМИКУ ПРИВОДНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Представлены предварительные результаты совместного российско-украинского эксперимента по выявлению влияния пленок на морской поверхности на турбулентность в приводном слое атмосферы. Эксперимент был проведен в октябре 2009 г. с океанографической платформы Морского гидрофизического института НАН Украины. Показано, что пленочный слик с характерным горизонтальным масштабом в сотни метров вызывает уменьшение аэродинамической шероховатости морской поверхности, сопровождающееся увеличением скорости ветра на фиксированном горизонте. Также обнаружено, что слик влияет на турбулентность приводного слоя атмосферы, приводя к возмущениям высокочастотных интервалов спектров турбулентных флуктуаций скорости, температуры, концентраций водяного пара и углекислого газа.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *приводный слой атмосферы, пленки на морской поверхности, атмосферная турбулентность, параметр шероховатости морской поверхности.*

Энерго- и массообмен между океаном и атмосферой происходит непосредственно через поверхность океана и определяется следующими физическими процессами: испарением, эффективным излучением поверхности океана и контактной теплопроводностью в поверхностной пленке толщиной около 10 – 20 мкм. Изучение состава и структуры поверхностного микрослоя воды, который в значительной степени определяет физико-химические процессы, происходящие на границе раздела, очень важно. Понимание роли этого слоя является ключевым моментом в развитии представления о механизме процессов обмена у границы океана с атмосферой.

Изучение воздействия пленок поверхностно-активных веществ (ПАВ) и нефтепродуктов на характеристики ветровых волн и динамику приводного слоя атмосферы в настоящее время представляет значительный интерес, прежде всего в связи с задачами спутникового мониторинга океана, разработкой дистанционных методов идентификации и диагностики техногенных загрязнений различных акваторий, а также зон повышенной биологической продуктивности [1, 2]. Однако пленки нефти в районах ее интенсивной добычи, как и пленки биогенного происхождения в естественных условиях, могут занимать существенную (до десятков процентов [3, 4]) часть морской поверхности. Изменяя физические свойства нижней границы приводного атмосферного погранслоя, пленки влияют на обмен импульсом, теплом и веществом между атмосферой и морем. Оценка таких эффектов представляет очевидный интерес и для развития оперативных моделей прибрежных акваторий, включая моделирование экосистем, и для климатических исследований.

Прежде всего, пленки подавляют самые короткие ветровые волны и их обрушения [1 – 9], уменьшая шероховатость морской поверхности и, таким образом, влияя на турбулентность приводного атмосферного погранслоя [5, 10 – 14]. Численные расчеты [15], выполненные на базе модели согласованных турбулентного приводного атмосферного слоя и спектра коротких ветровых волн [16], показали, что над пленкой коэффициент аэродинамического сопротивления и коэффициент турбулентного теплообмена для стандартного горизонта 10 м уменьшаются, но не более чем на 15 и 9 % соответственно. Согласно этим расчетам увеличение скорости ветра над сликом на горизонте 5 м весьма незначительное (0,5 %). В то же время натурные наблюдения [3] указывают на более выраженный эффект.

Наличие пленок влияет также на интенсивность потока CO_2 через водную поверхность [17, 18]. Лабораторные измерения указывают на явную зависимость интенсивности газообмена от дисперсии уклонов поверхностных волн [19], которая падает в присутствии пленок. Кроме того, пленки также подавляют турбулентность в тонких диффузионных слоях непосредственно прилегающих к поверхности [20], что приводит к сильным изменениям коэффициентов газообмена между водой и воздухом [18].

Эмпирическая информация об описанных эффектах в натуральных условиях остается крайне скудной. Это связано с трудностью проведения и, в особенности, организации соответствующих экспериментов. Действительно, кроме создания на морской поверхности пленок достаточно больших размеров, требуется провести синхронные измерения характеристик турбулентности в слоях воздуха и воды, прилегающих к поверхности раздела, поверхностных волн различных масштабов, а также турбулентных потоков, включая потоки газовых составляющих. Такие эксперименты возможны лишь при объединении усилий нескольких исследовательских групп [21].

В октябре 2009 г. на океанографической платформе Морского гидрофизического института (МГИ) НАН Украины в Кацивели оказалась сосредоточенной необходимая для такого рода работ измерительная аппаратура Института физики атмосферы РАН, МГИ, Института океанологии РАН, Института космических исследований РАН и *Института радиофизики и электроники РАН*. Используя это обстоятельство, был осуществлен совместный российско-украинский эксперимент по исследованию влияния пленок на прилегающие турбулентные слои воздуха и воды. Цель данного сообщения – представить предварительные результаты этого исследования.

Натурный эксперимент проводился с 28 сентября по 25 октября 2009 г. на базе Экспериментального отделения МГИ с Океанографической платформы, расположенной на удалении от берега более полукилометра, где глубина моря достигает 30 м. Ветровые режимы в районе платформы описаны в ряде работ [22, 23]. Для выполнения экспериментов выбирались условия стабильного ветра, направленного со стороны моря. При этом турбулентный приводный слой атмосферы не возмущается влиянием берега, и его можно считать соответствующим чисто морским условиям [23].

Работы проводились по следующей методике. На морской поверхности создавалась искусственная пленка с характерным размером 100 м и более.

Синхронные записи всей задействованной аппаратуры выполнялись в течение получаса до прохождения пленки под платформой, во время прохождения пленки, которое длилось примерно 15 мин, и в течение получаса после прохождения пленки. Таким образом, возникала возможность выделения эффектов пленки на естественном фоне.

Для создания искусственных пленок использовалось подсолнечное масло, которое распыскивалось по морской поверхности с моторного катера [2]. Примерно за полчаса до планируемого прохождения пленки катер заходил с наветренной стороны платформы и начинал движение зигзагообразными галсами по специально разработанной схеме. При этом по поверхности моря разбрызгивалось до 2 л масла. Распространяясь по поверхности, пятна масла создавали тонкую, предположительно мономолекулярную, пленку, размер которой за полчаса достигал 100 м или более. Благодаря движению под воздействием ветра и переносу течением пленка приближалась к платформе и проходила под ней.

На рис.1 показано образование слика и его прохождение под платформой. Пленка видна на фотографиях благодаря сглаживанию самых коротких ветровых волн. Этот явный эффект продемонстрирован на рис.2, где приведены фотографии морской поверхности с достаточным разрешением, сделанные до и во время прохождения слика под платформой.

Во время экспериментов работала вся аппаратура, представленная в статьях [24 – 28], включенных в настоящий сборник трудов.



Рис. 1. Образование слика и его прохождение под платформой (18 октября 2009 г.).



Р и с . 2 . Фотографии морской поверхности до прохождения слика (*сверху*) и в области слика (*снизу*) (13 октября 2009 г.). Размеры области, одинаковые в обоих случаях, примерно соответствуют 2 м по горизонтали и 4 м по вертикали.

Для измерения скорости ветра и температуры воздуха, а также их пульсаций использовался анемометр-термометр *USA-1*, разработанный немецкой фирмой *METEK*. Прибор крепился на 6-ти м выносе, чтобы максимально избежать влияния конструкций платформы. Для диагностики качества прямых измерений проводился спектральный анализ измеряемых величин. Измерения проводились на высоте 4 м над поверхностью с частотой 10 Гц. Прибор был совмещен и синхронизирован с газоанализатором.

Т а б л и ц а 1. Условия экспериментов.

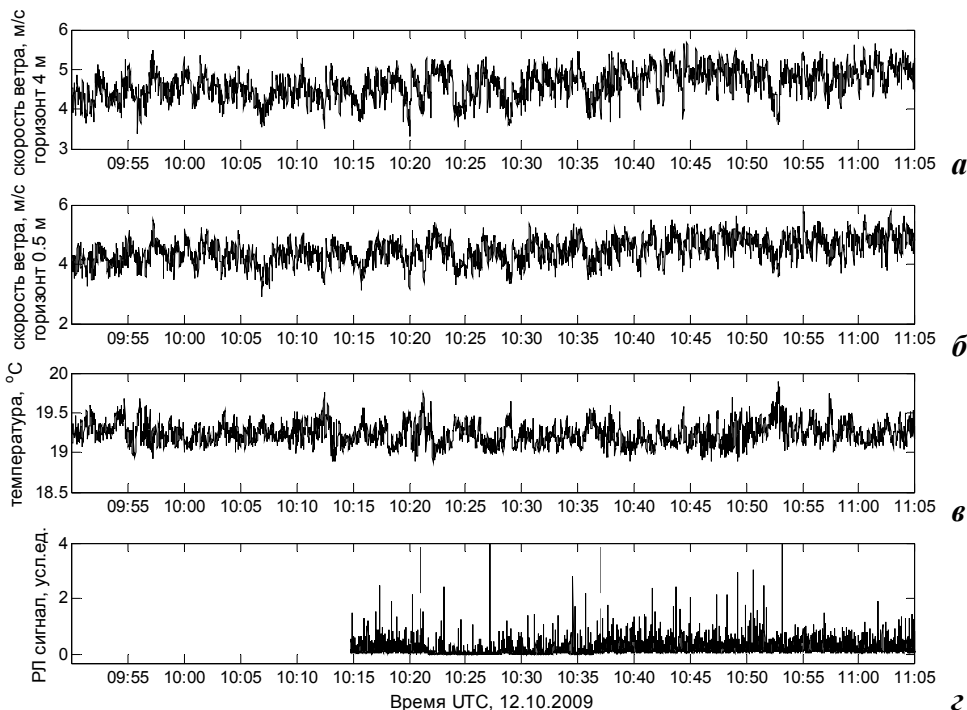
номер эксперимента	№ 1	№ 2	№ 3
дата	12.10.2009 г.	13.10.2009 г.	18.10.2009 г.
время GMT	9:54 – 11:04	6:53 – 7:56	12:54 – 13:47
направление ветра, °	92	88	58
$U_{23}, U_4, U_{0,5}$, м/с	5,4; 4,64; 4,47	7,9; 6,22; 6,16	4,7; 4,18; 3,95
температура воздуха, °C	19,2	18,7	20,9
температура воды, °C	20,8	20,7	20,0
H_S , м	0,79	0,54	0,34
направление волн зыби (откуда), °	100	100	70
f_S, f_W , Гц	0,17; 0,5	0,36; 0,8	0,24; 0,8

ром *LiCorr 7500*, измеряющим пульсации концентраций водяного пара и углекислого газа. Пульсации двух компонент скорости ветра непосредственно над волнами измерялись акустическим анемометром *WindSonic*, закрепленном на высоте 0,5 м над морской поверхностью. Измерения скорости и направления ветра с дискретностью 1 мин выполнялись также на высоте 23 м. Температура воды измерялась контактным датчиком на глубине 0,5 – 1 м с дискретностью 1 мин.

В табл.1 приведены время записей и средние метео-волновые характеристики: направление ветра и его скорость на горизонтах измерения 23; 4 и 0,5 м (соответственно $U_{23}, U_4, U_{0,5}$), температуры воды и воздуха, значительная высота волн H_S и их направление, частоты спектральных пиков зыби f_S и ветровых волн f_W . Пик ветровой системы в спектре волнения выделялся очень слабо, его оценка получена по методике [25]. В эксперименте 2 на поверхности моря постоянно наблюдались обрушения ветровых волн, в эксперименте 1 наблюдались редкие отдельные события обрушений.

Результаты. *Шероховатость морской поверхности.* На рис.3 – 5 приведены исходные записи горизонтальных скоростей в воздухе на горизонтах измерений 4 и 0,5 м, температуры воздуха на горизонте 4 м и радиолокационного сигнала на длине электромагнитной волны 8 мм с горизонтальными поляризациями излучателя и приемника [28]. Отметим, что из-за медленного движения слика со скоростью в несколько сантиметров в секунду [2] довольно трудно определить момент прохождения границы пленочного пятна под платформой, опираясь только на визуальные наблюдения. Однако в сигнале радиолокатора область пятна видна довольно определенно (рис.3 – 5). На рисунках также отмечены моменты времени t_1 и t_2 (вертикальные линии на записях радиолокатора), соответствующие границам пятна.

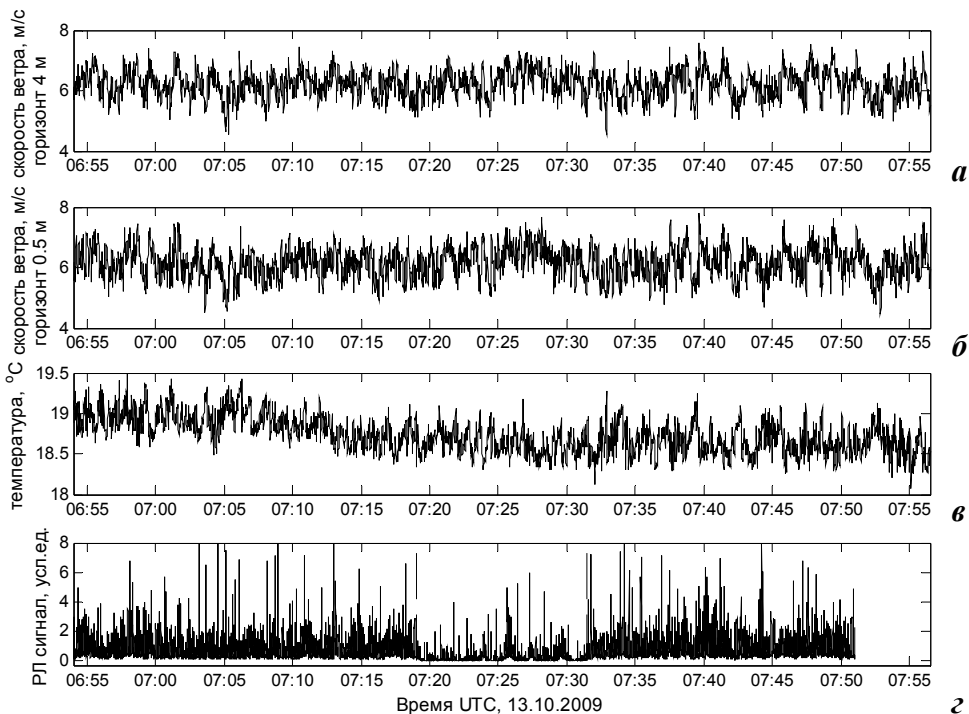
На рис.6 показана изменчивость средних величин, рассчитанных для каждого эксперимента по пяти последовательным интервалам времени с границами $t_1 - 2Dt$, $t_1 - Dt$, t_1 , t_2 , $t_2 + Dt$, $t_2 + 2Dt$, где $Dt = t_2 - t_1$, так что средние точки на графиках соответствуют слику. Средние величины направления ветра, скорости ветра на горизонте 23 м и температуры воды, отражающие фоновые процессы в воде и воздухе, демонстрируют, что эксперименты были проведены в квазистационарных внешних условиях.



Р и с . 3 . Исходные записи 12 октября 2009 г.: горизонтальные скорости на высотах 4 (а) и 0,5 (б) м, температура на высоте 4 м (в), радиолокационный сигнал (г). Вертикальные линии на нижнем графике отмечают область слика.

Как следует из рис.3 – 6, закономерности в проявлении слика в исходных записях скорости ветра на горизонтах 4 и 0,5 м и температуры воздуха не выделяются явным образом, хотя над сликом иногда имеет место слабое возрастание скорости ветра (№ 2) или ее турбулентных флуктуаций (№1, 3). Однако необходимо отметить, что измерения были проведены при различных режимах стратификации воздушного слоя (табл.1).

Шероховатость водной поверхности вызывается действием прилегающего к ней движущегося слоя воздуха и поддерживается за счет передачи импульса и энергии от атмосферы. Элементы шероховатости вносят вклад в сопротивление воздушному потоку, обтекающему водную поверхность, а их вертикальный размер пропорционален некоторому масштабу длины, известному как параметр шероховатости z_0 . Как следует из радиолокационных записей (рис.3 – 5) и прямых визуальных наблюдений (рис.2), шероховатость морской поверхности над сликом уменьшается. Если профиль скорости приведен к нейтральной стратификации, то параметр шероховатости можно оценить как $z_0 = z \exp(-\kappa U(z)/u_*)$, где $U(z)$ – средняя скорость ветра на горизонте z , $\kappa = 0,4$ – постоянная Кармана, u_* – динамическая скорость в воздухе. Экспериментальное определение параметра шероховатости крайне затруднено, ибо он в значительной степени зависит от стратификации атмосферы [29]. Для расчета коэффициента сопротивления и параметра шероховатости для нейтральных условий при различных ти-



Р и с . 4 . Исходные записи 13 октября 2009 г.: горизонтальные скорости на высотах 4 (а) и 0,5 (б) м, температура на высоте 4 м (в), радиолокационный сигнал (г). Вертикальные линии на нижнем графике отмечают область слика.

пах стратификации использовалась следующая схема [30]:

$$z_0 = z \exp \left(- \frac{\kappa}{\sqrt{C_{Dn}}} \right), \quad (1)$$

где
$$C_D = \left(\frac{u_*}{U} \right)^2. \quad (2)$$

Профиль скорости ветра с поправкой на стратификацию атмосферы:

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \frac{z}{z_0} - \Psi_u \left(\frac{z}{L} \right) + \Psi_u \left(\frac{z_0}{L} \right) \right]. \quad (3)$$

Введем обозначение: $\zeta = \frac{z}{L}$, $\Psi_u = \int_0^\zeta \frac{1 - \Phi_u(\xi)}{\xi} d\xi$, где $\Phi_u(\xi)$ – универсальная функция, описывающая профиль ветра. Из (3) следует:

$$C_{Dn}^{-1/2} = C_D^{-1/2} + \frac{\Psi_u(\zeta)}{\kappa}. \quad (4)$$

Рассмотрим расчет универсальных функций для различных стратификаций.

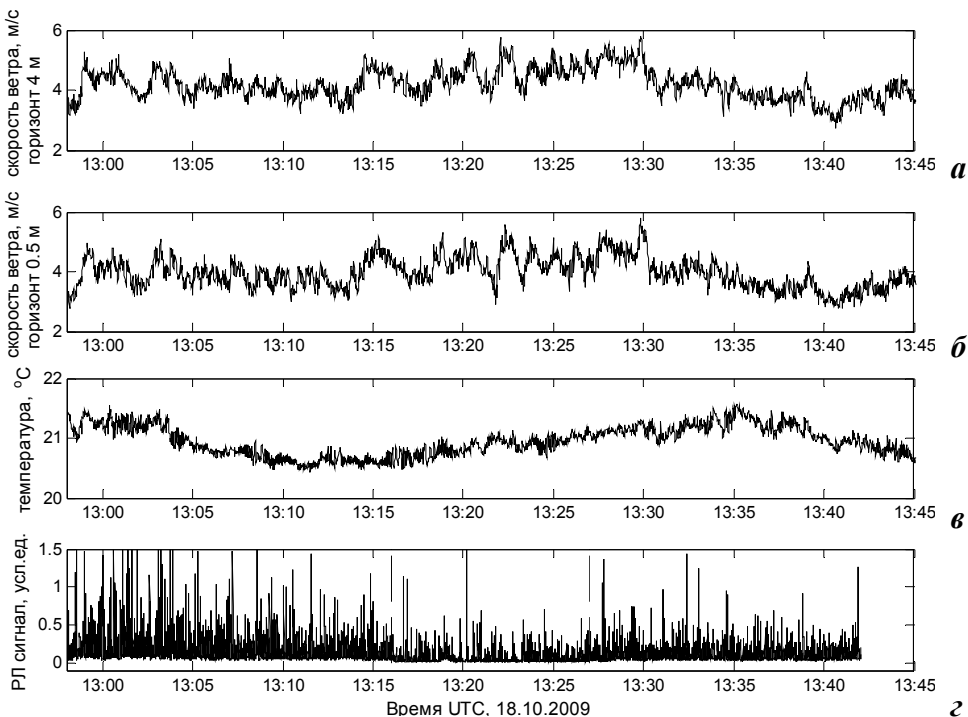


Рис. 5. Исходные записи 18 октября 2009 г.: горизонтальные скорости на высотах 4 (а) и 0,5 (б) м, температура на высоте 4 м (в), радиолокационный сигнал (г). Вертикальные линии на нижнем графике отмечают область слика.

1. Неустойчивая стратификация $\frac{z}{L} < -0,05$ [31]:

$$\Psi_u(\zeta) = \frac{\Psi_{kanzas} + \zeta^2 \Psi_{convectiv}}{1 + \zeta^2}, \quad (5)$$

$$\Psi_{kanzas} = 2 \ln \left(\frac{1+x}{2} \right) + \ln \left(\frac{1+x^2}{2} \right) - 2 \arctan x + \frac{\pi}{2}, \quad (6)$$

$$\Psi_{convectiv} = \frac{3}{2} \ln \frac{y^2 + y + 1}{3} - \sqrt{3} \arctan \frac{2y+1}{\sqrt{3}} + \frac{\pi}{\sqrt{3}}, \quad (7)$$

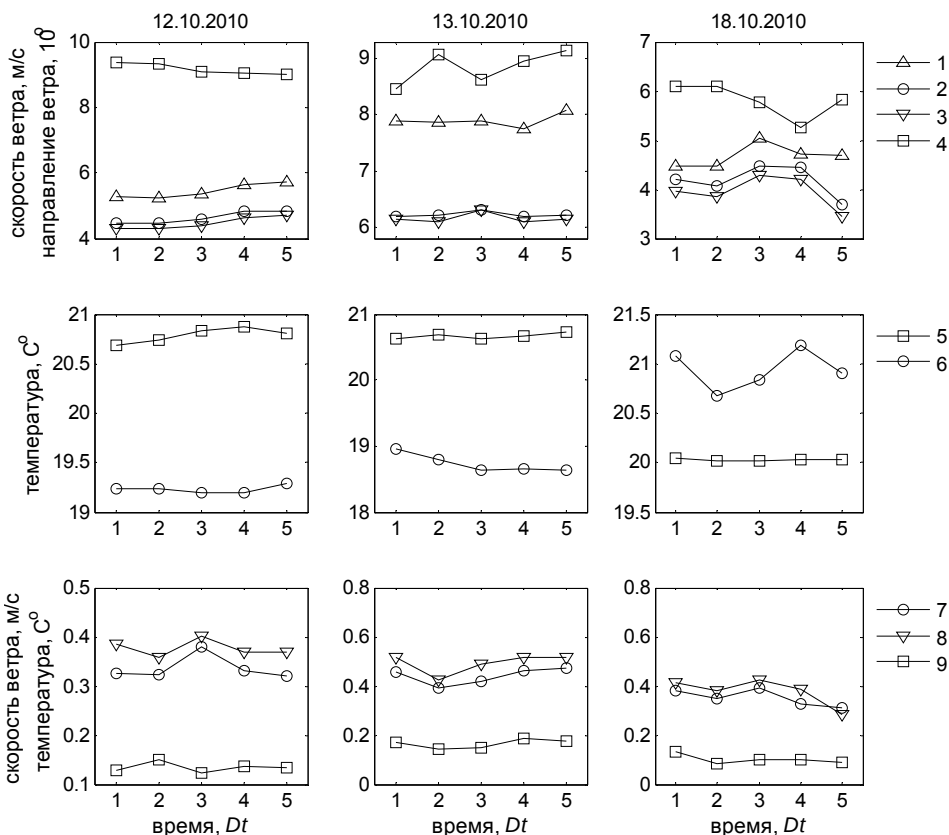
где $x = (1 - 16\zeta)^{1/4}$, $y = (1 - 13\zeta)^{1/3}$.

2. Нейтральная стратификация: $-0,05 < \frac{z}{L} < 0,05$ [32]:

$$\Psi_u(\zeta) = 0, \quad C_{Dn} = C_D.$$

3. Устойчивая стратификация $\frac{z}{L} > 0,05$ [33]:

$$\Psi_u(\zeta) = 0,61 + 5 \frac{z}{L}. \quad (8)$$



Р и с . 6 . Средние атмосферные характеристики в зависимости от времени: скорость ветра U_{23} (1), U_4 (2), $U_{0,5}$ (3); направление ветра (4); температуры воды (5) и воздуха (6); среднеквадратичные флуктуации U_4 (7), $U_{0,5}$ (8) и температуры воздуха (9).

Здесь C_D – коэффициент сопротивления, z_0 – параметр шероховатости, U – скорость ветра м/с, C_{Dn} – коэффициент сопротивления для нейтральных условий, z – высота измерений, u_* – динамическая скорость ветра, L – масштаб Монино-Обухова, $\zeta = z/L$ – параметр устойчивости.

В табл.2 представлен параметр шероховатости, полученный по данной схеме, и скорость ветра, приведенная к стандартному горизонту 10 м.

Таким образом, пленка ПАВ влияет на аэродинамическое сопротивление поверхности. Во время прохождения слика параметр шероховатости уменьшается, в то время как скорость ветра возрастает. Отрицательные корреляции скорости ветра и интенсивности поверхностной ряби при слабых ветрах наблюдались и ранее [34]. Однако эффект имеет место также и в эксперименте № 1, т.е. при умеренном ветре с наличием обрушений на морской поверхности.

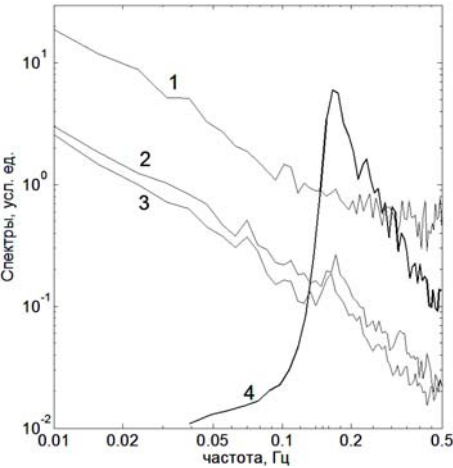
Спектры турбулентных пульсаций. На рис.7 представлен характерный вид фоновых спектров турбулентных пульсаций горизонтальной скорости и температуры воздуха. Спектры построены для эксперимента № 1 за период 1 ч, охватывающий прохождение слика. На рисунке также приведен спектр волнения. Как следует из графиков, в спектрах пульсаций горизонтальной

Т а б л и ц а 2. Параметр шероховатости и скорость ветра на стандартном горизонте.

состояние поверхности	параметр шероховатости z_0 , см	скорость ветра U_{10} , м/с	время осред- нения, мин
12 октября 2009 г. (№ 1)			
до слика	0,196	7,5	20
прохождение слика	0,079	7,9	15
после слика	0,095	7,8	10
13 октября 2009 г. (№ 2)			
до слика	0,059	4,2	18
прохождение слика	0,023	4,8	13
после слика	0,048	4,3	15
18 октября 2009 г. (№ 3)			
до слика	0,051	4,1	10
прохождение слика	0,018	4,6	15
после слика	0,043	3,8	15

скорости наблюдаются волновые возмущения на частотах спектрального пика зыби. Этот факт соответствует ранее полученным результатам [35, 36]. В спектре температуры волновые возмущения отсутствуют. Общая картина, показанная на рисунке, остается такой же и для других экспериментов.

Чтобы выявить влияние пленки в наших экспериментах, мы вынуждены рассматривать спектры, построенные по меньшим (пятнадцатиминутным) интервалам записей. Пленка не влияет на волны зыби, но подавляет ветровые волны с самыми высокими частотами. Поэтому над пленкой



Р и с . 7. Спектры турбулентных пульсаций температуры воздуха (1), горизонтальных скоростей $U_{0,5}$ (2) и U_4 (3), и спектр возвышений морской поверхности (4) для эксперимента № 1.

можно ожидать уменьшения интенсивности потока импульса именно в высокочастотной области. Это пред-
ставление подтверждается формой кросс-спектров горизонтальной и вертикальной скоростей ветра. На рис.8 в качестве примера приведены кросс-спектры вертикальной и горизонтальной скоростей ветра для эксперимента № 3, рассчитанные по измерениям над чистой поверхностью и над поверхностью, покрытой пленкой.

Рис.8 также указывает, что турбулентная структура воздушного потока меняется в зависимости от состояния прилегающей морской поверхности. Это подтверждается спектральным анализом других измеряемых атмосферных характеристик. Интересно отметить возмущение спектра pulsa-

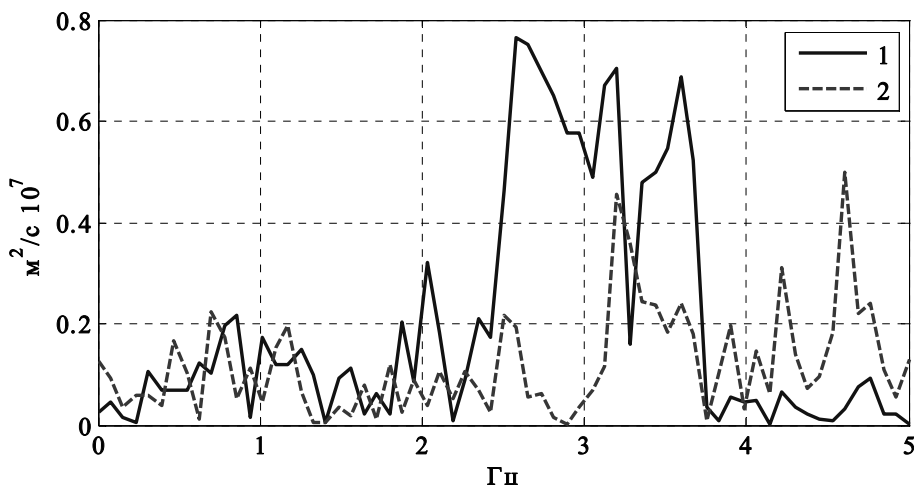


Рис. 8. Кросс-спектр горизонтальной и вертикальной скоростей воздушного потока при прохождении над чистой поверхностью (1) и поверхностью, покрытой пленкой (2). Эксперимент № 3.

ций концентрации углекислого газа, показанное на рис.9. Этот график с очевидностью указывает, что пленки действительно влияют на газообмен.

Если в низкочастотной части спектры фрагментов реализаций над пленкой и в ее отсутствии практически подобны, то на частотах, больших 2 – 4 Гц, появляются отличия. Такие возмущения в высокочастотной части спектров наблюдаются для всех сигналов над всеми исследуемыми сликками.

Крупномасштабная временная структура возмущений. Поскольку пленка вызывает возмущения атмосферного погранслоя, интересно рассмотреть его структуру на масштабах, сравнимых с масштабом пленки. Для этого был применен вейвлет-анализ, позволяющий выявлять эволюцию возмущений в исследуемом сигнале [37].

Для проведения анализа ряда с целью определения его структурных особенностей наиболее удобно непрерывное вейвлет-преобразование

$$T(a, b) = \frac{1}{a} \int_{-\infty}^{\infty} h(t) g\left(\frac{t-b}{a}\right) dt.$$

Здесь g обозначает вейвлет, h – анализируемый сигнал. Параметр a определяет масштаб, параметр b (сдвиг) задает временную локализацию вейвлета. В нашей работе использовался вейвлет Морле

$$g(t) = e^{-t^2/2} \cos(5t),$$

т.е. плоская волна, модулированная гауссианой. Этот вейвлет дает результаты, наиболее согла-

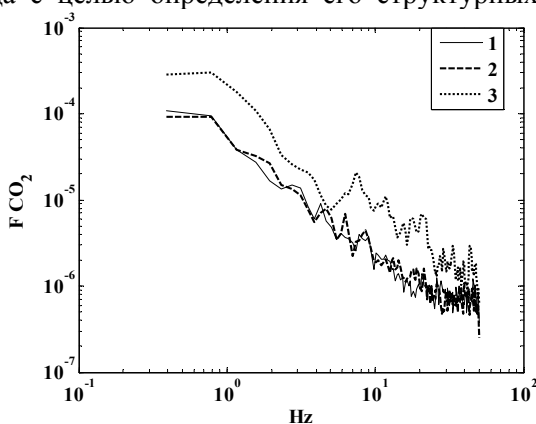


Рис. 9. Спектр пульсаций концентрации углекислого газа (эксперимент № 1): до прохождения сликка (1), при прохождении сликка (3), после прохождения сликка (2).

сованные с терминами Фурье-анализа. В частности, понятие масштаба полностью соответствует периоду гармонических компонентов. $T(a, b)$ – коэффициенты вейвлет-преобразования, распределение квадратов которых по сдвигам и масштабам (скейлограмма) позволяет на качественном уровне рассматривать эволюцию возмущений во времени и в частотной области.

Фрагменты скейлограмм для скорости U_4 для всех экспериментов приведены на рис.10. Квадрат вэйвлет-коэффициентов показан интенсивностью серого тона, так что чем темнее тон, тем выше «вэйвлет-энергия». Здесь явно выделяются квазипериодические возмущения с масштабом 4 – 5 мин, которые усиливаются в области слика. Чтобы подчеркнуть этот эффект, просуммируем вейвлет-энергию по масштабам

$$E(t) = M^{-1} \sum_{a=1}^{a=M} (T(a,b))^2 ,$$

где $M = 256$ – предельный масштаб вейвлет-преобразования, соответствующий 5 мин. Полученная функция на качественном уровне отражает интенсивность всех турбулентных процессов с масштабами меньшими 5 мин в каждый момент времени.

На рис.11 – 12 показана плотность $E(t)$ для скорости ветра на высотах 4 и 0,5 м для всех экспериментов. На графиках для скорости ветра в областях всех сликов действительно наблюдается усиление возмущений. Возмущения наиболее интенсивны в окрестности передней (подветренной) границы слика. Далее, с приближением задней (наветренной) границы они затухают,

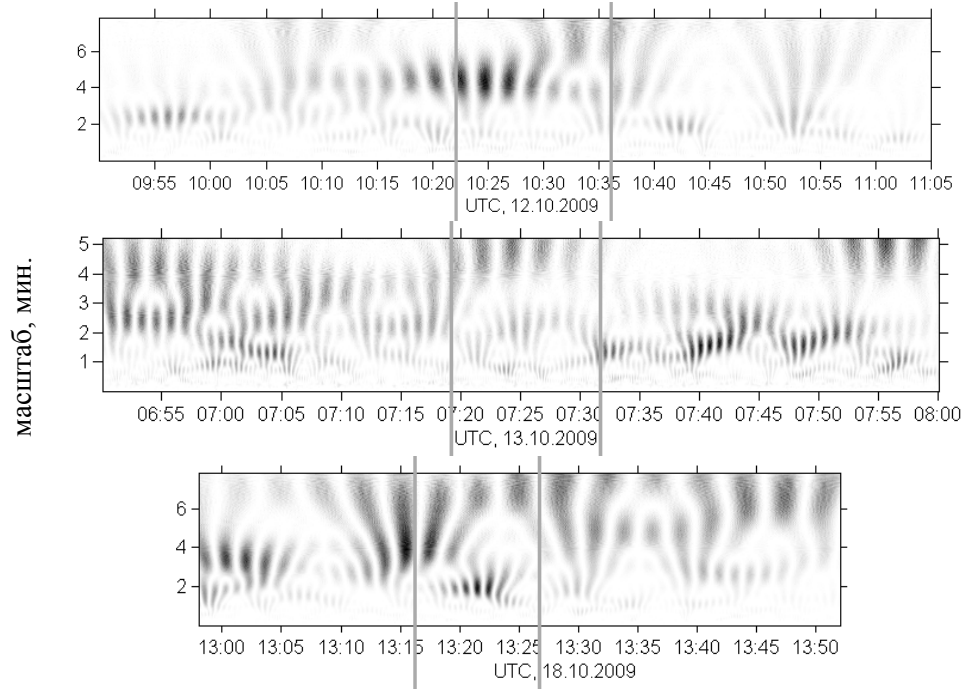
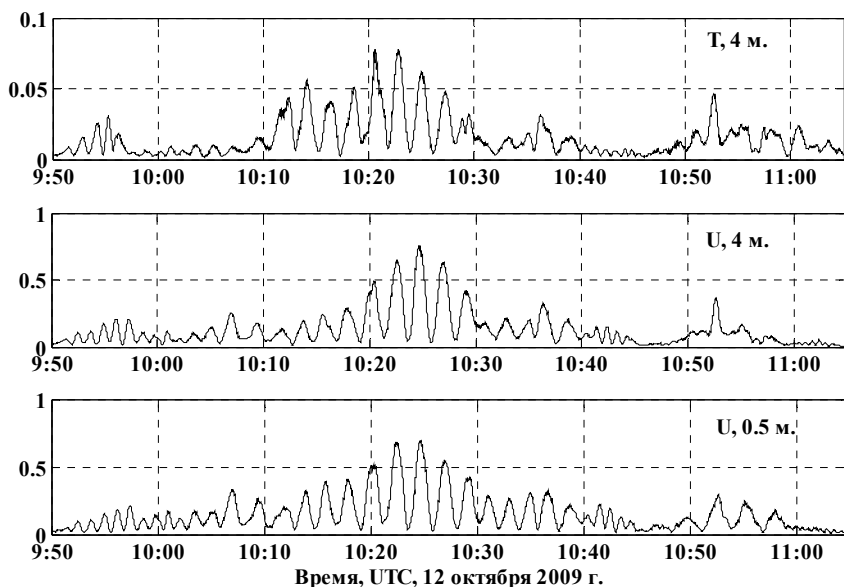
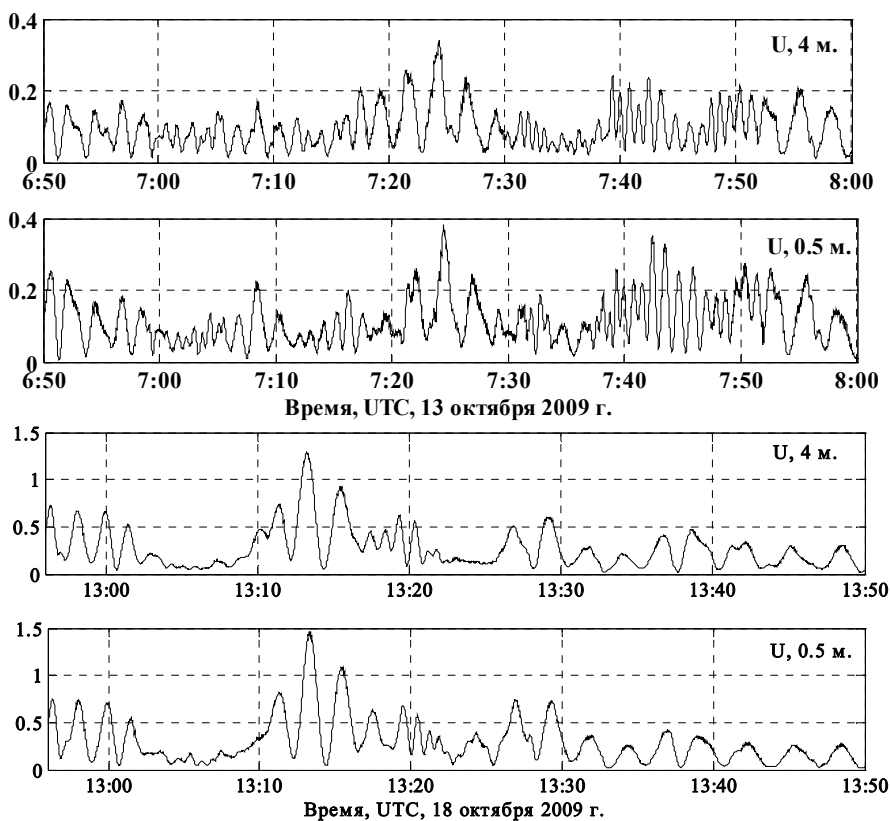


Рис.10. Скейлограммы для скорости ветра на горизонте 4 м. Квадрат вэйвлет-коэффициентов показан интенсивностью серого тона (чем темнее, тем выше). Время прохождения слика отмечено вертикальными линиями.



Р и с . 1 1 . Временная развертка вейвлет-энергии для скоростей ветра на двух высотах и температуры воздуха на высоте 4 м в эксперименте № 1.



Р и с . 1 2 . Временная развертка вейвлет-энергии для скоростей ветра на двух высотах для экспериментов № 2 и № 3.

а после прохождения границы наблюдается их некоторое усиление. Такая картина указывает на возможную важность пограничных эффектов при формировании возмущений атмосферного погранслоя над сликом конечных размеров. Отметим, что в эксперименте № 1 это явление проявилось также в записи температуры воздуха на высоте 4 м (рис.11).

Заключение. Проведенные эксперименты убедительно показали, что пленки ПАВ на морской поверхности влияют на структуру турбулентности приводного слоя атмосферы. Даже относительно небольшие по площади пленочные пятна (линейный размер около 100 м) способны вызывать изменения в спектрах турбулентных флуктуаций характеристик атмосферы. Если пленки растительного масла воздействуют на процессы в приводном слое атмосферы, то можно ожидать, что нефтяные загрязнения, которые изменяют шероховатость морской поверхности еще более значительно, также будут проявляться в характеристиках атмосферной турбулентности.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 08-05-00099) и Государственного фонда фундаментальных исследований Украины (контракт Ф28/435-2009).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Malinovsky V., Sandven S., Mironov A., Korinenko A.* Identification of oil spills based on ratio of alternating polarization images from ENVISAT // Proc. geoscience and remote sensing symposium, IGARSS'2007. IEEE Int.– 2007.– v.2.– P.1326-1329.
2. *Ермаков С.А., Сергеевская И.А., Капустин И.А., Макаров Е.В., Малиновский В.В., Кориненко А.Е.* Растекание и дрейф пленок в поле ветра и течений. Натурные эксперименты с океанографической платформы МГИ НАНУ // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010.– вып.21.– С.117-123.
3. *Ermakov S.A., Panchenko A.R., Salashin S.G.* Film slicks on the sea surface and some mechanisms of their formation // Dyn. Atm. Ocean.– 1992.– v.16.– P.279-304.
4. *Frew N.M., Bock E.J., Nelson R.K., McGillis W.R., Edson J.B., Hara T.* Spatial variations in surface microlayer surfactants and their role in modulating air-sea exchange / Gas transfer at water surfaces. Eds by M.A.Donelan, E.S.Saltzman, R.Wanninkhof, W.M.Drennan.– AGU Press: Geophysical Monograph Series, 2002.– v.127.– P.153-159.
5. *Scott J.C.* The historical development of theories of wave-calming using oil.- Rep.81, Univ. of Essex, Colchester, England, 1977.– 98 c.
6. *Hutthnerfuss H., Alpers W., Jones W.L., Langea A., Richter K.* The damping of ocean surface waves by a monomolecular film measured by wavestaffs and microwave scatterometers // J. Geophys. Res.– 1980.– 86.– P.2016-2035.
7. *Левич В.Г.* Физико-химическая гидродинамика.- М.: Физматгиз, 1959.- 699 с.
8. *Alpers W., Huhnerfuss H.* The damping of ocean waves by surface films: A new look at an old problem // J. Geophys. Res.– 1989.– v.94, C5.– P.6251-6265.
9. *Кудрявцев В.Н., Иванова Н.А., Гуцин Л.А., Ермаков С.А.* Оценка контрастов спектра ветровых волн в сликах, вызванных биогенными и нефтяными пленками / Препринт № 765.– Нижний Новгород: ИПФ РАН, 2008.– 30 с.
10. *Barger W.R., Garrett W.D., Mollo-Christensena E.L., Ruggles K.* Effects of an artificial sea slick upon the atmosphere and the ocean // J. Appl. Meteorol.– 1970.– 9.– P.196-400.

11. *Mallinger W.D., Mickelson T.P.* Experiments with monomolecular films on the surface of the open sea // *J. Phys. Oceanogr.*– 1973.- 3.– P.328-336.
12. *Hutthnerfuss H., Lange P.* Modification of the air-sea interaction processes by monomolecular films. 1. A new method for producing artificial sea slicks // *Berichte des Sonderforschungsbereich.*– 1975.- 4.– P.195-228.
13. *Алексеев В.В., Баранов А.П., Кокорин А.О., Шереметьев В.М.* Влияние нефтяных продуктов не интенсивность газообмена между океаном и атмосферой // *Вест. МГУ.*– сер.3. Физика и астрономия.– 1985.- 26, № 3.– С.71-74.
14. *Балуев С.А., Бартковский Р.С., Тимановский Д.Ф.* Лабораторные исследования влияния загрязнения воды на генерацию брызг // *Тр. ГГО.*– 1987.– 506.– С.127-137.
15. *Гродский С.А., Кудрявцев В.Н., Макин В.Н.* Оценка влияния поверхностных пленок на короткие ветровые волны и характеристики пограничного слоя атмосферы // *Морской гидрофизический журнал.*– 1999.– № 6.– С.3-14.
16. *Makin V.K., Kudryavtsev V.N.* Coupled sea surface-atmosphere model. 1. Wind over waves coupling. // *J. Geophys. Res.*– 1999.– v.104, C4.– P.7613-7623.
17. *Goldman J.C., Dennett M.R., Frew N.M.* Surfactant effects on air-sea gas exchange under turbulent conditions // *Deep-Sea Res.*– 1988.– 35.– P.1953-1970.
18. *Donelan M., Wanninkhof R.* Gas-transfer at water surfaces – concepts and issues / Gas transfer at water surfaces. Eds by M.A.Donelan, E.S.Saltzman, R.Wanninkhof, W.M.Drennan.– AGU Press: Geophysical Monograph Series, 2002.– v.127.– P.1-10.
19. *Bock E.J., Hara T., Frew N.M., McGillis W.R.* Relationship between air-sea gas transfer and short wind waves // *J. Geophys. Res.*– 1999.– 104.– P.25821-25831.
20. *Tsai W.-T.* Impact of a surfactant on a turbulent shear layer under the air-sea interface // *J. Geophys. Res.*– 1996.– v.101, C12.– P.28557-28568.
21. *Кузьмин А.В., Горячкин Ю.А., Ермаков Д.М., Ермаков С.А., Комарова Н.Ю., Кузнецов А.С., Репина И.А., Садовский И.Н., Смирнов М.Т., Шарков Е.А., Чухарев А.М.* Морская гидрографическая платформа «Кацивели» как подспутниковый полигон на Черном море // *Иссл. Земли из космоса.*– 2009.- 1.– С.31-44.
22. *Соловьев Ю.П.* Характеристики внутреннего пограничного слоя над морем при ветре с берега, имеющего горный рельеф // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.*– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010. (*настоящий выпуск*)
23. *Соловьев Ю.П., Иванов В.А.* Предварительные результаты измерений атмосферной турбулентности над морем // *Морской гидрофизический журнал.*– 2007.– № 3.– С.42-61.
24. *Поспелов М.Н., Горячкин Ю.Н., Ермаков Д.М., Комарова Н.Ю., Кузнецов А.С., Кузьмин А.В., Репина И.А., Садовский И.Н., Смирнов М.Т.* Исследование особенностей взаимодействия океана и атмосферы в прибрежной зоне в серии комплексных экспериментов CAPMOS'05-07-09 // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.*– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010. (*настоящий выпуск*)
25. *Сапрыкина Я.В., Дулов В.А., Кузнецов С.Ю., Смолов В.Е.* Аномально высокие волны в черном море: механизм и условия возникновения // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.*– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010. (*настоящий выпуск*)
26. *Косник М.В., Дулов В.А.* Двумерные пространственные спектры коротких ветровых волн в натуральных условиях // *Экологическая безопасность*

- прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010. (*настоящий выпуск*)
27. Чухарев А.М. Применение измерительного комплекса «Сигма-1» для исследования турбулентности на океанографической платформе // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010. (*настоящий выпуск*)
 28. Юровский Ю.Ю., Малиновский В.В. Оценка параметров обрушений ветровых волн по обратному рассеянию радиолокационного сигнала // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010. (*настоящий выпуск*)
 29. Zilitinkevich S.S., Mammarella I., Baklanov A.A., Joffre S.M. The effect of stratification on the roughness length and displacement height // Bound. Lay. Meteor. – 2008.– 129.– P.179-190.
 30. Dupius H., Taylor P.K., Weill A., Katsaros K. Inertial dissipation method applied to derive turbulent fluxes over the ocean during the surface of the ocean // J. Geophys. Res.– 1997.– 102, C9.– P.21115-21129.
 31. Grachev A.A., Fairall C.W., Larsen S.E. On the determination of the neutral drag coefficient in the convective boundary layer // Bound. Lay. Meteor.– 1998.– 86.– P.257-278.
 32. Gert Konig. Roughness length of an Antarctic ice shelf // Polarforschung.– 1985.– 55(1).– P.27-32.
 33. Parlange M.B., Porte-Agel F. On Monin-Obukhov similarity in the stable atmospheric boundary layer // Bound. Lay. Meteor.– 2001.– 99.– P.225-248.
 34. Троицкая Ю.И., Долина И.С., Ермошкин А.В., Баханов В.В., Зуйкова Э.М., Репина И.А., Титов В.И. Отрицательные корреляции изменчивости приводного ветра и поверхностного волнения // Изв. РАН. ФАО.– 2008.– 4.– С.527-542.
 35. Кудрявцев В.Н., Малиновский В.В., Большаков А.Н., Смолов В.Е. Экспериментальные исследования механизмов модуляции радиолокационного сигнала на масштабах морских поверхностных волн // Иссл. Земли из космоса.– 2001.– № 4.– С.13-30.
 36. Soloviev Y.P., Kudryavtsev V.N. Wind-speed undulations over swell: field experiment and interpretation // Bound. Lay. Meteor.– 2010.– 136, № 3.– P.341-363.
 37. Torrence C. A practical guide to wavelet analysis // Bull. Amer. Meteorol. Soc.– 1998.– 79.– P.61-78.

Материал поступил в редакцию 26.10.2010 г.

МЕТОДОЛОГИЯ МОРСКИХ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 551.465

A.V.Babanin

Swinburne University of Technology, Melbourne, Australia

WIND INPUT, NONLINEAR INTERACTIONS AND WAVE BREAKING AT THE SPECTRUM TAIL OF WIND-GENERATED WAVES, TRANSITION FROM f^4 TO f^5 BEHAVIOUR

Behaviour of the equilibrium interval of the wave frequency spectrum is investigated. It is argued that spectra of Phillips, Toba and Zakharov-Filonenko are consistent with each other, and transition between f^4 and f^5 subintervals is parameterised by means of field data including those obtained at short fetches from Katsiveli research tower. Role of the wave breaking, wind input and nonlinear interactions in formation of the spectrum tail is discussed.

KEY WORDS: *Katsiveli tower, equilibrium interval, wave breaking, wind input, nonlinear interactions.*

Katsiveli research platform has been a site for long-term observations and dedicated field experiments over a period of 30 years, across a variety of oceanographic, meteorological and engineering applications. As far as the topic of wind-generated waves is concerned, value of the data obtained in Katsiveli are hard to overestimate.

In order to investigate evolution of wind waves, measurements along a large range of wave fetches are necessary. Surprising it may be, but it is the short fetches which are often missing in large-scale field experiments, and it is this gap which is covered by the observations from Katsiveli research tower in the Black Sea wind-wave data sets.

Because of the air-water density difference, waves develop slowly in response to the wind forcing. Depending on the wind, it takes tens or even hundreds of kilometres for the waves to grow mature and ultimately fully developed. Deployment of instrumentation all along such extended distances is not feasible, and even in field experiments now regarded classical the measurements were conducted either over only short fetches [1] or over only long fetches [2].

In order to achieve a desired variability of wave-development conditions in such circumstances, non-dimensional features of wave growth were employed following approach suggested by Kitaigorodskii in [3]. In short, within such approach the wave spectrum is presumed to remain self-similar in the course of its evolution, with the scaling property being an external parameter – wind speed. Thus, even for a constant dimensional fetch, non-dimensional fetches and other integral and spectral properties of the waves, scaled non-dimensionally by means of the wind speed, can vary significantly depending on the wind.

There are, however, multiple issues with such wind-based scaling and respective dependences and parameterisations. First of all, since all the wave-growth properties are made dimensionless through the wind, the wind speed enters both sides of the dependences which fact leads to self-correlations [e.g. 4]. Second, strictly speaking, such normalisation is only applicable to so-called ideal conditions of wave development, i.e. waves forced by a constant offshore wind perpendicular to an infinitely-long coast. If these conditions are not satisfied, e.g. in case of slanting fetches, essential adjustments are needed to the wind speeds used for the scaling [e.g. 5].

What is the actual wind speed to be used for scaling is a big question in its own right. In the boundary layer near any interface, whether this is land or the ocean, the vertical profile of wind speeds is characterised by rapid velocity gradients. Customarily, it is the wind speed at 10m height above the surface which is employed because of convenience of the measurements. The measurements, however, are rarely done at the 10m precisely, and then they have to be converted into the U_{10} wind speeds by means of some boundary-layer models [see e.g. 6 – 9, among many others]. Such models are usually semi-empirical, with a great number of uncertainties [see e.g. 10 – 12 for a discussion and review]. Besides, the waves can be actually higher than 10m [e.g. 13, 14], and then the very concept of U_{10} becomes meaningless.

Also, lower parts of the boundary layer are affected by the wave-induced pressure/velocity fluctuations in the air which fact renders the wall-layer models unsuitable [e.g. 10, 15, 16]. Height of this lower sublayer depends on the length λ of surface waves and therefore, if it is to be avoided, there is no practical dimensional height for the characteristic wind in principle. Such height will depend on the scale of dominant waves, and argument has been made to use $U_{\lambda/2}$ wind speed rather than U_{10} [17 – 20]. As a result, multiple corrections, conversions and adjustments of the scaling parameter, which usually comes at some (often high) power, lead to many uncertainties and scatter in the respective non-dimensional analyses and their outcomes.

Moreover, and importantly, it is not the wind speed as such which drives the wave growth, it is the momentum flux τ from the wind to the waves which happens to have dimension of the wind speed squared:

$$\tau = \rho_a u_*^2 = \rho_a C_d U_{10}^2. \quad (1)$$

Here, ρ_a is air density, and u_* is so-called friction velocity, i.e. some fictitious velocity which signifies the flux. In order to obtain u_* directly, either the momentum flux or the logarithmic boundary-layer wind profile have to be measured [e.g. 9, 11]. In absence of such measurements which is usually the case, it can be obtained from the wind speed U_{10} by applying drag coefficient C_d as depicted in (1).

Thus, as far as the wind scaling of wave growth is concerned, it is u_* rather than anything else which should be used as a characteristic velocity. Here, however, C_d is another problem. The drag coefficient is a purely empirical quantity and is effectively intended as a proxy for the structure of the boundary layer, i.e. it is meant as a means to convert wind measurements at some height into the momentum flux at the ocean surface. Such proxy cannot be anything but a poor surrogate as the boundary layer physics, even to a non-specialist in this

particular area, clearly cannot be replaced by a single number or even by a dependence of this number on one, two or a few relevant parameters. In [11], fifteen properties and phenomena which can influence the drag coefficient are listed, plus the entire suit of additional characteristics at hurricane-like winds, and here we can also add the sea surface temperature to this set, following [21]. Among these properties, effects due to temperature stratification [22, 23], presence of swell [24, 25], gustiness and unsteadiness of the wind [11, 26], directional spread in the wave system [27], can change the drag coefficient by a factor of two or more. As a result, empirical parameterisations of the drag coefficient are characterised by an enormous scatter which has not improved over some 30 – 40 years in spite of all the recent technological, computing, and data logging and collection advances. This scatter then feeds back into the scaling problem for non-dimensional wave-growth approach.

For the offshore winds, which are the element of ideal-development conditions as mentioned above, many more problems arise. Structure of the boundary layer is transitional when the air flow crosses from land to the sea. That is, in a way, the wind for some time ‘remembers’ roughness over the land while already moving over the sea, and even though the near-interface wind immediately adjusts itself to the new surface, U_{10} may still indicate the roughness values of land upstream for some time. This fact is bound to have a major impact on models of wave development at short fetches as no characteristic U_{10} wind speed can be specified in such case [e.g. 28]. Even at steady meteorological circumstances, mean wind speed at a reference height changes as the wind propagates away from the coast [29].

Thus, non-dimensional dependences of the wave growth in terms of the wind speed are prone to self-correlations, large scatter and a variety of inconsistencies. In [30], twenty three such dependences, accumulated over some 50 years of field experiments and campaigns, were scrutinised, and only four of them were selected as plausible in physical terms. The Black Sea data set, obtained from observational platforms at sea including the Katsiveli research tower, was recognised the best among the four.

Before describing this data set, another issue has to be outlined, which delivered a major blow to the 50-year old tradition of studying the wave evolution by means of the dimensional scaling in terms of an external property, i.e. the wind speed. In [30], it was argued that the non-dimensional features of self-similar wave growth have to be scaled by internal wave-field properties, that is fluxes of energy, momentum or wave action.

In [31], this idea was further elaborated. It was shown that at different stages of the wave development, the wave spectrum is shaped due to qualitatively different balances between the energy source terms in the wind-wave system. At the initial stage, the self-similar wave-spectrum evolution is driven in conditions of constant momentum flux. Such kind of development is described by Hasselmann law [32] of

$$H \sim T^{5/3}, \quad (2)$$

where H is characteristic wave height and T is characteristic wave period. The growing sea is described by the Toba law [33]

$$H \sim T^{3/2}, \quad (3)$$

the best-known because such conditions occur most frequently. Mature waves are characterised by Zakharov-Zaslavskii law [34]

$$H \sim T^{4/3}. \quad (4)$$

These differences imply different dynamics and physics in the course of wave growth and yet, if comprehensively proved, are impossible to see by means of the traditional wind-scaling approach.

The Black Sea data set. Such long Introduction was necessary in order to explain the importance and uniqueness of the Black Sea data set of the wind-wave growth and evolution which includes measurements and observation obtained at the Katsiveli platform. Measurements at a single location, which then rely on the non-dimensional scaling, suffer from shortcoming at the very least, and potentially from major disadvantages as discussed above.

Of these, wind-wave observational field campaign at the research tower in Lake Ontario [5] is recognised as one of the best because, apart from many other merits, while measurements were conducted at a single point in this experiment in the large enclosed lake, different dimensional fetches were actually available depending on direction of wave propagation. What is of principal significance, both waves at short fetches (the shortest onshore distance was 1km) and long fetches (~300 km) were recorded. Wave-growth dependences for the short and long fetches are essentially different, and wind-based scaling cannot pick these differences up. Therefore, even results of such famous field experiment as JONSWAP [2] had to be corrected by adding laboratory points to the data pool, and the laboratory substantially corrupted the outcomes [see e.g. 8, 30, 35]. Similarly, observations in Hakata Bay [1] which set standards in this field for many years to come, but were conducted at a short-fetch site, were clearly inapplicable to the open-sea waves. As a result, in [30] both these classical experiments were placed in the worst-performing group (no.4) when their dependences were subjected to strict physical tests. The Lake Ontario parameterisations, although allowing for varying fetches, but still carried out in a single point and relied on wind scaling, were ranked into group 2 in [30].

In this regard, the Black Sea data were regarded the best in group 1. The experimental approach was different at the Air-Sea Interaction Department of the Marine Hydrophysical Institute (MHI) where the wind-wave field observations in the 80 s and early 90 s were conducted from different platforms which allowed for multiple choices of dimensional and non-dimensional wave fetches. Locations of the platforms are shown in Fig.1.

The open-sea observational site was at an oil rig at the North-Western shelf of the Black Sea, with the deep-water wave fetches ranging from some 30 km for the easterly winds through 50 – 70 km from the north and up to 150 km for the westerlies. In the southern direction the fetch was infinite, limited by the size of meteorological formations rather than by the distance to the shore.

Open-sea long-fetch observations are quite common and there are many, as summarised in [30]. What made the Black Sea data set collected by MHI unique and high-quality was the data obtained at short fetches from the Katsiveli research tower. Location of this platform is indicated in Fig.1 and detailed in Fig.2.

In geographical terms, Fig.2 is reversed, i.e. North is approximately facing down and East is to the left (see Fig.1 for the geographically correct position of the



Fig.1. Location of research towers in the Black Sea (pluses). Figure is reproduced from [8], copyright of the American Meteorological Society.

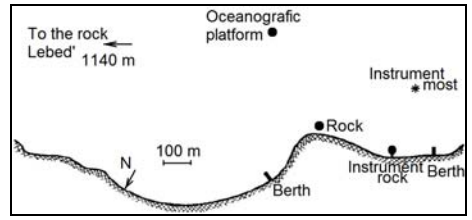


Fig.2. Position of the near-shore research tower in Katsiveli. Figure is reproduced from [8], copyright of the American Meteorological Society.

coastline). Deep-water initial-stage wave fetches at this site, depending on the wind direction, varied from 600 m to 1 km. It is these short-fetch data points which made the Black Sea data set distinctly unique, and highlighted features that proved difficult to reveal in many other field experiments as will be further described below.

Over the years, these Black Sea data, with the crucially important Katsiveli subset, were used to study integral [10, 30, 36, 37], spectral [10, 37] and directional properties [37 – 39] of the wave growth, wind-wave-current interactions [40], non-linear effects in the wave field [37, 41, 42], wave-group and bandwidth properties [10, 36, 37, 43], wave breaking and dissipation [12, 44 – 48]. Thus, the impact of the Black Sea field campaign on the wind-wave studies is essential across the entire spectrum of relevant topics and applications. In this article, we will concentrate on a new issue, which will be attended with use of the Katsiveli data, that is the physics at the small-scale end of the wave system.

Role of the input and redistribution energy fluxes, and wave breaking in maintaining the level of the spectrum tail. Formulations for the high-frequency tail of the wave spectrum which describes the small-scale end of the wave system does not explicitly depend on a formulation for the spectral peak. Here, we will refer to the JONSWAP spectral shape as a matter of convenience, since it the most broadly employed parameterisation – in order to have a reference to define what is meant as the level of this tail. The JONSWAP spectrum, which is a result of averaging frequency-spectrum shape $F(f)$ observed in ideal fetch-limited conditions, was suggested as an outcome of the field campaign conducted in the North Sea [2]:

$$F(f) = \alpha g^2 (2\pi)^{-4} f^{-5} \exp\left(-\frac{5}{4}\left(f/f_p\right)^{-4}\right) \gamma^{\exp\left(\frac{(f-f_p)^2}{2\sigma^2 f_p^2}\right)}. \quad (5)$$

Here, f is frequency, f_p is peak frequency, g is gravitational acceleration, γ and σ are parameters of the spectral-peak shape. The *exponent* in this parameterisation was introduced much earlier by Pierson and Moscowitz for the fully developed spectrum in [6] as a means to allow the front face of the spectrum to curve down, i.e. to have the peak as such, and the actual contribution of JONSWAP is the γ -expression which defined enhancement and shape of the peak of the waves that are still developing. These details are not relevant here and we refer the reader to [2, 5, 8] for them if necessary.

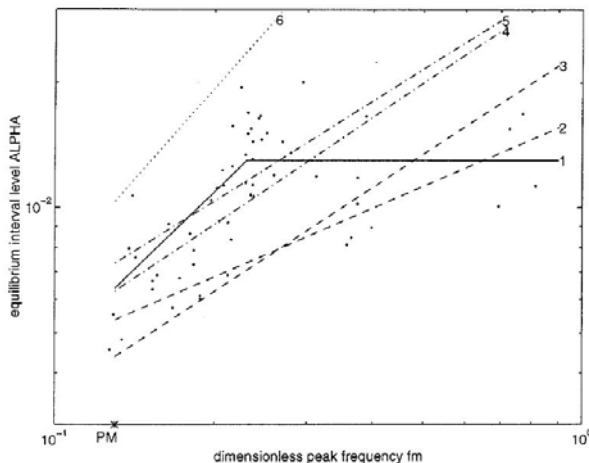


Fig. 3. Dependence of spectrum-tail level α from (5) on dimensionless frequency $\tilde{f}_m$ (6). Data points and the solid line 1 (7) signify the Black Sea measurements and dependence. Other lines are parameterisations from [5] (line 2), [49] (line 3), [50] (line 4), [2] with laboratory data (line 5) and without (line 6). *PM* at the bottom axis indicate the full development stage according to [6]. Figure is reproduced from [8], © American Meteorological Society.

What is relevant for us, is the first part of expression (5). Here, f^5 is the asymptotic behaviour of the JONSWAP spectrum, and α determines the level of the entire spectrum including of course the level of the asymptotic tail.

Dependence of α on dimensionless frequency $\tilde{f}_m$ is shown in Fig.3, reproduced from [8]. In terms of notation of the present paper, the dimensionless frequency is

$$\tilde{f}_m = \tilde{f}_p = \frac{U_{10} f_p}{g} = \frac{1}{2\pi} \frac{U_{10}}{c_p}, \quad (6)$$

where c_p is phase speed of waves at the spectral peak, i.e. those with frequency f_p . Ratio U_{10}/c_p signifies strength of the wind forcing: for young and slow waves $U_{10} \gg c_p$ and the forcing is strong. As the waves develop, downshifting progresses and peak waves move faster, the forcing goes down until it disappears at $U_{10} \approx c_p$.

In Fig.3, the data points and the segmented solid line indicate the Black Sea measurements and parameterisation. A number of other parameterisations, also based on field data, are shown as specified in the Figure's caption. All the dependences, other than that of the Black Sea, are based on large-fetch data and, if extrapolated to higher values of $\tilde{f}_m$ they predict unlimited growth of the equilibrium level α . According to [8], this is not the case.

The difference is due to the Katsiveli data points on the right, i.e. those for young waves with high values of wind forcing and dimensionless peak frequency. Clearly these points indicate that, if one has measurements at short fetches, one cannot keep extrapolating the growth observed at longer fetches. For younger waves (which in case of the ideal fetch-limited development means short fetches) the equilibrium level stays approximately constant, and it is only at some mature wave ages that it starts to respond to the weakening wind forcing and to decrease towards the Pierson-Moscowitz magnitude (note that wave development progresses from right to left). Similar two-phase behaviour is also consistent with behaviour of the spectral bandwidth, and in [8] it was parameterised as

$$\alpha = \begin{cases} 8,03 \cdot 10^{-2} \tilde{f}_p^{1,24} & \text{for } \tilde{f}_p \leq 1,23, \\ 13,2 \cdot 10^{-3} & \text{for } \tilde{f}_p > 1,23. \end{cases} \quad (7)$$

Thus, the equilibrium level of the wave frequency spectrum, even though

with some variations, remains remarkably stable given the very large magnitudes of differences in wind forcing. These differences occur both in absolute values, that is in terms of the wind speed which in the Black Sea measurements varied from near-zero to some 30 m/s, and in relative terms across the wind-wave scales, that is if $U_{10}/c_p = 1$ for waves with $f_p = 0,1$ Hz, then at the 2 Hz tail end it will be $U_{10}/c_p \sim 40$ (neglecting the surface-tension contribution for clarity).

The first analytical justification for the equilibrium range of the spectrum, based on dimensional argument, was proposed by Phillips in [51]. The idea of the equilibrium spectrum tail was already in the air, and a number of experimentalists had suggested their dependences for such spectral interval. The first parameterisation was by [52] for a ‘fully-developed spectrum’,

$$F(\omega) = C \omega^{-6} \exp\left(\frac{-2g^2}{\omega^2 U^2}\right), \quad (8)$$

where $\omega = 2\pi f$ is radian frequency, $C = 1,4 \cdot 10^3 \text{ cm/s}^3$ is a dimensional constant and U is some estimate of the wind speed. Parameterisation of [53] was measured in the range of wave fetches $X = 400 - 1350$ m and wind speeds $U_{10} = 5 - 8$ m/s and stated the fact that, even though the spectra themselves were clearly developing, with the spectrum peak and the total energy evolving, the tails “obtained in different conditions very nearly coincide and become apparently independent of the fetch and of the strength of the wind”:

$$F(\omega) = 7,0 \cdot 10^3 \omega^{-5}. \quad (9)$$

[54] produced a parameterisation which is already remarkably familiar (see (5)):

$$F(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5} \exp\left(-0,657 \frac{2\pi}{T \omega^4}\right), \quad (10)$$

where T is “a ‘mean wave period’ which depends upon wind speed and the state of development of the sea”. [54] found that constant $\alpha = 7,4 \cdot 10^{-3}$, obtained from observations in [53], was consistent with his spectra.

In [51], it was rightly argued that for the spectrum parameterisation to be physically sound, its dimension has to be correct. Phillips produced a rather long list of physical dimensions to be considered, i.e. air and water densities ρ_a and ρ_w , friction velocity u_* , surface roughness length z_0 , acceleration g , water surface tension σ (not to be confused with the σ from (5)) and viscosity ν , together with the relevant spectral scales k (wavenumber) and ω .

In different parts of the spectrum, different combinations of the dimensional properties may be valid and/or significant, but when it comes to the gravitational range of surface waves, it was u_* which represented the wind stress in (1) and gravitational acceleration g that remained. If talking about the spectrum tail, which clearly exhibited some level of saturation in the spectra of [53], [51] argued that this saturation signifies some limiting shape of the wave crests which is apparently due to the waves breaking and not being able to grow any further.

With respect to the breaking, [51] argued that “the geometry of the limiting shape near the sharp crests is determined by the condition that the downward acceleration should not exceed g , so that the asymptotic forms... would not be expected to involve u_* . An increase in u_* ... should not influence the geometry of

such a sharp crest itself”. [51] even made a footnote remark that “we have excluded a different possible type of surface instability in which the sharp crests may be ‘blown off’ by very high winds”.

We must notice that this is exactly the view of the breaking onset that we have these days [12, 55, 56]. As discussed in detail in papers [55, 56] and review [12], the breaking onset is defined by the limiting steepness

$$\frac{Hk}{2} \approx 0,44, \quad (11)$$

and it is only at extreme conditions that the wind can reduce this steepness, and even then only marginally.

If so, the original argument of [51] is right and the only relevant dimensional parameter for this part of spectrum is g . This led to the frequency spectrum of the saturated interval

$$F(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5} \quad (12)$$

and wavenumber spectrum

$$F(\mathbf{k}) = \alpha_k(\theta) k^{-4}. \quad (13)$$

Following (9), [51] defined his constant as $\alpha = 7,4 \cdot 10^{-3}$. Expression (13) determines spectral densities in different directions of wavenumber vector $\mathbf{k}$, and the dimensionless coefficient α_k depends on this direction θ .

Parameterisations (12) – (13) must have been the first physical and even quantitative account for the wave-breaking effects on behaviour of the wave system. By limiting the growth of waves, they define the shape of the spectrum tail and even set its level.

Many more measurements of the equilibrium interval have been conducted since 1958. The level α proved to be not that constant (see [8], Fig.3 and eq.(7) above). The early observations of [53] were conducted at what we would now classify as relatively light winds, and for stronger winds even Phillips himself reconsidered this value [57].

According to (7), the tail level α responds to the wind forcing if $U_{10}/c_p < 1,45$. At such forcing, apparently, the average Phillips’ ‘geometry of the limiting shape’ of the wave crests can change due to, perhaps, changing rates of the breaking occurrence in the high-frequency spectral bands.

Once it reaches, however, $\alpha = 13,2 \cdot 10^{-3}$ at $U_{10}/c_p \geq 1,45$, level of the f^5 tail does not grow up further on average even if the wind forcing increases very significantly (Fig.3). As shown in [12, 58, 59], such situation does not actually mean that the breaking rates of short waves reached 100 %, they stay essentially below this ultimate percentage. Therefore, this condition can only signify a change of the breaking severity. Thus, for the younger waves, the breaking reacts to the changing wind forcing by altering the dissipation rates rather than the rate of breaking occurrence, in its role of maintaining the spectrum-tail level.

At the hurricane-like winds, that is for very young waves, with 100 % breaking rate of the short waves indeed occurring, the tail is still roughly at the same level range (unpublished). This fact further highlights the significant role of the breaking in formation of the wave spectrum as we know it. In such case, the forcing is most extreme, but the spectrum level only changed by less than a factor of 2. That is, the wave-breaking control still maintains approximately the same

tail shape and balances the much grown wind input by adjusting its severity up: i.e. the extra wind input is lost locally to the dissipation, but the spectrum tail more or less holds its level.

While talking about the saturation level, it must be mentioned of course that using the same dimensional argument as [51], but assuming the role of the wind still essential, Toba in [60] obtained a different parameterisation for the spectrum tail:

$$F(\omega) = \beta u g \omega^{-4}, \quad (14)$$

i.e. he argued in favour of a quasi-equilibrium interval, whose level depends on some characteristic wind speed u , in addition to the gravitational acceleration g . Well before that, Zakharov and Filonenko in [61] achieved exact analytical solution of the Hasselmann equation for the spectrum defined by interactions in the system of nonlinear waves, which also produced an ω^{-4} tail:

$$F(\omega) = c_K p^{1/3} g \omega^{-4}. \quad (15)$$

Here, the spectral level varies as a function of energy flux p across the spectrum, and c_K is Kolmogorov constant.

The observations were divided and produced both f^5 and f^4 parameterisations, e.g. JONSWAP spectrum [2] and the Donelan-Hamilton-Hui spectrum [5], respectively. The f^4 interval required more attention as the initial formulations (14) and (15) seemed contradictory: the first one associated the equilibrium with the external wind forcing and the second one with the internal nonlinear flux. The contradiction was basically resolved by [62] who concluded, based on a comprehensive collection of field data sets, that

$$u = (U_{10}^2 c_p)^{1/3} - u_0, \quad (16)$$

where the first term on the right defines the external energy flux. This flux can now be related to the internal flux p , and the contradiction is answered. u_0 here is a dimensional offset of the experimental dependences, which complicates the theoretical argument, but is apparently the robust feature of the experimental analysis by [62].

In the meantime, based on experimental evidence and theoretical argument, there came understanding that both f^4 and f^5 subintervals are present at the tail, the first one being closer to the peak [4, 39, 49, 62, 63]. Moreover, it became clear that the total wind input, integrated over entire spectrum $F(f)$ cannot converge to the total wind stress known independently, unless f^5 subinterval does exist [64, 65]. For the oceanic waves, the transition was observed at frequency $\omega_t \approx 2.5 - 3$ of the peak frequency [49, 63]. In [4], based on ‘grand average’ of many measurements of the saturation spectra from different data sets, a dimensional value for such frequency was indicated as

$$\omega_t \approx 5 \frac{g}{U_{10}}, \quad (17)$$

which can alternatively be expressed as

$$\tilde{\omega}_t = 2\pi \tilde{f}_t = \frac{U_{10}}{c_p} \approx 5. \quad (18)$$

Now, with the view of (16) above, the transition frequency can be parameterised in terms of the peak frequency and characteristic wind speed. Eqs. (12), (14) and (16) can now be combined to give a dependence of the transitional frequency on peak frequency and wind speed:

$$\omega_t = \frac{\alpha}{\beta} \frac{g}{u} = \frac{\alpha}{\beta} \frac{u}{(U_{10}^2 g / \omega_p)^{1/3} - u_o}. \quad (19)$$

α can be defined by (7), and $\beta = 6,09 \cdot 10^{-3}$ according to [62].

In Figure 4, ratio ω_t/ω_p is plotted versus dimensional peak frequency f_p (top panel) and versus the wind forcing U_{10}/c_p in the bottom panel. Range of changes of the latter corresponds to the peak frequencies of the top subplot, and the wind speeds shown are $U_{10} = 10, 15, 20, 30$ and 40 m/s (top to bottom).

At typical oceanic winds of $U_{10} \sim 10$ m/s and typical wave age $U_{10}/c_p \sim 1,2$, (19) produces the transition at $\omega_t \approx 2,2\omega_p$ which is close, even though slightly below the values of [49, 63] mentioned above. If dependence (17) is used, then for $U_{10} \sim 10$ m/s and $\omega_t \approx 2,2\omega_p$ it gives $f_p = 0,35$ Hz which is exactly what the corresponding line in the top subplot of Fig.4 indicates.

The highest transitional frequency ω_t for individual cases over the five wind speeds, is in the range of $\omega_t \approx 1,8 - 2,7\omega_p$. The lowest transitional frequency is an asymptotic hypothetical value below the peak ($\omega_t < \omega_p$) which basically means that in those circumstances the f^5 interval will extend all the way to the spectral peak, i.e. there will be no f^4 subinterval.

Such condition (i.e. no f^4 subinterval) is never reached for wind speeds $U_{10} = 10$ m/s (top subplot), that is at such wind the spectrum will always have the two subintervals. At all the other wind speeds, for wind forcing stronger than $U_{10}/c_p \approx 3,9 - 7,2$, there will be only f^5 spectrum tail, and therefore no condition where the spectrum shape is controlled by the nonlinear fluxes (15) will take place.

In accord with (7), maximal transitional frequency ω_t will occur at

$$U_{10}/c_p \approx 1,45. \quad (20)$$

Both for the younger waves and more mature waves, it draws closer to the peak. This demonstrates the relative significance of the breaking and of the nonlinear fluxes in formation of the spectrum at the respective wave-development stages.

In this regard, it can be expected that the f^5 tail comes closer to the peak at strong wind forcing, and the f^4 tail may even eventually disappear at such forcing. The fact that this is also a trend when the waves are maturing towards full development at U_{10}/c_p less than (20), however, is somewhat counter-intuitive.

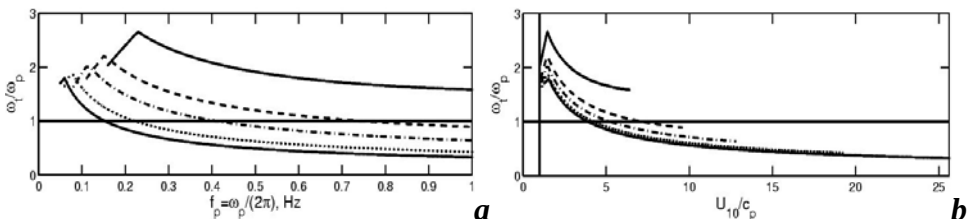


Fig. 4. In both panels, top to bottom wind speeds are $U_{10} = 10, 15, 20, 30$ and 40 m/s. Ratio of transitional and peak frequencies ω_t/ω_p versus peak frequency $f_p = \omega_p/(2\pi)$ (a) and versus wind forcing parameter U_{10}/c_p (b).

This is, apparently, due to the reduction of α in (12). Such reduction, however, is a consistent feature of the observations, not only of the parameterisation (7) by [8], but also of those by [2, 5, 49, 50]. Moreover, (20) corresponds exactly to the transition of the regime of α behaviour in the dependence (7) of [8].

Discussion and conclusions. How can the result of Section III be explained in terms of the competition between the wave-breaking and the weak-turbulence mechanisms for the control over the saturation interval? At this stage we can only offer a tentative reasoning rather than an explanation based on direct experimental facts or theoretical grounds.

First of all, even if it may seem so, the competition is not between the external wind forcing and nonlinear internal fluxes, it is between the breaking/dissipation and such fluxes. Even though the forcing is large at the upper end of the equilibrium interval in Fig.4, the wind does not make the waves break directly, except in a hurricane-like conditions. Breaking happens either due to hydrodynamic reasons, i.e. wave superposition or modulational instability [55, 56, 66], or is induced [58, 67, see also 12 for discussions].

For the spectrum tail, the induced breaking, due to various influences of the large waves, dominates (see [12]). The transition between prevalence of induced breaking over the inherent breaking happens at approximately the same relative frequency $\omega_t \sim 3\omega_p$ (Filipot, 2010, private communication) as the transition ω_t in this article. This means that most of the breaking which we see to control the f^5 interval is induced, and whatever the wind does to stimulate this breaking is done mostly indirectly through altering the long-wave conditions in the field.

On the other hand, this induced breaking for younger waves reacts to the changing wind-forcing conditions by adjusting the breaking strength, whereas the breaking rates as such do not necessarily change (see also [59]). This is for $U_{10}/c_p > 1,45$. For the mature waves of $U_{10}/c_p < 1,45$, as was already discussed in this article, the induced breaking is likely to simply alter the rate of occurrence because of the wave age.

Why and how the dominant waves do that to the induced breaking of the short waves is yet to be understood, but one way or another, at both sides of the $U_{10}/c_p \approx 1,45$ wave age, the extent of the f^4 interval starts shrinking. This shortening leads to complete disappearing of this dynamic spectral range for younger waves, but for the mature waves such interval controlled by the nonlinear fluxes always exists. Even at full development, $\omega_t = 1,6 - 2,1\omega_p$ depending on the wind speed (Fig.4, *b*). Transitional frequency $1,6\omega_p$, however, which occurs at full development at wind speed $U_{10} = 40$ m/s is very close to the spectral peak whose half-width is approximately $1,3 - 1,5\omega_p$. Therefore, at very strong winds, width of the f^4 interval, even when it exists, is quite short.

To conclude this article, we would also briefly mention that wave breaking can make other, perhaps even somewhat unexpected contributions to the spectrum tail. [68], for example, showed by means of the deterministic modelling of directional waves that power of the dissipation function, if altered, influences the asymptotic wave tail. Breaking of large waves can actually generate short waves and ripples [e.g. 69, 70]. Such contribution is interesting, but is perhaps small and is yet to be quantified. Control of the level of the f^5 interval, which is achieved both through the breaking frequency and strength, and its competition

with the nonlinear fluxes for the shape of the spectrum tail, is, however, a very important role of the breaking in wave fields with continuous spectrum.

REFERENCES

1. *Mitsuyasu H., Nakamura R., Komori T.* Observations of the wind and waves in Hakata Bay // Rep. Res. Inst. Appl. Mech. Kyushu University.– 1971.– 19.– P.37-74.
2. *Hasselmann K., Barnett T.P., Bouws E., Carlson H., Cartwright D.E., Enke K., Ewing J.A., Gienapp H., Hasselmann D.E., Kruseman P., Meerburg A., Muller P., Olbers D.J., Richter K., Sell W., Walden H.* Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP) // Dtsch. Hydrogh. Z. Suppl.– 1973.– A8(12).– P.1-95.
3. *Kitaigorodskii S.A.* Applications of the theory of similarity to the analysis of wind-generated wave motion as a stochastic process // Bull. Acad. Sci. USSR, Geophys. Ser., Engl. Transl.– 1962.– 1.– P.105-117.
4. *Kahma K.K., Calkoen C.J.* Reconciling discrepancies in the observed growth of wind-generated waves // J. Phys. Oceanogr.– 1992.– 22.– P.1389-1405.
5. *Donelan M.A., Hamilton J., Hui W.H.* Directional spectra of wind-generated waves // Phil. Trans. R. Soc. Lond.– 1985.– A315.– P.509-562.
6. *Pierson W.J. Jr., Moskowitz L.* A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S.A. Kitaigorodskii // J. Geophys. Res.– 1964.– 69.– P.5181-5190.
7. *Snyder R.L., Dobson F.W., Elliott J.A., Long R.B.* Array measurements of atmospheric pressure fluctuations above surface gravity waves // J. Fluid Mech.– 1981.– 102.– P.1-59.
8. *Babanin A.V., Soloviev Y.P.* Field investigation of transformation of the wind wave frequency spectrum with fetch and the stage of development // J. Phys. Oceanogr.– 1998.– 28.– P.563-576.
9. *Young I.R., Banner M.L., Donelan M.A., Babanin A.V., Melville W.K., Veron F., McCormic C.* An integrated study of the wind wave source term balance in finite depth water // J. Atmos. Oceanic Tech.– 2005.– 22.– P.814-828.
10. *Chalikov D., Belevich M.* One-dimensional theory of the wave boundary layer // Boundary-Layer Meteorol.– 1993.– 63.– P.65-96.
11. *Babanin A.V., Makin V.K.* Effects of wind trend and gustiness on the sea drag: Lake George study // J. Geophys. Res.– 2008.– C113.– C02015, doi:10.1029/2007JC004233.– 18 p.
12. *Babanin A.V.* Breaking of ocean surface waves // Acta Physica Slovaca.– 2009.– 59.– P.305-535
13. *Greenslade D.J.M.* A wave modelling study of the 1998 Sydney to Hobart yacht race // Aust. Met. Mag.– 2001.– 50.– P.53-63.
14. *Liu P.C., Chen H.S., Doong D.-J., Kao C.C., Hsu Y.-J.G.* Monstrous ocean waves during typhoon Krosa // Ann. Geophysicae.– 2007.– 26.– P.1327-1329.
15. *Kudryavtsev V.N., Makin V.K., Meirink J.F.* Simplified model of the air flow above the waves // Boundary-Layer Meteorol.– 2001.– 98.– P.155-171.
16. *Chalikov D., Rainchik S.* Coupled numerical modelling of wind and waves and theory of the wave boundary layer // Boundary-Layer Meteorol.– 2010. (*in press*)
17. *Chalikov D., Sheinin D.* Direct modeling of one-dimensional nonlinear potential waves / Ed. By W.Perrie. Nonlinear Ocean Waves (Adv. in Fluid Mechanics).– 1998.– 17.– P.207-258.

18. *Donelan M.A.* Wind-induced growth and attenuation of laboratory waves / Eds. By S.G.Sajadi, N.H.Thomas, J.C.R.Hunt. Wind-over-Wave Couplings. Perspective and Prospects.– Clarendon Press, Oxford, 1999.– P.183-194.
19. *Chalikov D., Sheinin D.* Modeling extreme waves based on equations of potential flow with a free surface // J. Comp. Phys.– 2005.– 210.– P.247-273.
20. *Donelan M.A., Babanin A.V., Young I.R., Banner M.L.* Wave follower field measurements of the wind input spectral function. Part II. Parameterization of the wind input // J. Phys. Oceanogr.– 2006.– 36.– P.1672-1688.
21. *Bortkovskii R.S.* On the influence of water temperature on the ocean-surface state and transfer processes // Izv. Akad. Nauk SSSR. Fizika Atmosferi i Okeana.– 1997.– 33.– P.266-273. (in Russian, English abstract)
22. *Obukhov A.M.* Turbulence in an atmosphere with a non- uniform temperature // Tr. Inst. Teor. Geofiz. Akad. Nauk. SSSR.– 1946.– 1.– P.95-115.
23. *Monin A.S., Obukhov A.M.* Osnovnye zakonomernosti turbulentnogo peremeshivaniya v prizemnom sloye atmosfery // Tr. Inst. Teor. Geofiz. Akad. Nauk. SSSR.– 1954.– 24.– P.163-187. (in Russian)
24. *Donelan M.A., Drennan W.M., Katsaros K.B.* The air-sea momentum flux in conditions of wind sea and swell // J. Phys. Oceanogr.– 1997.– 27.– P.2087-2099.
25. *Larsen X.G., Makin V.K., Smedman A.-S.* Impact of the waves on sea drag: measurements in the Baltic Sea and a model interpretation // Glob. Atm. Oc. System.– 2003.– 9.– P.97-120.
26. *Nikolaeva Y.I., Tsimring L.S.* Kinetic model of the wind generation of waves by a turbulent wind // Izv. Atmos. Oceanic Phys.– 1986.– 22.– P.102-107.
27. *Ting C.-H., Babanin A.V., Chalikov D., Hsu T.-W.* Dependence of drag coefficient on angular spreading of sea waves // Proc. 32nd Taiwan Ocean Eng. Conf. (Taiwan, November, 2010).– 2010.– P.6.
28. *Soloviev Y.P., Kudryavtsev V.N.* Wind-speed undulations over swell: field experiment and interpretation // Boundary-Layer Meteorol.– 2010.– 136.– doi:10.1007/s10546-010-9506-z.– 23 p.
29. *Dobson F., Perrie W., Toulany B.* On the deep-water fetch laws for wind-generated surface gravity waves // Atmos.-Ocean.– 1989.– 27.– P.210-236.
30. *Badulin S.I., Babanin A.V., Zakharov V.E., Resio D.* Weakly turbulent laws of wind-wave growth // J. Fluid Mech.– 2007.– 591.– P.339-378.
31. *Gagnaire-Renou E., Benoit M., Badulin S.I.* On weakly turbulent scaling of wind sea in simulations of fetch limited growth // J. Fluid Mech.– 2010. (in press)
32. *Hasselmann K., Ross D.B., Muller P., Sell W.* A parametric wave prediction model // J. Phys. Oceanogr.– 1976.– 6.– P.200-228.
33. *Toba Y.* Local balance in the air-sea boundary processes. I. On the growth process of wind waves // J. Oceanogr. Soc. Japan.– 1972.– 28.– P.109-121.
34. *Zakharov V.E., Zaslavsky M.M.* Dependence of wave parameters on the wind velocity, duration of its action and fetch in the weak-turbulence theory of water waves // Izv. Atmos. Oceanic Phys.– 1983.– 19.– P.300-306.
35. *Davidan I.N.* Investigation of wave probability structure on field data // Tr. GOIN.– 1980.– 151.– P.8-26. (in Russian)
36. *Yefimov V.V., Krivinskii B.B., Soloviev Y.P.* Study of the energetic sea wind waves dependence // Meteor. Gidrol.– 1986.– 11.– P.68-75.
37. *Babanin A.V.* Spectral characteristics of surface wind wave fields: PhD Thesis.– Sebastopol, Marine Hydrophysical Institute.– 1990.– 153 p.

38. *Babanin A.V., Soloviev Y.P.* Parameterization of width of directional energy distributions of wind-generated waves at limited fetches // *Izv. Atmos. Oceanic Phys.*– 1987.– 23.– P.645-651.
39. *Babanin A.V., Soloviev Y.P.* Variability of directional spectra of wind-generated waves, studied by means of wave staff arrays // *Marine & Freshwater Res.*– 1998.– 49.– P.89-101.
40. *Babanin A.V.* Connection of parameters of the wind surface current with the wind in the north-west part of the Black Sea // *Marine Hydrophysical J.*– 1988.– 4.– P.55-58.
41. *Yefimov V.V., Babanin A.V.* Nonlinear effects in the wind wave spectrum // *Izv. Atmos. Oceanic Phys.*– 1990.– 26.– P.133-138.
42. *Babanin A.V., Polnikov V.G.* On the non-Gaussian nature of wind waves // *Phys. Oceanogr.*– 1995.– 6.– P.241-245.
43. *Yefimov V.V., Babanin A.V.* Dispersive relations of envelopes of wind wave groups // *Izv. Atmos. Oceanic Phys.*– 1991.– 27.– P.599-603.
44. *Babanin A.V.* Field and laboratory observations of wind wave breaking / Ed. By E.Ozhan. *Proc. 2nd Int. Conf. Mediterranean Coast. Env. (Tarragona, Spain, 1995).*– 1995.– 3.– P.1919-1928.
45. *Banner M.L., Babanin A.V., Young I.R.* Breaking probability for dominant waves on the sea surface // *J. Phys. Oceanogr.*– 2000.– 30.– P.3145-3160.
46. *Babanin A.V., Young I.R.* Breaking probabilities for dominant surface waves on water of finite constant depth // *J. Geophys. Res.*– 2001.– C106.– P.11569-11676.
47. *Liu P.C., Babanin A.V.* Using wavelet spectrum analysis to resolve breaking events in the wind wave time series // *Annales Geophysicae.*– 2004.– 22.– P.3335-3345.
48. *Filipot J.-F., Ardhuin F., Babanin A.V.* A unified deep-to-shallow-water spectral wave-breaking dissipation formulation // *J. Geophys. Res.*– 2010.– C115.– C04022, doi:10.1029/2009JC005448.– 15 p.
49. *Evans K.C., Kibblewhite A.C.* An examination of fetch-limited wave growth off the west coast of New Zealand by a comparison with the JONSWAP results // *J. Phys. Oceanogr.*– 1990.– 20.– P.1278-1296.
50. *Bandou T., Mitsuyasu H., Kusaba T.* An experimental study of wind waves and low frequency oscillations of water surface // *Rep. Res. Inst. Appl. Mech.*– 1986.– XXXIII.– P.13-32.
51. *Phillips O.M.* The equilibrium range in the spectrum of wind generated waves // *J. Fluid Mech.*– 1958.– 4.– P.426-434.
52. *Neumann J.* Zur Charakteristik des Seeganges // *Arch. Meteorol. Geophys. Biokl.*– 1954.– A7.– P.352. (*in German*)
53. *Burling R.W.* Wind generation of waves on water: PhD Dissertation.– Imperial College, University of London, 1955.– P.71-202.
54. *Bretschneide C.L.* Revisions in wave forecasting: Tech. Mem. Beach Erosion Bd.– Washington, 1958.
55. *Babanin A.V., Chalikov D., Young I.R., Savelyev I.* Predicting the breaking onset of surface water waves // *Geophys. Res. Lett.*– 2007.– 34.– L07605, doi:10.1029/2006GL029135.– 6 p.
56. *Babanin A.V., Chalikov D., Young I.R., Savelyev I.* Numerical and laboratory investigation of breaking of steep two-dimensional waves in deep water // *J. Fluid Mech.*– 2010.– 644.– P.433-463.
57. *Phillips O.M.* The dynamics of the upper ocean.– Cambr. Univers. Press, 1977.– 336 p.

58. *Babanin A.V., Young I.R.* Two-phase behaviour of the spectral dissipation of wind waves / Eds. By B.Edge, J.C.Santas. Proc. Ocean Waves Measurement and Analysis, 5th Int. Symp. WAVES2005 (Madrid, Spain, 3-7 July, 2005).– 2005.– № 51.– 11 p.
59. *Manasseh R., Babanin A.V., Forbes C., Rickards K., Bobevski I., Ooi A.* Passive acoustic determination of wave-breaking events and their severity across the spectrum // J. Atmos. Ocean. Technol.– 2006.– 23.– P.599-618.
60. *Toba Y.* Local balance in the air-sea boundary processes on the spectrum of wind waves // J. Oceanogr. Soc. Jpn.– 1973.– 29.– P.209-220.
61. *Zakharov V.E., Filonenko N.N.* The energy spectrum for stochastic oscillation of a fluid's surface // Dokl. Acad. Nauk SSSR (Transactions of USSR Academy of Sciences - English Translation).– 1966.– 170.– P.1992-1995.
62. *Resio D.T., Long C.E., Vincent C.L.* Equilibrium-range constant in wind-generated wave spectra // J. Geophys. Res.– 2004.– C109.– C01018, doi:10.1029/2003JC001788.– 14 p.
63. *Forristall G.Z.* Measurements of a saturation range in ocean wave spectra // J. Geophys. Res.– 1981.– 86.– P.8075-8084.
64. *Tsagareli K.N., Babanin A.V., Walker D.J., Young I.R.* Numerical investigation of spectral evolution of wind waves. 1. Wind input source function // J. Phys. Oceanogr.– 2010.– 44.– P.656-666.
65. *Babanin A.V., Tsagareli K.N., Young I.R., Walker D.J.* Numerical investigation of spectral evolution of wind waves. 2. Dissipation function and evolution tests // J. Phys. Oceanogr.– 2010.– 44.– P.667-683.
66. *Babanin A.V., Waseda T., Kinoshita T., Toffoli A.* Wave breaking in directional fields // J. Phys. Oceanogr.– 2010. (*in press*)
67. *Young I.R., Babanin A.V.* Spectral distribution of energy dissipation of wind-generated waves due to dominant wave breaking // J. Phys. Oceanogr.– 2006.– 36.– P.376-394.
68. *Willemsen J.F.* Deterministic modeling of driving and dissipation for ocean surface gravity waves in two horizontal dimensions // J. Geophys. Res.– 2002.– C107.– C83121, doi:10.1029/2001JC001029.– 17 p.
69. *Pierson W.J., Donelan M.A., Hui W.H.* Linear and nonlinear propagation of water wave groups // J. Geophys. Res.– 1992.– C97.– P.5607-5621.
70. *Hwang P.A.* Spectral signature of wave breaking in surface wave components of intermediate-length scale // J. Mar. Sys.– 2007.– 66.– P.28-37.

Материал поступил в редакцию 21.10.2010 г.

УЧЕТ СТРУКТУРНОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ВОДЫ ПРИ РАСЧЕТЕ СВЕТОВЫХ ПОЛЕЙ В МОРЕ

На основе анализа экспериментальных данных, полученных в подспутниковых экспериментах, предлагается полуэмпирическая теория переноса излучения в структурированной среде. Получена система уравнений переноса, учитывающая структурную неоднородность воды. Показано, что предлагаемая теория позволяет устранить противоречия между экспериментально измеренными характеристиками светового поля и константами поглощения морской воды.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *перенос излучения, структурная неоднородность, оптические константы воды.*

Поглощение и рассеяние света играет важную роль в функционировании экосистемы моря. Аналитические и эмпирические связи характеристик восходящего излучения с концентрацией оптически активных примесей используются в различных биофизических моделях. Начиная с 2002 г., на океанографической платформе, расположенной у пгт.Кацивели на Черном море у южного побережья Крымского п-ова проводились подспутниковые эксперименты по измерению оптического состояния верхнего слоя моря [1]. Специфика экспериментов состояла в измерении всех величин, входящих в уравнение переноса излучения [2]. Как было показано в [3], для вод Черного моря не всегда удается получить соответствия результатов измерений коэффициента яркости и модельных расчетов. Частично это может быть объяснено систематическими погрешностями прямых методов определения биооптических характеристик морской воды. Однако даже для чистых вод Мирового океана с ничтожной концентрацией примесей наблюдается очевидное расхождение между предсказаниями официальной теории и результатами натурных экспериментов. В данной работе рассматривается проблема теоретического описания взаимодействия электромагнитного излучения с водной средой.

Теория распространения и рассеяния света в воде выводится из системы уравнений Максвелла в предположении о статистически равновесном распределении рассеивающих центров. Уравнение переноса излучения для плоскопараллельной среды

$$\left(\cos \theta \frac{d}{dz} + c(\lambda) \right) L(\Omega, z, \lambda) = \int \beta(\Omega' \cdot \Omega, \lambda) L(\Omega', z, \lambda) d\Omega' \quad (1)$$

описывает угловую структуру поля яркости $L(\Omega, z, \lambda)$ на длине волны λ в зависимости от глубины z , показателей ослабления $c(\lambda)$, равного сумме показателей поглощения $a(\lambda)$ и рассеяния света $b(\lambda)$. Величина $b(\lambda)$ выражается через интеграл от углового показателя рассеяния $\beta(\cos \theta, \lambda)$

$$b(\lambda) = \int \beta(\Omega, \lambda) d\Omega, \quad (2)$$

который характеризует угловое распределение интенсивности однократно рассеянного света единицей объема.

В чистых водах Мирового океана концентрация примесей пренебрежимо мала и световое поле в основном определяется константами чистой воды $\beta_w(\cos\theta, \lambda)$ и $a_w(\lambda)$ - показателями молекулярного рассеяния и показателем поглощения чистой воды. Тем не менее, для чистой воды соответствия расчетов экспериментам не наблюдается. Если в качестве константы поглощения чистой воды взять данные работы [4], то форма спектра восходящего излучения будет соответствовать экспериментальным данным, но абсолютные значения окажутся заниженными в 2 – 3 раза. Напротив, использование меньших констант поглощения [5] объясняет высокие значения максимума коэффициента яркости, но не спектральный состав восходящего излучения. Исследования закономерностей ослабления света с глубиной, выполненные авторами работы [6], показывают, что для самых чистых вод Мирового океана в коротковолновой части видимого диапазона показатель вертикального ослабления света $K_d = (a + b_b)/\bar{\mu}$, где b_b - показатель обратного рассеяния, $\bar{\mu}$ - средний косинус тела яркости, оказывается ниже лабораторно измеренных величин показателя поглощения искусственной чистой воды.

Предположения, на которых строится теория распространения света, для воды выполняются не строго. Статистика молекул воды как конденсированного состояния вещества должна отличаться от статистики идеального газа. Невозможность двум молекулам находиться на расстоянии меньшем диаметра молекулы приводит к сокращению размерности беспорядка, а хаос размерностью ниже размерности пространства по определению считается коррелированным. Именно поэтому на временном интервале, меньшем периода трансляционной моды ($t < 10^{-11}$ с), неоднородности пространственно согласованы, что и вызывает анизотропию рассеяния света в воде, не содержащей крупных частиц [7]. Результаты численного моделирования структуры воды показывают, что если молекулы разбить на классы по значениям таких параметров, как локальная плотность и потенциальная энергия, то классы молекул с экстремальными величинами этих параметров имеют тенденцию к пространственному согласованию [8]. Особо отмечается, что классы молекул с малыми и большими значениями локальной плотности, то есть дефектов, образуют области, имеющие вид бесконечных ветвящихся кластеров.

Полуэмпирическая теория переноса излучения в структурированной среде. Зависимость показателя рассеяния от пространственного распределения неоднородностей означает его неинвариантность по отношению к выбору макроскопически малого объема. Условное разделение воды на части приводит к разрыву согласованных оптических неоднородностей, а, следовательно, и пространственных особенностей электромагнитного поля на границах выделенного объема. Для сохранения принципа инвариантности будем считать, что интенсивность светового излучения $L(\Omega, z)$ есть сумма компонент двух типов. К первому типу относится однородное падающее поле и его случайные флуктуации $L_c(\Omega, z)$, обусловленные рассеянием на локальных неоднородностях. Примером излучения первого типа является излучение, распространяющееся в атмосфере, находящейся в состоянии термодинамического равновесия. Вторая компонента $L^*(\Omega, z)$ обусловлена

структурными неоднородностями среды, сопоставимыми с длиной волны. Ее средние характеристики зависят от способа осреднения во времени и по пространству. Наглядным примером, в котором присутствует излучение второго типа, есть система световодов, случайно расположенных в пространстве.

Каждая из двух компонент имеет собственные закономерности взаимодействия с водой. Компонента однородного поля яркости L_C ослабляется по закону Бугера-Ламберта $L_C(r) = L_C(0)\exp[-(a + b)r]$, где a, b - объемные показатели поглощения и рассеяния морской воды. Величина b определяется через интеграл (2) от экспериментально измеренного углового показателя рассеяния $\beta(\cos\theta)$. Неоднородность поля яркости описывается структурной компонентой $L^*(\Omega, z)$, которую нельзя представить в виде луча света. Направление распространения структурированного излучения весьма условно, поскольку оно по определению не является плоской волной. Излучение L^* ослабляется вследствие поглощения a^* и рассеяния $b^* = \int \beta^*(\Omega) d\Omega$ в дефектах. В отличие от a и b , величины a^* и b^* (а также и $c^* = a^* + b^*$) относятся к категории не объемных, т.е. не измеряемых характеристик среды. Чтобы получить их оценку, предположим, что структурированный свет распространяется в согласованном подпространстве дефектов, соответствующем минимуму локальной плотности. Поскольку молекулы воды в газовой фазе рассеивают свет на порядок сильнее, чем в жидкой фазе и не имеют в видимой области спектра широких полос поглощения, то с уменьшением плотности молекулярное рассеяние должно увеличиваться, а поглощение падать. Поэтому $a^* < a_{pw}$ и $b_{pw} < b^* < 10b_{pw}$, где индекс «*pw*» относится к идеально чистой (оптически чистой) воде.

При рассеянии происходит обмен энергии между двумя типами излучений L_C и L^* . Неоднородности светового поля образуются в результате рассеяния излучения L_C , причем степень неоднородности зависит от характера распределения рассеивающих центров. Представим угловой показатель рассеяния $\beta(\cos\theta)$ в виде

$$\beta = \beta_c + k \cdot \beta_q + (1 - k)\beta_q = \beta_{loc} + (1 - k)\beta_q = \beta_{loc} + \beta_{nl}, \quad (3)$$

где показатели рассеяния имеют следующий смысл: β_c описывает вклад молекул и частиц, статистически равномерно распределенных в пространстве; β_q - рассеяние, обусловленное пространственными корреляциями положений молекул и мелких частиц; β_{loc} характеризует излучение, рассеиваемое локально; β_{nl} формирует излучение, которое после рассеяния распространяется по глобальной системе дефектов среды до следующего акта рассеяния. В [7] было показано, что согласованные неоднородности в воде можно рассматривать как оптические квазичастицы. Коэффициент k характеризует степень локальности рассеяния на квазичастицах. Представим структуру воды как совокупность оптических квазичастиц или кластеров, заполняющих весь объем. Их пространственное распределение одновременно случайно и согласованно. Согласованность распределения заключается в том, что кластеры не пересекаются, а их границы составляют двумерную односвязную область. Согласно теории аномальной дифракции рассеяние света на частице есть результат интерференции двух лучей - прошедшего через частицу и прошедшего через однородную среду. В пределе, когда частицы или

кластеры заполняют весь объем, рассеяние света происходит не на одной частице, а на совокупности частиц, при этом однородное пространство топологически стягивается в двумерное подпространство дефектов среды. Выделим произвольным образом группу смежных кластеров. Исходя из общей логики приближения аномальной дифракции, половина рассеянного света формируется лучами, не прошедшими через выбранную группу кластеров. Вследствие произвольности выбора группы, свет который не проходит через кластеры распространяется по системе дефектов. Таким образом, при рассеянии света на глобальной двумерной системе дефектов $k \approx 1/2$. Так как толщина дефекта порядка размера молекулы, то рассеяние в дефектах носит молекулярный характер, то есть $\beta^*(\cos\gamma) = (1 + \cos^2\gamma)b^*/4\pi$. По этой же причине, излучение L^* покидает дефект в результате рассеяния. Запишем сказанное выше в математической форме.

$$\begin{cases} \left(\mu \frac{d}{dz} + c \right) L_c(\Omega, z) = \int \beta_{loc}(\Omega \cdot \Omega') L_c(\Omega', z) d\Omega' + \int \beta^*(\Omega \cdot \Omega') L^*(\Omega', z) d\Omega'; \\ \left(\mu \frac{d}{dz} + c^* \right) L^*(\Omega, z) = \int \beta_{nl}(\Omega \cdot \Omega') L_c(\Omega', z) d\Omega', \end{cases} \quad (4)$$

где $\mu = \cos\theta$, θ – зенитный угол. Без учета эффекта преломления и внутреннего отражения на границе вода-воздух, для полубесконечной среды величины L_c и L^* удовлетворяют следующим граничным условиям:

$$\begin{cases} \forall \Omega \quad L_c(\Omega, \infty) = 0, \text{ и } L^*(\Omega, \infty) = 0; \\ L^*(\Omega, 0) = 0, L_c(\Omega, 0) = L_0(\Omega, 0), \text{ при } \cos\theta > 0. \end{cases} \quad (5)$$

Напомним, что $L(\Omega, z) = L_c(\Omega, z) + L^*(\Omega, z)$. В граничных условиях (5) $L_0(\Omega, 0)$ – угловое распределение падающего излучения. Следовательно, $L^*(\Omega, z) = 0$ при $k = 1$ и система (4) преобразуется в уравнение (1). Если же $k \neq 1$, то количество оптических характеристик среды увеличивается, по крайней мере, в два раза. Проблема заключается в том, что неизвестно как можно измерить прямыми методами эти дополнительные оптические характеристики. С другой стороны, вследствие широкого применения численных методов в оптических исследованиях, математическое усложнение задачи переноса излучения не должно вызывать принципиальных трудностей. Система линейных интегро-дифференциальных уравнений (4) эквивалентна одному уравнению в матричном виде, т.е. решение системы (4) становится даже проще, чем численное решение векторного уравнения переноса излучения – уравнения переноса с учетом поляризации.

Двухпотоковое приближение для структурно неоднородной среды. Для того, чтобы получить предварительные аналитические оценки, необходимо использовать приближенный метод решения уравнения переноса излучения. Перейдем к азимутально-осредненным величинам:

$$\begin{aligned} L_c(\mu, z) &= \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} L_c(\Omega, z) d\varphi, & L^*(\mu, z) &= \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} L^*(\Omega, z) d\varphi, \\ \beta_{loc}(\mu, \mu') &= \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \beta_{loc}(\cos\gamma) d\varphi, & \beta^*(\mu, \mu') &= \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \beta^*(\cos\gamma) d\varphi, \end{aligned}$$

$$\beta_{\text{nl}}(\mu, \mu') = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \beta_{\text{nl}}(\cos \gamma) d\varphi,$$

где $\cos \gamma = \mu \cdot \mu' + \sqrt{1 - \mu^2} \sqrt{1 - \mu'^2} \cos(\varphi - \varphi')$. Для простоты дальнейших выкладок будем считать, что рассеяние в дефектах носит изотропный характер, т.е.

$$\beta^*(\mu, \mu') = \frac{b^*}{4\pi}, \quad (6)$$

а для оставшихся угловых показателей рассеяния воспользуемся транспортным приближением:

$$\beta_{\text{loc}}(\mu, \mu') = \left((b_{\text{loc}} - 2b_{\text{b}_{\text{loc}}}) \delta(\mu - \mu') + b_{\text{b}_{\text{loc}}} \right) / 2\pi, \quad (7)$$

$$\beta_{\text{nl}}(\mu, \mu') = \left((b_{\text{nl}} - 2b_{\text{b}_{\text{nl}}}) \delta(\mu - \mu') + b_{\text{b}_{\text{nl}}} \right) / 2\pi, \quad (8)$$

где $b_{\text{b}_{\text{loc}}}, b_{\text{b}_{\text{nl}}}$ – интегральные показатели рассеяния назад, $\delta(\mu - \mu')$ – дельта-функция Дирака. Подставив в систему (4) выражения (6) – (8) получим следующую систему для азимутально-осредненных величин:

$$\begin{cases} \mu \frac{dL_c(\mu, z)}{dz} = -\left(c - b_{\text{loc}} + 2b_{\text{b}_{\text{loc}}}\right) L_c(\mu, z) + b_{\text{b}_{\text{loc}}} \int_{-1}^1 L_c(\mu', z) d\mu' + \frac{b^*}{2} \int_{-1}^1 L^*(\mu', z) d\mu'; \\ \mu \frac{dL^*(\mu, z)}{dz} = -c^* L^*(\mu, z) + (b_{\text{nl}} - 2b_{\text{b}_{\text{nl}}}) L_c(\mu, z) + b_{\text{b}_{\text{nl}}} \int_{-1}^1 L_c(\mu', z) d\mu'. \end{cases} \quad (9)$$

Перейдем от интенсивности в произвольном направлении к потокам лучистой энергии ($E_d(z)$ – нисходящий поток световой энергии, $E_u(z)$ – восходящий поток):

$$\begin{cases} E_d(z) = 2\pi \int_0^1 L(\mu, z) d\mu, \\ E_u(z) = -2\pi \int_{-1}^0 L(\mu, z) d\mu. \end{cases} \quad (10)$$

Тогда, применив операторы $2\pi \int_0^1 d\mu$ и $2\pi \int_{-1}^0 d\mu$ к системе (9), получим систему уравнений в двухпоточковом приближении:

$$\begin{cases} \frac{dE_{\text{dc}}}{dz} = -\frac{(c - b_{\text{loc}} + b_{\text{b}_{\text{loc}}})}{\mu_{\text{dc}}} E_{\text{dc}} + \frac{b^*}{2\mu_{\text{d}}} E_{\text{d}}^* + \frac{b_{\text{b}_{\text{loc}}}}{\mu_{\text{uc}}} E_{\text{uc}} + \frac{b^*}{2\mu_{\text{u}}} E_{\text{u}}^*; \\ \frac{dE_{\text{d}}^*}{dz} = \frac{(b_{\text{nl}} - b_{\text{b}_{\text{nl}}})}{\mu_{\text{dc}}} E_{\text{dc}} - \frac{c^*}{\mu_{\text{d}}} E_{\text{d}}^* + \frac{b_{\text{b}_{\text{nl}}}}{\mu_{\text{uc}}} E_{\text{uc}}; \\ -\frac{dE_{\text{uc}}}{dz} = \frac{b_{\text{b}_{\text{loc}}}}{\mu_{\text{dc}}} E_{\text{dc}} + \frac{b^*}{2\mu_{\text{d}}} E_{\text{d}}^* - \frac{(c - b_{\text{loc}} + b_{\text{b}_{\text{loc}}})}{\mu_{\text{uc}}} E_{\text{uc}} + \frac{b^*}{2\mu_{\text{u}}} E_{\text{u}}^*; \\ -\frac{dE_{\text{u}}^*}{dz} = \frac{b_{\text{b}_{\text{nl}}}}{\mu_{\text{dc}}} E_{\text{dc}} + \frac{(b_{\text{nl}} - b_{\text{b}_{\text{nl}}})}{\mu_{\text{uc}}} E_{\text{uc}} - \frac{c^*}{\mu_{\text{u}}} E_{\text{u}}^*, \end{cases} \quad (11)$$

где $\mu_d = \int_0^1 L(\mu) \mu d\mu / \int_0^1 L(\mu) d\mu$ и $\mu_u = - \int_{-1}^0 L(\mu) \mu d\mu / \int_{-1}^0 L(\mu) d\mu$ – средние косинусы тела яркости, вычисленные для передней и задней полусфер соответственно. В действительности как μ_d , так μ_u зависят от z и, поэтому, существует много вариантов классических двухпоточковых приближений, но все они приближенные.

Решение системы (11) выражается в виде линейной комбинации

$$E(z) = C_1 e^{-\lambda_1 z} + C_2 e^{-\lambda_2 z} + C_3 e^{-\lambda_3 z} + C_4 e^{-\lambda_4 z}, \quad (12)$$

где $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \lambda_4$ – собственные значения линейной системы (11). Вследствие граничных условий (5), при отрицательных собственных значениях λ_i константы C_i равны нулю, таким образом, для всех видов $E(z)$ имеем:

$$E(z) = C_1 e^{-\lambda_1 z} + C_2 e^{-\lambda_2 z}. \quad (13)$$

На примере нисходящих потоков радиации рассмотрим особенности решения (13). Пусть $\lambda_1 > \lambda_2$, тогда с ростом z решение асимптотически стремится к самосогласованному режиму $E(z) = C_2 e^{-\lambda_2 z}$, т.е. λ_2 – собственное значение, описывающее распространение света в среде при согласовании излучения со структурой среды. Значение λ_1 есть максимальный коэффициент затухания потока энергии, характерный для диапазона малых глубин, но при условии, что средний косинус прошедшего под воду света близок к величине μ_d в глубинном режиме. Интересно ведет себя зависимость $E_d^*(z)$. Согласно граничным условиям (5) $E_d^*(0) = 0$ и $E_d^*(\infty) = 0$, поэтому на определенной глубине z_m наблюдается локальный максимум потока структурированного света.

Система уравнений (11) неудобна для получения выражений в аналитическом виде. Достаточно корректный способ упрощения состоит в том, чтобы пренебречь в первых двух уравнениях членами, содержащих компоненты восходящего светового потока, поскольку эти слагаемые входят с малым множителем (в морской воде обычно $b_b \ll a$) и $E_u(z) \ll E_d(z)$. Два уравнения для $E_{dc}(z)$ и $E_d^*(z)$ не содержат переменных $E_u(z)$, поэтому следующую систему можно решить независимо от 3-го и 4-го уравнений из системы (11)

$$\begin{cases} \frac{dE_{dc}}{dz} = -\frac{(c - b_{loc} + b_{b_{loc}})}{\mu_{dc}} E_{dc} + \frac{b^*}{2\mu_d^*} E_d^*; \\ \frac{dE_d^*}{dz} = \frac{(b_{nl} - b_{b_{nl}})}{\mu_{dc}} E_{dc} - \frac{c^*}{\mu_d^*} E_d^* \end{cases}. \quad (14)$$

Для удобства обозначим коэффициенты системы (14) как:

$$g_1 = \frac{(c - b_{loc} + b_{b_{loc}})}{\mu_{dc}}; g_2 = \frac{b^*}{2\mu_d^*}; g_3 = \frac{(b_{nl} - b_{b_{nl}})}{\mu_{dc}}; g_4 = \frac{c^*}{\mu_d^*}. \quad (15)$$

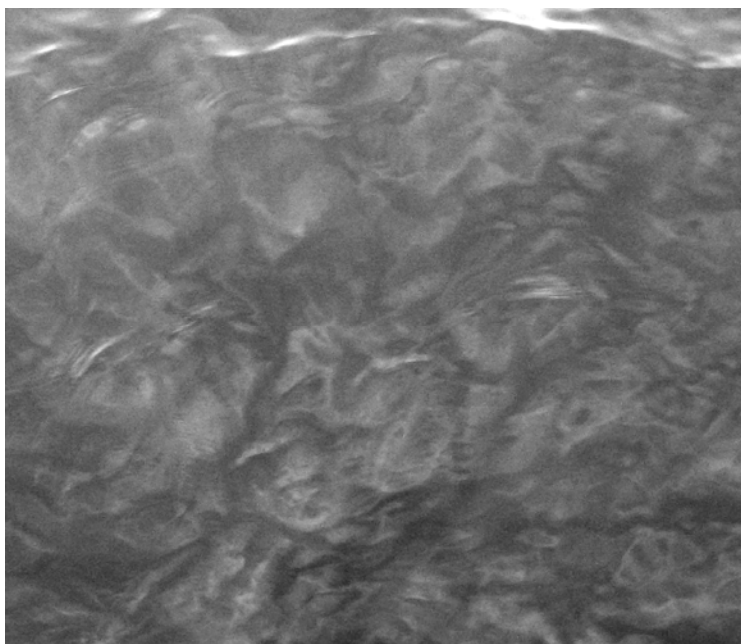
Тогда
$$\lambda_1, \lambda_2 = \frac{g_1 + g_4 \pm \sqrt{(g_1 - g_4)^2 + 4g_2g_3}}{2}. \quad (16)$$

Для единичного подающего потока находим значения констант в формуле (13). Имеем:

$$E_{dc}(z) = \frac{g_1 - \lambda_2}{\lambda_1 - \lambda_2} e^{-\lambda_1 z} + \frac{\lambda_1 - g_1}{\lambda_1 - \lambda_2} e^{-\lambda_2 z}, \quad E_d^*(z) = -\frac{g_1 - \lambda_2}{g_2} e^{-\lambda_1 z} + \frac{g_1 - \lambda_2}{g_2} e^{-\lambda_2 z}.$$

Оба собственных значений положительны, при этом λ_1 может быть в 3 – 5 раз больше, чем λ_2 , если выбрать значения оптических констант из общих соображений, указанных выше. Следовательно, показатель вертикального ослабления действительно может быть существенно меньшим объемных констант поглощения морской воды. Предварительные оценки величин коэффициента яркости, рассчитанные по выведенным формулам и выполненные для оптических констант присущих чистым водам Мирового океана, показали, что и его значения будут гораздо выше, чем дают расчеты по классическим формулам теории переноса.

Механизм увеличения прозрачности и повышения отражательной способности водной массы заключается в «приспособлении» электромагнитной волны к системе неоднородностей воды, имеющих глобальный характер. Это должно приводить и к пространственным неоднородностям яркости рассеянного света. В чистых водах в ясную погоду неоднородности восходящего излучения легко наблюдать в направлении обратного рассеяния, например, с борта судна или с платформы. На рис. показана фотография поверхности Тирренского моря в черно-белом цвете, с увеличенной контрастностью. Размер изображения 50×50 см. По структуре изображения становится очевидным, что показанные неоднородности не вызваны спектром



Р и с. Неоднородности восходящего излучения в зоне рассеяния солнечного света водой на 180° . Снимок сделан в 2004 г. в Тирренском море с борта НИС «Сюрюа».

волнения. В ходе экспедиций на океанографической платформе в Кацивели за период с 2002 по 2010 гг. автором были замечены аналогичные неоднородности восходящего излучения в зоне рассеяния солнечного света водой на 180° при $z_d \approx 17$ м.

Таким образом, проблема несоответствия экспериментально измеренных характеристик светового поля и оптических характеристик морской воды объясняется гораздо более сложным механизмом взаимодействия электромагнитного поля с жидкой средой.

Выводы. Представления о воде как структурно неоднородной среде позволяет объяснить множество экспериментальных фактов таких как:

- слабое соответствие параметров светового поля в Черном море и измеренных биооптических характеристик;
- высокую анизотропию рассеяния света во всех чистых водах;
- 2-х - 3-х кратное превышение коэффициента яркости в чистых водах Мирового океана над его теоретическими оценками;
- способность проникновения светового излучения на большие глубины, по сравнению с предсказанными значениями;
- пространственную неоднородность светового поля.

Строгий учет неоднородностей воды в рамках классической электромагнитной теории практически невозможен. Приближенный способ учета структурных неоднородностей воды требует введения ряда дополнительных оптических констант, описывающих поглощение и рассеяние света в системе глобальных структурных дефектов, вероятность перехода фотона в дефект и обратно.

Предложена полуэмпирическая теория переноса излучения в структурированной среде. Выведена соответствующая система уравнений, которая допускает точное численное решение.

Получены формулы двухпоточкового приближения для структурно неоднородной среды. Проведены оценки особенностей изменения нисходящих световых потоков с глубиной. Структурная неоднородность наиболее сильно проявляется в природных чистых водах, при этом показатель вертикального ослабления света уменьшается примерно в 3 раза, а коэффициент яркости возрастает в 3 раза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Коротаев Г.К., Хоменко Г.А., Шами М. и др.* Международный подспутниковый эксперимент на океанографической платформе МГИ (п. Кацивели) // Морской гидрофизический журнал. – 2004. – № 3. – С.25-38.
2. *Chami M., Churilova T.Y., Khomenko G.A.* Optical properties of the particles in the Crimea coastal waters (Black Sea) // J. Geophys. Res. – 2005. – v.110, C11020. – doi: 10.1029/2005JC003008.
3. *Shybanov E.B., Lee M.E., Churilova T.Y.* Some results of the sea reflectance reconstruction from inherent optical properties data // II Int. Conf. "Current Problems in Optics of Natural Waters". - St.Petersburg, 2003. – P.220-224.
4. *Smith R.C., Baker K.S.* Optical properties of clearest natural waters (200-800 nm) // Appl. Optics. – 1981. – v.20, № 2. – P.177-184.

5. *Pope R.M., Fry E.S.* Absorption spectrum (380-700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements // *Appl. Optics.*— 1987.- v.36, № 33.- P.8710-8723.
6. *Morel A., Gentili B., Claustre H., et al* Optical properties of the “clearest” natural waters // *Limnol. Oceanogr.*— 2007 – 52, № 1.— P.217-229.
7. *Шибанов Е.Б.* Влияние мелкодисперсной примеси на рассеяние света в «чистой» фильтрованной воде // *Морской гидрофизический журнал.*— 2008.— № 2.— С.46-56.
8. *Маленков Г.Г.* Структура и динамика жидкой воды // *Журнал структурной химии.*— 2006.— 47.— P.5-35.

Материал поступил в редакцию 27.10.2010 г.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ СПЕКТРОВ КОРОТКОМАСШТАБНОГО ВОЛНЕНИЯ ОПТИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Разработан комплекс оптических спектральных анализаторов для регистрации в реальном времени спектров морского волнения в диапазоне длин поверхностных волн от сантиметров до метров путем анализа изображения морской поверхности. Приводятся примеры пространственно-временных спектров волнения, полученных на стационарной океанографической платформе МГИ НАН Украины. На основе двухмасштабного представления морской поверхности разработана модель отображения поверхностных волн и алгоритмы обработки изображений поверхности, позволяющие восстанавливать пространственно-временные спектры волнения. Предложен и экспериментально апробирован оптический метод определения высот длинных энергонесущих волн по спектру изображения короткомасштабных волн.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *оптика океана, морские волны, спектральный анализ, обработка изображений, дистанционное зондирование, капиллярные волны*

Как известно, характеристики поверхностных волн могут измеряться с помощью радиолокационных и акустических методов. В классических работах [1, 2] показано, что флуктуации временной частоты радио и акустических сигналов, рассеянных водной поверхностью, определяются орбитальными скоростями длинных энергонесущих волн. По ширине спектров этих сигналов можно оценить амплитуду длинных волн. Существует оптический метод регистрации характеристик поверхностных волн по последовательности изображений водной поверхности, регистрируемых с помощью телекамеры [3 – 9]. Таким методом исследуется модуляция ряби длинными волнами, дисперсионное соотношение волн, проблема существования свободных и вынужденных волн, пространственные спектры волн, спектры капиллярных волн в лабораторных условиях с использованием градиентной подсветки, получают данные о батиметрии и течении на морском шельфе. В последнее время развиваются методы определения динамических характеристик волн по пространственно-временным изображениям морской поверхности [13 – 17].

Использование телекамеры для регистрации динамических характеристик волн с движущегося носителя, а также для регистрации высокочастотных капиллярных волн, которые переносятся орбитальными движениями в поле доминирующих поверхностных волн, имеет ограничение из-за “смазывания” изображения, связанное с кадровой частотой телекамеры.

В Институте прикладной физики РАН (ИПФ) был разработан оптический метод измерения пространственно-временных спектров поверхностных волн, использующий некогерентный оптический спектральный анализатор [10 – 12]. В этом методе не используется предварительная запись изображения, благодаря чему отсутствует ограничение на временную частоту регистрируемых волн. Метод позволяет регистрировать спектр волнения как функцию временной частоты при различных значениях волнового вектора, а

также разделять спектры встречных волн. Этот анализатор является как бы оптическим аналогом доплеровского скаттерометра. Однако совместные эксперименты показали, что ширина оптического спектра больше ширины доплеровского спектра для той же самой резонансной длины волны. В данной работе на основе двухмасштабного представления морской поверхности приводится теоретическое исследование оптического метода определения динамических характеристик короткомасштабных (до метра) поверхностных волн по изображению этих волн. Показано, что скорость изображения волн помимо собственной скорости определяется высотами длинных энергонесущих волн, что обуславливает уширение спектра изображения. Предложен оптический метод определения высот длинных волн по спектру изображения короткомасштабных волн. Развита модель позволила интерпретировать пространственно – временные спектры изображения поверхности моря и объяснить наблюдавшиеся различия в ширине оптических спектров и доплеровских спектров радиоскаттерометров.

Измерение пространственно-временных спектров. В ИПФ РАН разработан некогерентный оптический спектральный анализатор, позволяющий в реальном времени регистрировать пространственно-временной спектр изображения как функцию временной частоты ω при различных значениях волнового вектора $\mathbf{k}$, обладающий возможностью “разделять” встречные волны.

Рассмотрим изображение морской поверхности при равномерном диффузном освещении ясным небом или небом, равномерно покрытым облачностью.

Будем считать, что яркость поверхности в первом приближении пропорциональна уклону волн:

$$I(\boldsymbol{\eta}) = I(0) + \nabla I(0)\boldsymbol{\eta},$$

где $\boldsymbol{\eta}(\mathbf{r}, t) = (\partial \xi / \partial x, \partial \xi / \partial y)$ – вектор уклонов волн, $\xi(x, y, t)$ – возвышения поверхности моря, $\nabla I(0) = (\partial I / \partial \eta_x, \partial I / \partial \eta_y)$ – градиент яркости поверхности по уклону волн.

Для оптического спектрального анализатора, движущегося с постоянной скоростью $\mathbf{V}$, пространственно-временной спектр изображения будет определяться выражением:

$$\langle G \rangle(\mathbf{k}, \omega) \approx (\nabla I(0)\mathbf{k})^2 (F(-\mathbf{k}, \omega - \mathbf{kV}) + F(\mathbf{k}, \omega + \mathbf{kV})),$$

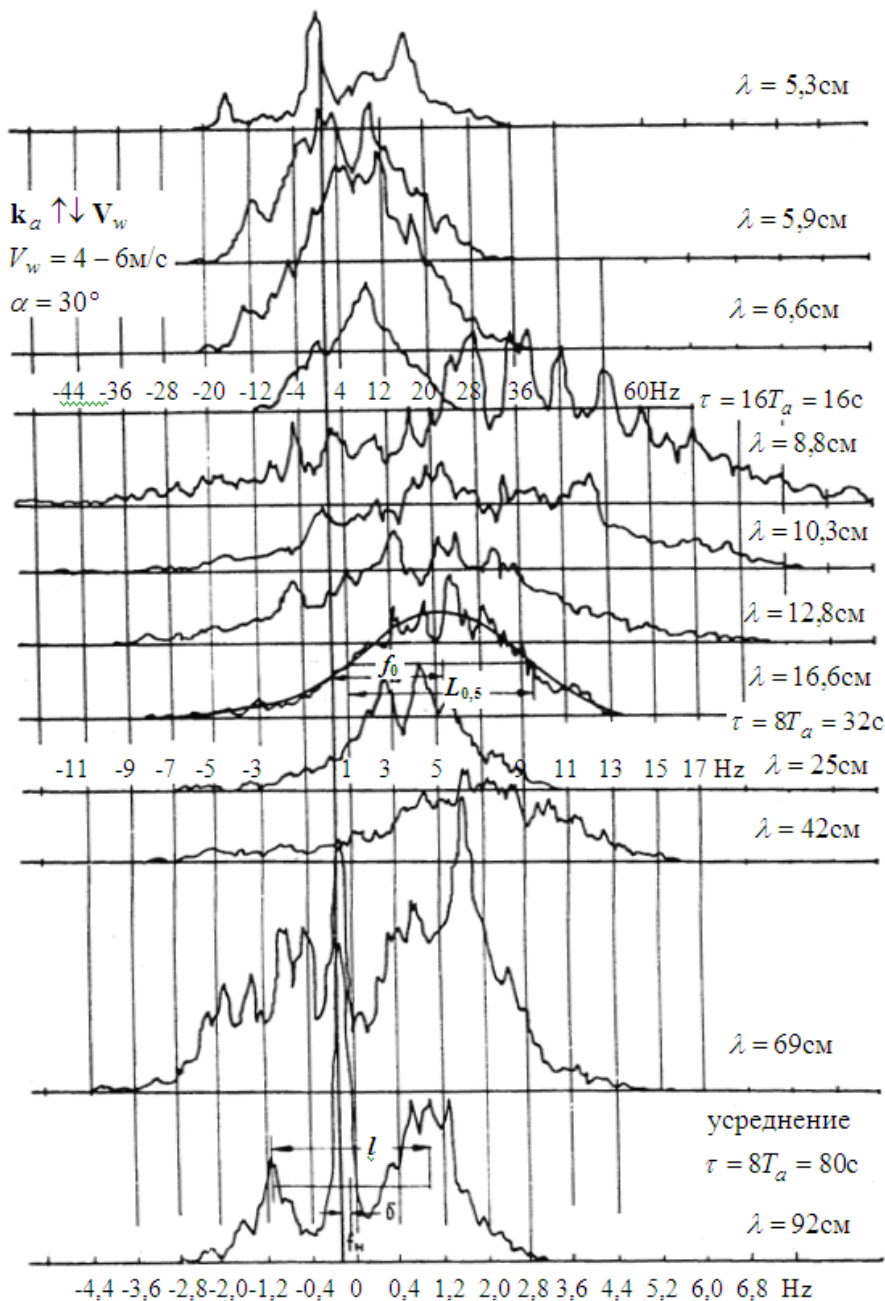
$F(\mathbf{k}, \omega)$ – пространственно-временной спектр возвышений поверхности.

В спектральном анализаторе вводится искусственная скорость, что позволяет использовать предыдущее выражение для спектрального анализа изображения поверхности с неподвижного основания. При $\omega > \mathbf{kV}$ регистрируются спектры волн, распространяющиеся от наблюдателя, а при $\omega < \mathbf{kV}$ – спектры волн, распространяющихся к наблюдателю.

Эксперименты по изучению пространственно-временных характеристик волн оптическим методом проводились на Черном море на стационарной океанографической платформе (СОП) Морского гидрофизического института НАН Украины.

На рис. 1 и 2 приведены примеры пространственно-временных спектров волнения, зарегистрированных на СОП для волн длиной. Здесь $\omega > 0$ соот-

ветствует спектрам волн, распространяющимся к наблюдателю, а $\omega < 0$ – спектрам волн, распространяющимся от наблюдателя. Спектры приведены в условном масштабе по амплитуде. На рис.1 приведены спектры волн, распространяющихся вдоль направления ветра, на рис.2 – спектры волн, распространяющихся перпендикулярно ветру. На рис.1 для волн длиной от 1 до 1,5 м



Р и с . 1 . Пространственно-временные спектры ветровых волн. Спектры в условном масштабе по амплитуде. Направление визирования и направление волнового вектора анализируемых волн – навстречу ветру.

наблюдаются волны, распространяющиеся по ветру и навстречу ветру. Расстояние между центрами спектров равно удвоенной частоте волн: $l = 2f_d = 2\sqrt{gk}/2\pi$. С уменьшением длины волны остаются волны, распространяющиеся по ветру. На рис.2 встречные волны наблюдаются для всех волн длиной от 70 до 5 см. Для волн длиной примерно до 20 см спектры встречных волн не симметричны; с уменьшением длины волны спектры становятся симметричными и “сливаются”, образуя сплошной спектр. Если спектры

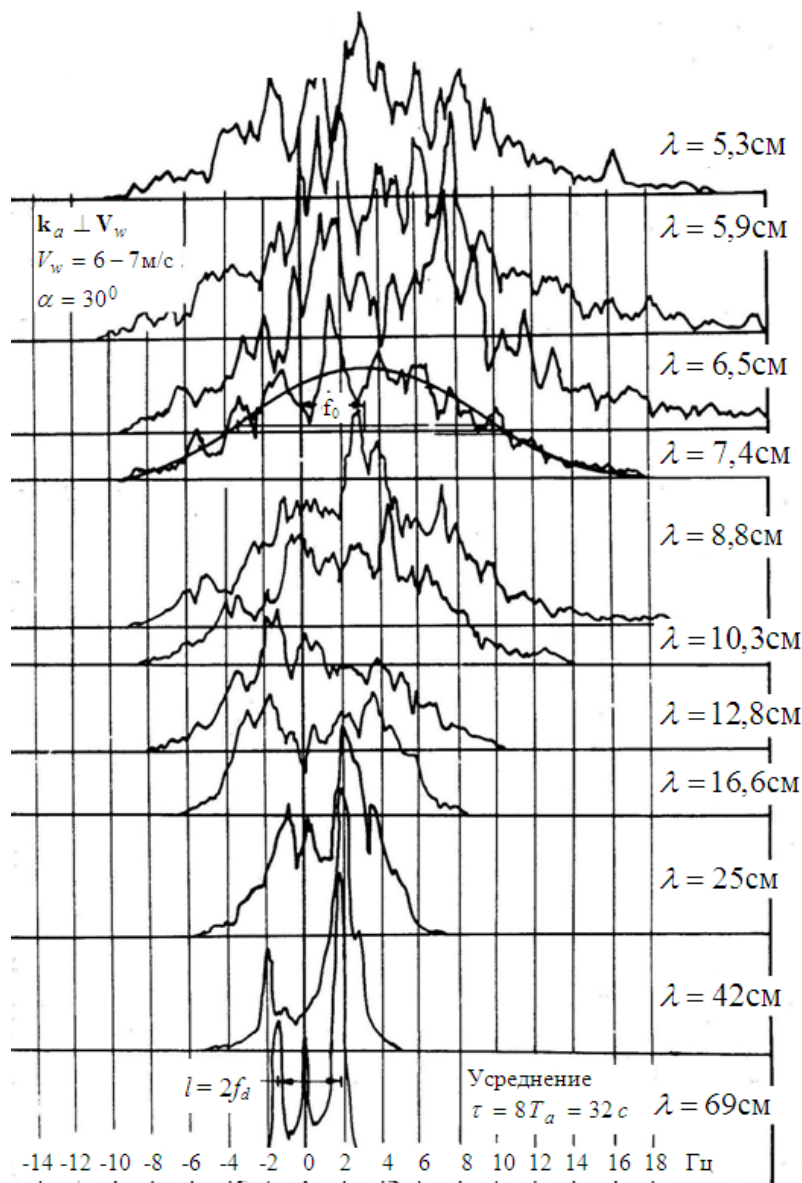
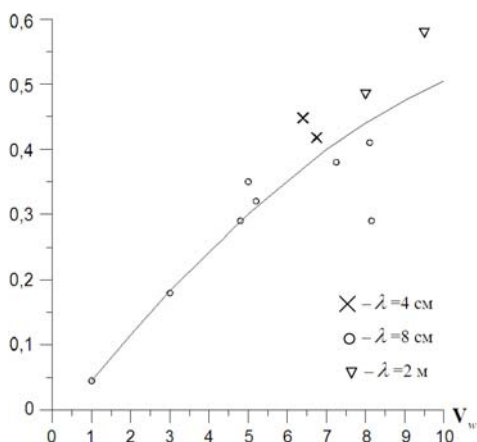


Рис. 2. Пространственно-временные спектры ветровых волн. Спектры в условном масштабе по амплитуде. Направление визирования и направление волнового вектора анализируемых волн – перпендикулярно ветру.



Р и с . 3. Зависимость скорости сноса ветровых волн от скорости ветра. По горизонтальной оси – скорость ветра в м/с, по вертикальной – средняя скорость волн в м/с.

блюдение проводилось в направлении “навстречу ветру”, когда короткие волны распространяются только в одном направлении – по ветру. Анализировались спектры поверхностных волн длиной 4 см, 8 см и 2 м, фазовая скорость которых вычислялась по дисперсионному соотношению для гравитационных волн $\omega^2 = gk$. Из средней скорости коротких волн вычиталась фазовая скорость этих волн $v_p = \sqrt{g/k}$. Для длинных волн, когда спектры встречных волн разделяются, брался пространственно-временной спектр волны, распространяющейся в направлении ветра.

Также на рис.3 сплошной линией изображена скорость ветрового сноса сантиметровых волн, измеренная с помощью радиолокатора [18], которая хорошо согласуется со скоростью сноса, полученной оптическим методом.

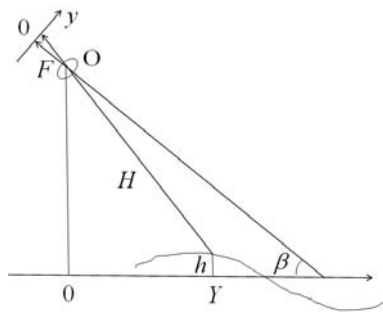
Пространственно-временной анализ изображения морской поверхности. Схема наблюдения изображена на рис.4. Здесь представлено сечение поверхности вертикальной плоскостью, в которой лежит оптическая ось объектива О, формирующего изображение поверхности.

Воспользуемся двухмасштабным представлением поверхности, когда короткие волны в виде цуга волн находятся на длинной волне, пространственный период которой много больше периода коротких волн. Пусть оптическая система находится на неподвижном основании (движение носителя может быть учтено в приводимых формулах). Положение цуга коротких волн будем описывать высотой h длинной волны над средним уровнем воды в месте, где находится цуг ($h > 0$ – волна выше среднего

встречных волн разделяются, то средняя частота таких спектров f_0 будет определяться фазовой скоростью волны (для свободных волн) и скоростью дрейфа, слагающейся из ветрового сноса и течения (рис.1). Если спектры встречных волн “сливаются”, то средняя частота таких спектров f_0 будет определяться скоростью дрейфа (рис.2).

Узкие “выбросы”, наблюдающиеся на длинных волнах при нулевой частоте – отклик на среднюю яркость изображения.

На рис.3 приведены результаты измерения зависимости скорости дрейфа волн, определенной по средней частоте спектра изображения поверхности от скорости ветра. На-



Р и с . 4. Схема наблюдения взволнованной поверхности.

уровня), и расстоянием Y по горизонтали от цуга до точки пересечения перпендикуляра к средней поверхности воды, опущенного от объектива O (рис.4). Поверхность длинной волны в пределах цуга считаем локально плоской.

Изображение цуга коротких волн будет смещаться за счет изменения горизонтальной координаты цуга Y и из-за изменения высоты длинной волны h . Будем считать $H \gg h$ и поле зрения объектива узкоугольным. Скорость этого смещения:

$$\frac{dy}{dt} = \frac{-F \sin^2 \beta}{H} \left(\frac{dY}{dt} + \frac{1}{\operatorname{tg} \beta} \frac{dh}{dt} \right), \quad (1)$$

где y – расстояние изображения цуга от оптической оси в фокальной плоскости объектива, β – угол визирования (угол между оптической осью объектива и горизонтальной плоскостью), F – фокусное расстояние объектива O , H – высота объектива над средней поверхностью воды.

Временная частота f изображения цуга коротких волн, будет равна:

$$f = \frac{dy/dt}{\lambda_i} = -\frac{1}{\lambda} \left(\frac{dY}{dt} + \frac{1}{\operatorname{tg} \beta} \frac{dh}{dt} \right), \quad (2)$$

где λ_i – пространственный период изображения коротких волн,

$$\lambda = \frac{\lambda_i H}{F \sin^2 \beta} \quad (3)$$

– длина коротких поверхностных волн в пренебрежении локальным уклоном длинных волн. $dY/dt = v_Y$ – составляющая скорости коротких волн $\mathbf{v}$ вдоль оси Y . Скорость свободных волн будет равна:

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}_o + \mathbf{v}_p + \mathbf{v}_c, \quad (4)$$

где $\mathbf{v}_o$ – орбитальная скорость длинной волны, $\mathbf{v}_p$ – фазовая скорость коротких волн, $\mathbf{v}_c$ – скорость дрейфа коротких волн, состоящая из скорости течения и скорости ветрового сноса.

Как следует из формул (1) – (4), частота f будет флуктуировать около среднего значения:

$$\langle f \rangle = -\frac{1}{\lambda} (v_{py} + v_{cy}). \quad (5)$$

Среднее значение частоты позволяет определить проекцию скорости дрейфа волн на направление визирования.

Флуктуационная составляющая частоты δf позволяет получить информацию об орбитальной скорости и высотах длинных поверхностных волн:

$$\delta f = -\frac{1}{\lambda} \left(v_{oy} + \frac{1}{\operatorname{tg} \beta} \frac{dh}{dt} \right). \quad (6)$$

В отличие от классической теории рассеяния радио- и акустических волн морской поверхностью, где флуктуации частоты доплеровского сигнала определяются орбитальной скоростью длинной волны, в оптике флуктуации частоты изображения ряби зависят еще от производной высоты длинных волн, относительный вклад которой в величину δf зависит от угла визирования β .

Пусть на поверхности воды распространяется длинная квазимонохроматическая волна

$$h = h_0 \cos(\mathbf{k}_0 \mathbf{r} - \omega_0 t),$$

где h_0 , $\mathbf{k}_0$ и ω_0 – амплитуда, волновой вектор и временная частота длинной поверхностной волны. Изменение высоты волны в точке, где находится цуг, будет равно:

$$\frac{dh}{dt} = -h_0 \sin(\mathbf{k}_0 \mathbf{r} - \omega_0 t) [\mathbf{k}_0 \mathbf{v} - \omega_0].$$

Горизонтальная составляющая орбитальной скорости длинных волн будет равна:

$$\mathbf{v}_o = h_0 v_{0p} \mathbf{k}_0 \cos(\mathbf{k}_0 \mathbf{r} - \omega_0 t),$$

где v_{0p} – фазовая скорость длинной волны.

В дальнейшем будем полагать $\omega_0 \gg \mathbf{k}_0 \mathbf{v}$ и выражение для dh/dt в точке пересечения оптической оси объектива с морской поверхностью можно упростить:

$$\frac{dh}{dt} \approx h_0 \omega_0 \sin(\mathbf{k}_0 \mathbf{r} - \omega_0 t) = \frac{\partial h}{\partial t}. \quad (7)$$

Тогда из формул (6), (7) следует, что

$$\delta f \approx -\frac{1}{\lambda} \left(v_{oy} + \frac{1}{tg \beta} \frac{\partial h}{\partial t} \right).$$

И среднее квадратичное значение дисперсии временной частоты изображения цуга коротких волн будет равно:

$$\sigma_f = \sqrt{\langle \delta f^2 \rangle} = \frac{1}{\lambda} \sqrt{\langle (v_{oy})^2 \rangle + \frac{1}{tg^2 \beta} \left\langle \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right)^2 \right\rangle}, \quad (8)$$

где считаем v_{oy} и dh/dt некоррелированными. Величина σ_f определяется не только горизонтальными орбитальными скоростями длинных волн, но и высотами длинных волн, что приводит к дополнительному уширению временных спектров изображений волн по сравнению с доплеровскими спектрами радиосигналов, рассеянных морской поверхностью. Соотношение между этими двумя факторами зависит от угла визирования: при скользящих углах наблюдения ширина спектра будет определяться изменением высот длинных волн.

Формулу (8) можно использовать для определения амплитуды длинной волны, где величина σ_f определяется по ширине пространственно-временного спектра изображения короткой волны. Временную частоту длинной волны можно определить по флуктуациям текущей временной частоты (2) сигнала спектрального анализатора.

Подтверждением описанной модели формирования пространственно – временных спектров изображения морской поверхности послужили измеренные зависимости динамических характеристик изображения короткомасштабного волнения от угла и направления визирования.

Обработка экспериментальных данных. Рассмотрим результаты обработки данных одного из экспериментов. Ветер дул сильными порывами

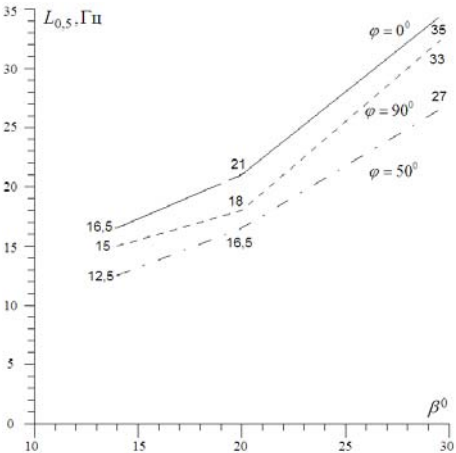
со скоростью 5 – 12 м/с. Период длинных волн определялся по периоду флуктуаций временной частоты сигнала анализатора и составлял $T_0 = 2\pi/\omega_0 = 4$ с. Параметры эксперимента были следующими: $\lambda_i = 0,2$ мм, $H = 13$ м, $F = 300$ мм, угол визирования составлял $\beta = 14^\circ, 20^\circ$ и 30° , соответственно длина волн, анализируемых на поверхности моря, составляла $\lambda = 13; 6$ и 3 см.

На рис.5 приведена зависимость ширины по временной частоте усредненных пространственно – временных спектров изображений на уровне 0,5 амплитуды спектра $L_{0,5}$ (рис.1) от угла визирования β при различных азимутах направления визирования относительно направления ветра $\varphi = 0^\circ, 90^\circ$ и 50° ($\varphi = 0^\circ$ соответствует направлению визирования навстречу ветру). Ширина спектра почти не зависит от направления визирования φ , как и следует из формулы (8). Уменьшение ширины спектра при изменении φ в следующей последовательности: $0^\circ, 90^\circ$ и 50° объясняется тем, что именно в такой последовательности проводились измерения и за это время (около 1 ч) скорость ветра и, соответственно, амплитуда длинных волн уменьшались.

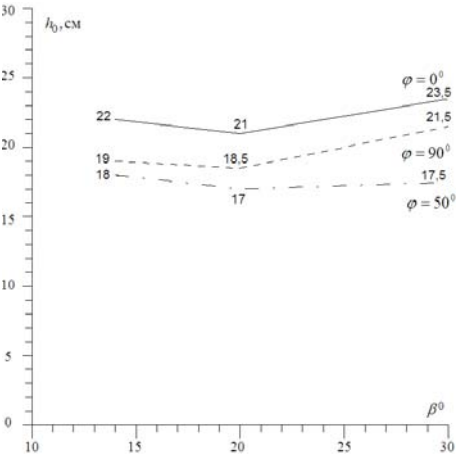
На рис.6 приведены значения амплитуды длинной волны h_0 при разных углах визирования и разных направлениях наблюдения относительно ветра. Средний временной спектр сигнала аппроксимировался гауссовой функцией и среднее квадратичное значение флуктуаций частоты σ_f было связано с шириной спектра на уровне 0,5 амплитуды следующим соотношением:

$$L_{0,5} = 2,35\sigma_f .$$

Значения высоты волны h_0 вычислялись по формуле (15) при $\omega_0 = 2\pi/4$ рад/с. Направление распространения длинной волны считалось совпадающим с направлением ветра. Как видно из рис.3, вычисленные значения высоты волны близки при различных значениях φ и β , что подтверждает предложенную модель формирования пространственно-временного спектра изображения морской поверхности. Следует отметить, что при этой интерпретации



Р и с . 5 . Зависимость ширины временного спектра волн $L_{0,5}$ в Гц от угла визирования β° и азимута φ° направления наблюдения спектр-анализатора относительно направления ветра.



Р и с . 6 . Амплитуда длинных волн h_0 , определенная оптическим методом.

данных не учитывалась возможная модуляция интенсивности коротких волн по профилю длинной волны.

Таким образом, описанным оригинальным оптическим методом можно определять амплитудные характеристики длинных энергонесущих волн.

Заключение. На основе двухмасштабного представления морской поверхности проведено исследование оптического метода определения динамических характеристик короткомасштабных (до метра) поверхностных волн по изображению этих волн. Показано, что скорость изображения волн помимо собственной скорости определяется высотами длинных энергонесущих волн. Предложен оптический метод определения высот длинных энергонесущих волн по пространственно-временному спектру изображения короткомасштабных волн.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований: проекты 08-05-00195-а, 08-05-00252-а, 09-05-97025 – р_Поволжье-а, НШ-1244.2008.2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Фукс И.М.* О ширине спектров сигналов, рассеянных на взволнованной поверхности моря // Акуст. журн.— 1973.— 20, № 3.— С.358-468.
2. *Зельдис В.И., Лейкин И.А., Розенберг А.Д., Рускевич В.Г.* Исследование фазовых характеристик акустических сигналов, рассеянных взволнованной водной поверхностью // Акуст. журн.— 1974.— 20, № 2.— С.235-241.
3. *Monaldo F.M., Kasevich R.S.* Optical determination of short-wave modulation by long ocean gravity waves // IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing.— 1982.— GE-20, 3.— P.254-258.
4. *Gotwols B.L., Irani G.B.* Optical determination of the phase velocity of short gravity waves // J. of Geophys. Res.— 1980.— v.85, C7.— P.3964-3970.
5. *Keller W.C., Gotwols B.L.* Two-dimensional optical measurements of wave slopes // Applied Optics.— 1983.— 22.— P.3476-3478.
6. *Gotwols B.L., Irani G.B.* A CCD camera system for remotely measuring the dynamics of ocean waves // Applied Optics.— 1982.— 21.— P.851-860.
7. *Irani G.B., Gotwols B.L.* WAVDYN: measurements of the independence of ocean wind waves // JH APL Technical Digest.— 1982.— 3, № 1.— P.49-58.
8. *Jane B., Riemer K.S.* Two-dimensional wave number spectra of small-scale water surface waves // J. of Geophys. Res.— 1990.— 95, C7.— P.11531-11546.
9. *Piotrovsky C.C., Dugan J.P.* Accuracy of bathymetry and current retrievals from airborne optical time – series imaging of shoaling waves // IEEE Transactions on geoscience and remote sensing.— 2002.— 40, № 12.— P.2606-2618.
10. *Зуйкова Э.М., Лучинин А.Г., Титов В.И.* Определение характеристик пространственно-временных спектров волнения по оптическому изображению поверхности моря // Изв. АН СССР. ФАО.— 1985.— 21, № 10.— С.1095-1102.
11. *Зуйкова Э.М., Лучинин А.Г., Титов В.И.* Оптические дистанционные методы исследования поверхностного волнения // Сб. Дистанционные радиофизические методы изучения океана.— Горький: ИПФ АН СССР, 1987.— С.59-83.
12. *Баханов В.В., Зуйкова Э.М., Кемарская О.Н., Титов В.И.* Определение спектров волнения по оптическому изображению морской поверхности // Изв. вузов. Радиофизика.— 2006.— XLIX, № 1.— С.53-63.

13. *Titov V.I., Bakhanov V.V., Balandina G.N., Belyakov D.L., Kemarskaya O.N., Zuikova E.M.* Investigation of variations of long surface wave parameters by optical technique during JUSREX 1992 // Proc. IGARSS'94.– Pasadena, USA, 1994.– P.759.
14. *Zuikova E.M., Titov V.I., Troitskaja J.I.* Wave spectra from daylight imagery of sea surface // Proc. V International Conference Current problems in optics of natural waters. ONW'2009.– St-Petersburg, Russia, 2009.– P.345-348.
15. *Titov V.I., Zuikova E.M., Kemarskaja O.N., Troitskaja J.I.* Optical remote sensing of sea surface waves // Proc. V Intern. Conf. «Current problems in optics of natural waters» ONW'2009.– St-Petersburg, Russia, 2009. *E.M.*– P.139-143.
16. *Titov V.I., Bakhanov V.V., Kemarskaja O.N., Luchinin A.G., Troizkaja J.I., Zuikova E.M.* Investigation of sea roughness with complex of optical devices // Proc. Conference SPIE'09 "Remote Sensing of the Ocean, Sea Ice, and Large Water Regions 2009".– Берлин, 31.08-03.09.2009.
17. *Баханов В.В., Зуйкова Э.М., Кемарская О.Н., Титов В.И., Троицкая Ю.И.* Определение спектрально-кинематических характеристик поверхностного волнения по оптическим изображениям поверхности моря // Сборник трудов конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», Секция Е.– Москва: ИКИ РАН, 10-13.11.2009.
18. *Перепелицын О.В., Чернявец В.В.* Исследование поверхностного ветрового течения в море // Изв. АН СССР. ФАО.– 1982.– 18, № 2.– С.217-220.

Материал поступил в редакцию 15.10.2010 г.

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ ОБРУШЕНИЙ ВЕТРОВЫХ ВОЛН ПО ОБРАТНОМУ РАССЕЯНИЮ РАДИОЛОКАЦИОННОГО СИГНАЛА НА ДЛИНЕ РАДИОВОЛНЫ 8 ММ

Предлагается подход к восстановлению доли морской поверхности, покрытой обрушениями морских ветровых волн, по параметрам радиолокационного сигнала, рассеянного морской поверхностью на длине радиоволны 8 мм. В качестве информативного параметра выбрано распределение обрушений ветровых волн по длинам обрушивающихся гребней, которое оценивается по функции плотности вероятности мгновенных значений эффективной площади рассеяния морской поверхности. Представленная методика тестируется на натурных данных, включающих в себя синхронные радиолокационные измерения и видеосъемку облучаемого участка поверхности.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *дистанционное зондирование, обрушения ветровых волн.*

Радиолокационное (РЛ) дистанционное зондирование морской среды играет одну из ведущих ролей в системах глобального и локального мониторинга Мирового океана. По параметрам рассеянного РЛ сигнала в настоящее время восстанавливаются скорость и направление приводного ветра (спутниковые скаттерометры), крупномасштабная топография морской поверхности (альтиметрия), ведется обнаружение нефтяных загрязнений (*SAR* изображения) (см., например, обзор [1, 2]). Для контроля параметров окружающей среды широко используются также РЛ системы (РЛС) наземного базирования, работающие в микроволновом диапазоне под большими углами наблюдения. Такие РЛС дают возможность измерять поля поверхностных течений [3], высоту энергонесущих волн, спектры ветрового волнения [4]. Создание методов мониторинга подобного рода возможно благодаря связи параметров РЛ сигнала и восстанавливаемых информативных параметров морской среды, например, таких как шероховатость морской поверхности при восстановлении скорости ветра, сдвиг доплеровской частоты при измерении скорости течений.

Одним из объектов, которые существенным образом влияют на РЛ сигнал микроволнового диапазона, являются обрушения морских ветровых волн, или “барашки”. Следовательно, существует потенциальная возможность восстановления их характеристик, которая до сих пор не реализована. Не вызывает сомнений необходимость мониторинга обрушений поверхностных волн, так как именно они в значительной степени обуславливают диссипацию энергии волнения и перенос тепла, газа, воды, соли через поверхность моря и, следовательно, оказываются неотъемлемой составляющей моделей верхнего и нижнего пограничных слоев океана и атмосферы (см., например, [5]). Тем не менее, изученность указанного явления и методы его диагностики пока еще недостаточны. Основным методом исследования обрушений является анализ фото или видео изображений морской по-

верхности, для которых вводят порог яркости, по которому судят о возникновении “барашков”. Поскольку этот порог сильно зависит от условий освещенности, результаты, получаемые путем обработки оптических изображений, могут отличаться на порядки (см., например, обзор [6]). Поэтому использование РЛ средств в качестве инструмента мониторинга обрушений представляется актуальной задачей, так как радиолокаторы, в отличие от оптических приборов, не чувствительны к переменному внешнему освещению.

Отметим, что использование спутниковых РЛС для задачи контроля запыненности морской поверхности в настоящее время проблематично. В первую очередь, это связано с недостаточной изученностью механизмов рассеяния радиоволн на обрушениях. Впервые для объяснения всплесков РЛ сигнала, связанных с обрушениями, в [7] было предложено решение задачи дифракции радиоволн на клине. Результаты эксперимента [8] показали, что существенное РЛ рассеяние наблюдается также от брызг при обрушивании гребней морских волн. В ряде работ (например, [9, 10]) предполагается, что в зоне “барашка” реализуется механизм зеркального отражения и рассеяние радиоволн описывается в приближении Кирхгофа. Сложность определения характеристик обрушений при использовании спутниковых РЛС связана также с относительно небольшим вкладом компоненты рассеяния от “барашков” в суммарный сигнал при малых и умеренных (до 40°) углах падения. В [11] оценка доли этой компоненты не превышает 30 % при горизонтальной поляризации и 20 % при вертикальной поляризации излучения и приема РЛ сигнала при углах падения меньше 40° .

Проявление обрушений в РЛ сигнале лучше всего наблюдается при больших углах падения на горизонтальной поляризации излучения и приема (ГГ), так как в этом случае влияние резонансного механизма рассеяния [12] оказывается минимальным. Поэтому для определения характеристик обрушения целесообразным оказывается применение РЛС наземного базирования. На возможность восстановления характеристик обрушений по параметрам РЛ сигнала указал Филлипс [13]. Однако отсутствие четких представлений о природе всплесков, вызываемых обрушениями, так называемых “*sea-spikes*”, сильно затрудняют решение обратной задачи. До сих пор, было предложено лишь два подхода к ее решению.

В [14] было оценено Λ -распределение – суммарная длина обрушивающихся гребней в интервале фазовых скоростей (c ; $c + dc$) – характеризующее интенсивность обрушений. Информативными параметрами в этом случае выступали скорость и продолжительность событий, которые измерялись по пространственно-временной диаграмме эффективной площади рассеяния (ЭПР) морской поверхности. Авторы [15] предложили подход к измерению доли поверхности, покрытой обрушениями. При этом скорость “барашков” оценивалась по доплеровскому сдвигу частоты рассеянного сигнала.

В указанных работах были получены обнадеживающие результаты, которые нашли свое подтверждение в хорошем соответствии с теоретическими оценками [14] и опубликованными ранее результатами видеонаблюдений [15]. Тем не менее, существенным недостатком предложенного подхода, по мнению самих авторов работы [14], стало отсутствие прямого измерения геометрических характеристик обрушивающихся гребней (длины или

площади), которые оценивались исходя из теоретических предпосылок, связывающих пространственные и временные параметры обрушений.

В настоящей работе предлагается альтернативный подход, который позволяет учесть указанные недостатки. Геометрический масштаб обрушений предложено оценивать, основываясь на обнаруженной ранее взаимосвязи ЭПР барашка и его длины [16, 17]. Для определения доли морской поверхности, покрытой обрушениями, используется их распределение по длинам, которое оценивается по закону распределения мгновенных значений ЭПР поверхности моря, что дает возможность учесть обрушения, размер которых меньше ячейки разрешения. Методика тестируется на данных натурных измерений, включающих синхронные РЛ измерения и видеосъемку облучаемого участка поверхности. Для измерений выбраны большие углы падения и горизонтальная поляризация излучения и приема РЛС, поскольку, как показано в [7], именно при этих условиях наблюдения обрушения ветровых волн наиболее явно проявляются в принимаемом сигнале.

Аппаратура и методика проведения эксперимента. В работе использованы данные, полученные в ходе натурных экспериментов на Океанографической платформе Экспериментального отделения Морского гидрофизического института НАН Украины в 2008 – 2009 гг. Радиолокационные измерения проводились с помощью РЛ станции непрерывного излучения, работающей на длине волны 8 мм (37,5 ГГц, K_a -диапазон). Передача и прием сигнала в РЛС осуществляется с помощью двух сонаправленных рупорных антенн, разнесенных между собой на 35 см. Ширина диаграммы направленности системы составляет около 10° по уровню половинной мощности. Калибровка РЛС осуществлялась с помощью угловых и сферических отражателей различного размера. Более подробно аппаратура, методика радиолокационных измерений и обработки данных описана в [18]. Использовались два угла падения $\theta = 70^\circ$ и $\theta = 45^\circ$, при которых площадь пятна облучения составляла $22,7 \text{ м}^2$ (эллипс с осями 2,7 и 8,4 м) и $13,3 \text{ м}^2$ (эллипс с осями 3,1 и 4,3 м) соответственно.

Видеосъемка морской поверхности велась с помощью цифровой видеокамеры. Обработка полученных видеорядов выполнялась по алгоритму, аналогичному описанному в [19]. В результате были получены синхронизированные временные ряды ЭПР морской поверхности σ , суммарной длины L и суммарной площади обрушений S , попадающих в пятно облучения.

Скорость U и направление ветра регистрировались стандартными гидрометеорологическими приборами на высоте 21 м.

Распределение мгновенных значений ЭПР морской поверхности. Согласно современным представлениям, заложенным Филлипсом [13], рассеиватели микроволнового излучения на морской поверхности можно разделить на два типа: брегговская рябь, генерируемая ветром и модулируемая длинными волнами спектрального пика, и шероховатость в зонах обрушений ветровых волн. Таким образом, удельную ЭПР (УЭПР) морской поверхности можно записать в виде (см., например, [10]):

$$\sigma_0 = (1 - Q)\sigma_{0br} + Q\sigma_{0wb}, \quad (1)$$

где σ_{0br} – компонента УЭПР, описываемая в рамках двухмасштабной моде-

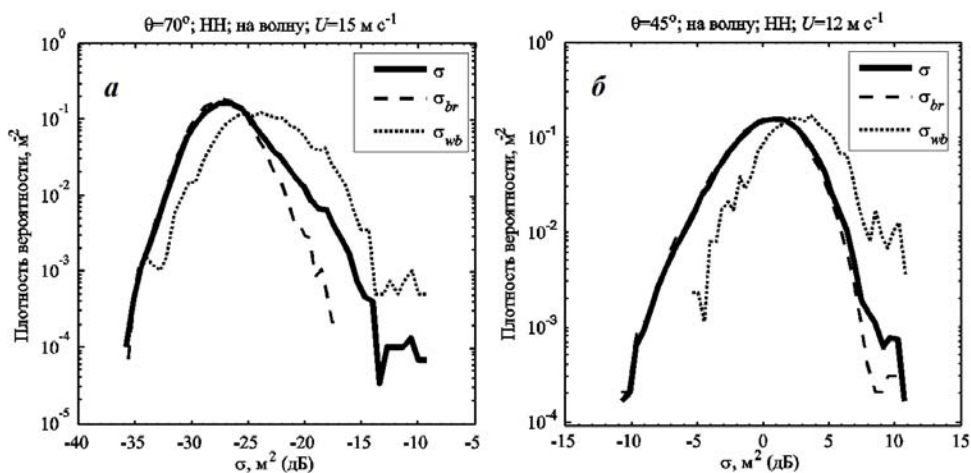
ли [12], σ_{0wb} – УЭПР зоны обрушений, Q – доля поверхности, занятой обрушениями; индекс “0” указывает на нормирование на площадь пятна облучения (здесь не рассматриваются случаи малых углов падения, когда реализуются зеркальные отражения от морской поверхности).

Флуктуации мгновенных значений σ_0 (не считая шумов аппаратуры) будут определяться:

- 1) геометрической модуляцией локального угла падения уклонами длинных волн;
- 2) гидродинамической модуляцией брегговской ряби полем орбитальных скоростей длинных волн;
- 3) вариациями спектральной плотности мелкомасштабных резонансно-рассеивающих волн, возникающими вследствие турбулентных пульсаций скорости ветра в приповерхностном атмосферном погранслое, которые в свою очередь модулируются длинными волнами;
- 4) увеличением ЭПР морской поверхности при появлении в пятне облучения обрушений ветровых волн.

Кроме того, каждый из механизмов модуляции имеет определенный фазовый сдвиг относительно фазы длинной волны, вследствие чего получение функции плотности вероятности (ФПВ) мгновенных значений УЭПР $p(\sigma_0)$ в аналитическом виде является, по-видимому, сложной задачей. В ряде работ были сделаны попытки описать $p(\sigma_0)$ эмпирически с помощью логарифмически нормального распределения [20], распределения Вейбулла [21], K -распределения [22] и др.

На рис.1 приведен пример типичного закона распределения ЭПР σ , полученного в нашем эксперименте (жирная линия) для ГТ поляризации излучения и приема. Наличие синхронных видеозаписей позволило разделить все отсчеты σ на две группы: 1) когда в кадре присутствовали особенности в виде “барашка” и 2) когда особенностей не наблюдалось. Первой группе соответствуют события, $\sigma = ((1 - Q)\sigma_{0br} + Q\sigma_{0wb})S_r$, где S_r – площадь пятна облучения. Для краткости обозначим такие события $\sigma = \sigma_{wb}$ (штриховая линия),



Р и с . 1. Функции плотности вероятности ЭПР морской поверхности для различных групп событий (см. подписи на рисунке) при углах падения 70° (а), 45° (б).

что справедливо для больших обрушений когда правая часть (1) много больше левой. Вторую группу событий можно отождествить с событиями $\sigma = \sigma_{br}$ (пунктир). На рис.1 показаны два случая для разных углов падения $\theta = 70^\circ$ и $\theta = 45^\circ$. Видно, что при большем θ наблюдается более сильное различие между $p(\sigma_{br})$ и $p(\sigma_{wb})$, проявляющееся в виде наличия “хвоста” распределения справа от максимума. Такое поведение ФПВ легко объяснить различным соотношением между σ_{0br} и σ_{0wb} при этих двух углах падения [23].

Для событий $\sigma = \sigma_{br}$ ФПВ имеет вид схожий с логарифмически нормальным распределением, что подтверждается натурными исследованиями [20].

Рассмотрим подробнее события $\sigma = \sigma_{wb}$. Согласно работам [16, 17] ЭПР

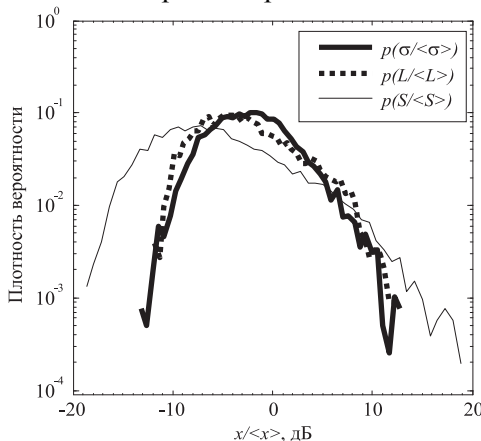


Рис. 2. Функции плотности вероятности нормированных на среднее значение длин обрушений (---), площадей (—) и ЭПР обрушений (—).

индивидуальных обрушений зависит от длины обрушивающегося гребня L , поэтому распределение $p(\sigma_{wb})$ должно иметь такой же вид как и $p(L)$. На рис.2 показаны ФПВ длины L , площади S и ЭПР σ_{wb} обрушений при $\theta = 70^\circ$. Очевидно, что более схожим с $p(\sigma_{wb})$ оказывается функция $p(L)$, а не $p(S)$, что, во-первых, подтверждает выводы [16, 17] и, во-вторых, дает возможность оценивать зависимость $p(L)$ по измеренной с помощью РЛ прибора зависимости $p(\sigma_{wb})$. Ниже будет показано, каким образом можно использовать полученный результат для определения ФПВ длины обрушений L по РЛ сигналу.

Анализ распределений амплитуд всплесков РЛ сигнала. Для оценки распределения амплитуды всплесков РЛ сигнала, связанных с обрушением волн, воспользуемся тем, что фоновые значения ЭПР имеют распределение, близкое к логарифмически нормальному (рис.1). Будем считать, что обрушения, размер которых достаточно мал по сравнению с пятном облучения, дают слабые всплески, которые не проявляются в постоянно существующем и флуктуирующем фоновом рассеянии (это справедливо, если обрушения являются редким событием). Тогда можно полагать, что значения $p(\sigma)$ левее максимума обусловлены только вариациями фоновой брегговской компоненты. Аппроксимируем $p(\sigma)$ от минимальных значений аргумента до максимума $p(\sigma)$ функцией, задающей логарифмически нормальный закон распределения вероятности

$$\tilde{p}(\sigma_{br}) = \frac{1}{\sigma_{br} \mu \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(\ln \sigma_{br} - \nu)^2}{2\mu^2}\right),$$

где μ , ν – параметры, определяемые методом наименьших квадратов.

Как видно из рис.1, значения распределения $p(\sigma)$ правее максимума (в котором ЭПР составляет σ_m) превышают величины $p(\sigma_{br})$, что наиболее сильно проявляется при большом угле падения (рис.1, а). Такое поведение

распределений ЭПР имеет простое объяснение. Рассмотрим произвольный интервал $\sigma^i + \Delta\sigma$ при $\sigma > \sigma_m$. Здесь величина $p(\sigma^i)$ определена как

$$p(\sigma^i) = [N_{br}^i / N + (n_{br}^i + N_{wb}^i) / N] / \Delta\sigma, \quad (2)$$

где N_{br}^i – число значений ЭПР береговой компоненты, попадающих в интервал $\sigma^i + \Delta\sigma$, при отсутствии обрушений; n_{br}^i и N_{wb}^i – число значений ЭПР береговой и небреговой компонент соответственно, попадающих в интервал $\sigma^i + \Delta\sigma$ при наличии обрушения; N – общее число событий σ . Будем рассматривать участок распределения $p(\sigma)$ правее максимума, т.е. случаи, когда $\sigma_{wb} \gg \sigma_{br}$. Тогда можно считать, что основной вклад в число событий в интервале $\sigma^i + \Delta\sigma$ вносят рассеяния на обрушениях. В этом случае распределение (2) при $\sigma > \sigma_m$ можно записать в приближенном виде

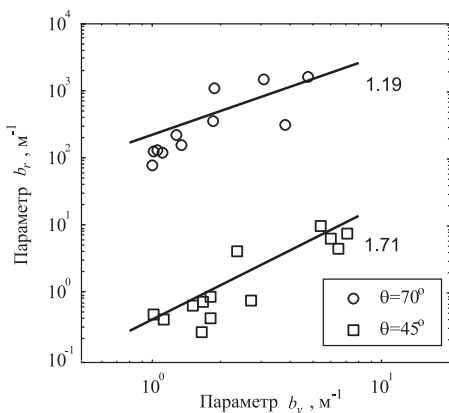
$$p(\sigma^i) \approx (N_{br}^i / N + N_{wb}^i / N) / \Delta\sigma. \quad (3)$$

Наблюдаемое на рис.1 превышение $p(\sigma) > p(\sigma_{br})$ при $\sigma > \sigma_m$ объясняется дополнительным вкладом в $p(\sigma)$ числа событий, связанных с рассеянием на обрушениях ветровых волн. Величина N_{br}^i / N в (3) соответствует вероятности попадания значений σ в интервал $\sigma^i + \Delta\sigma$ и, как определено выше, совпадает с вероятностью $p(\sigma_{br}) \cdot \Delta\sigma_{br}$. Величина N_{wb}^i / N в (3) с точностью до множителя равна вероятности ЭПР обрушений $p(\sigma_{wb}) \cdot \Delta\sigma_{wb}$ (пунктир на рис.1, а). Действительно, если N_1 – общее число событий σ_{wb} , то нетрудно убедиться, что $N_{wb}^i / N = (N_1 / N) \cdot p(\sigma_{wb}) \cdot \Delta\sigma_{wb}$. Это дает основание полагать, что смещенная оценка значения распределения $p(\sigma_{wb})$ может быть получена как $p(\sigma) - \tilde{p}(\sigma_{br})$ и будет соответствовать распределению длин обрушений L , которое имеет экспоненциальный вид [24]. Исходя из этих соображений, на следующем этапе обработки данных разность $p(\sigma) - \tilde{p}(\sigma_{br})$ аппроксимировалась функцией вида

$$\tilde{p}(\sigma_{wb}) = a_r \exp(-b_r \sigma_{wb}), \quad (4)$$

где a_r , b_r – параметры, определяемые методом наименьших квадратов ошибок, при этом a_r вычисляется из условия нормировки ФПВ. Здесь индекс r указывает на принадлежность к параметрам РЛ сигнала.

В результате обработки видеозаписей была получена ФПВ длин обрушений L . Параметрами этих аппроксимирующих функций являются величины a_v и b_v (индекс v указывает на принадлежность к параметрам, полученным по видеозаписям). Сопоставление рассчитанных таким образом значений b_r и b_v для $\theta = 70^\circ$ показано на рис.3 (символы $\bigcirc$), где видно их хорошее соответствие. Для сравнения та же самая процедура выполнена для дан-



Р и с . 3 . Зависимость между параметрами распределения b_r и b_v при различных углах падения.

ных, полученных при $\theta = 45^\circ$ (символы $\square$ на рис.3). В этом случае зависимость $b_r(b_v)$ более сильная, что объясняется квадратичной зависимостью $\sigma_{wb}(L)$ при умеренных углах падения [17, 25].

Таким образом, при $\theta = 70^\circ$ должно выполняться равенство

$$\sigma_{wb} = \sigma_L \cdot L, \quad (5)$$

где σ_L имеет смысл ЭПР, приведенной к единице длины обрушения.

Зная $\tilde{p}(\sigma_{wb})$ можно легко перейти к $\tilde{p}(L)$, определив функцию распределения длин обрушений $G(L)$

$$G(L) = \int_0^{\sigma_L L} \tilde{p}(\sigma_{wb}) d\sigma_{wb}, \quad (6)$$

где верхний предел принят с учетом (5). Плотность вероятности случайной величины L находится в результате дифференцирования $\tilde{p}(L) = \partial G(L) / \partial L$

$$\tilde{p}(L) = a_r \sigma_L \exp(-b_r \sigma_L L). \quad (7)$$

Выражение (7) представляет оцененную по РЛ сигналу ФПВ длины обрушивающихся гребней L . Отметим, что оценка в этом случае производится не для всех существующих значений L , а только для определенного интервала ($L_{\min}; L_{\max}$).

Действительно, если в пятно облучения попадает обрушение, превосходящее по размеру само пятно, то ЭПР такого "барашка" будет ограничено сверху, а значит, будет искажать истинное распределение L . Но так как больших обрушений существенно меньше, чем малых (в силу убывающей ФПВ длины обрушений), мы будем пренебрегать этим эффектом. Длина обрушений $L_{\max}$ определяется размером пятна и имеет порядок величины $L_{\max} \sim \sqrt{S_r}$. С другой стороны, недостаточно крупные обрушивающиеся гребни длиной $L_{\min}$ не будут выделяться на фоне постоянно существующего и флуктуирующего берегового рассеяния. Масштаб $L_{\min}$ определяется соотношением σ_{0wb} и σ_{0br} и может быть найден из анализа распределений ФПВ мгновенных значений ЭПР (см. рис.1). Значения σ , при которых ФПВ начинает расходиться с логарифмически нормальным распределением линейно связаны с $L_{\min}$ в соответствии с (5).

Также отметим, что в предложенном алгоритме для упрощения рассуждений не учитывается эффект частичного попадания обрушений в пятно облучения, что также может искажать ФПВ $p(\sigma_{wb})$ и $\tilde{p}(L)$. Тем не менее, хорошее соответствие независимо измеренных $p(\sigma_{wb})$ и $p(L)$ (рис.2), говорит о допустимости такого подхода.

Ниже продемонстрируем, каким образом, используя ФПВ $\tilde{p}(L)$, можно оценить интегральную характеристику обрушений – долю поверхности моря, покрытую обрушениями.

Оценка доли морской поверхности занятой обрушениями ветровых волн. Для количественного описания обрушений ветровых волн часто используют ряд дифференциальных и интегральных характеристик, таких как, суммарная длина обрушивающихся гребней $\Lambda(c)dc$ на единице площади

поверхности, приходящаяся на интервал скоростей обрушений [14], частота появления обрушений на единице площади поверхности Π [26], доля поверхности, покрытая обрушениями Q [6, 24].

Очевидно, что наиболее просто измеряется величина Π , так как в этом случае не требуется проведения сложных измерений геометрических и кинематических параметров «барашков». Однако, на наш взгляд, частота появления обрушений в наибольшей степени подвержена ошибкам измерений, так как вклад в Π обрушений минимального размера максимален. Объясняется это тем, что ФПВ длины и площади обрушений убывают, начиная с самых мелкомасштабных событий (см. рис.2 и [24]). Поэтому критическим в измерении Π будет пороговое значение масштаба обрушения, начиная с которого регистрируются события. Поскольку этот порог определяется набором внешних параметров, таких как освещенность, запененность морской поверхности, разрешение регистрирующей аппаратуры, при оценке Π могут возникнуть серьезные ошибки.

При измерении доли поверхности Q , покрытой обрушениями, ошибки подобного рода должны проявляться в меньшей степени, так как вклад обрушений различного масштаба пропорционален их площади. В [14, 15] детально описана методика оценки $\Lambda(c)dc$ с помощью доплеровского радиолокатора. Однако, как упоминалось выше, чтобы перейти от $\Lambda(c)dc$ к Q , необходимо принять ряд гипотез. Покажем, как выразить величину Q через полученное ранее распределение обрушений по длинам обрушивающего гребня $p(L)$.

Рассмотрим участок морской поверхности площадью S_0 . Долю поверхности, покрытую обрушениями можно представить в виде

$$Q = \frac{1}{S_0 T_0} \int_0^{T_0} s(t) dt ,$$

где T_0 – время наблюдения, $s(t)$ – временная реализация суммарной мгновенной площади обрушений попадающих в кадр.

Рассматривая обрушения как N_0 отдельных событий, произошедших за время T_0 , запишем Q следующим образом:

$$Q = \frac{1}{S_0 T_0} \sum_{i=1}^{N_0} \int_0^{\tau_i} s_i(t) dt , \quad (8)$$

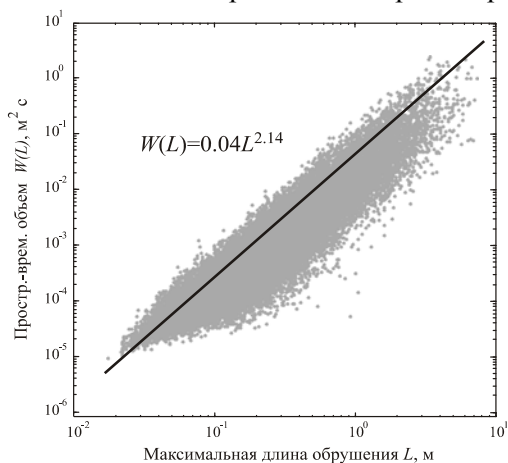
где τ_i – время жизни i -ого события.

Величина $W(L) = \int_0^{\tau_L} s_L(t) dt$ в (8) представляет пространственно-временной объем обрушения длиной L (см. подробнее [24]). Отметим, что, как следует из [24], форма обрушений является автомодельной (хорошо описывается эллипсом с практически постоянным эксцентриситетом $\varepsilon \approx 0,9$) и за период формирования активной фазы скорость увеличения площади во времени практически постоянна и слабо зависит от площади «барашка». Тогда можно предположить, что формы $s_i(t)$ будут подобны для различных обрушений и $s_i(t) \sim \alpha t$, где α – некоторая константа, определяющая скорость изменения $s_i(t)$ во времени. В этом случае в качестве оценки про-

пространственно-временного объема можно принять величину $W(L) \sim \alpha \cdot \tau_L^2$. Очевидно, что обе случайные величины L и τ_L , относящиеся к одному процессу обрушения, связаны между собой. Более того, поскольку виды распределений как длин обрушений, так и их длительностей совпадают [24], должна существовать линейная связь $L = d \cdot \tau_L$, где константа d имеет размерность скорости. Тогда величину $W(L)$ можно определить как

$$W(L) \sim L^2 / d^2. \quad (9)$$

Проверим соотношение $W(L)$ по данным видеонаблюдений, полученных в ходе эксперимента. На рис.4 представлена скаттерограмма, на кото-



рой по оси абсцисс отложены значения максимальной длины обрушивающего гребня L , по оси ординат – соответствующие им значения пространственно-временного объема $W(L)$. Видно, что аппроксимация методом наименьших квадратов ошибок (сплошная линия) дает наклон, близкий к 2, что экспериментально подтверждает гипотезу (9). Исходя из полученного результата, в дальнейшем будем использовать следующую параметризацию

$$W(L) = C_3 L^2, \quad (10)$$

Р и с . 4 . Зависимость пространственно-временного объема обрушений от их максимальной длины. Точки – измерения, линия – аппроксимация методом наименьших квадратов.

где C_3 – некоторая константа. Переходя к распределению всех событий по длинам L , сумму в (8), с учетом (10) заменим на интеграл

$$Q = \frac{C_3}{S_0 T_0} \int_{L_0}^{L_\infty} p(L) \cdot L^2 \cdot dL. \quad (11)$$

В (11) входит ФПВ длин обрушений, тогда как нашей задачей является использование ФПВ $\tilde{p}(L)$, полученной по РЛ данным. Как отмечалось выше, РЛ измерения не позволяют надежно определить общее количество обрушений N_0 , которое включает рассеяние на небольших "барашках" с $\sigma_{wb} \leq \sigma_{br}$. С другой стороны, по РЛ данным можно определить количество всплесков N_r , соответствующее числу обрушений длиной от $L_{\min}$ до $L_{\max}$, ЭПР которых больше брегговской компоненты рассеяния.

Величину N_r можно определить следующим образом. Пусть $n(L)$ – число обрушений, возникающих на площади S_0 за время T_0 , длина которых лежит в интервале от L до $L + dL$. Тогда $P(L) = n(L)/N_0$ – вероятность попадания значения L в интервал $L + dL$. Вероятность $P(L_{\min} < L \leq L_{\max})$ того, что L находится в интервале $L_{\min} < L \leq L_{\max}$ равна

$$G(L) = \sum_{L_{\min}}^{L_{\max}} P(L) = \frac{1}{N_0} \sum_{L_{\min}}^{L_{\max}} n(L), \quad (12)$$

где $G(L)$ – функция распределения случайной величины L . Поскольку сумма в правой части последнего выражения равняется, как определено выше, величине N_r , то, учитывая (12) и выражая функцию распределения через плотность вероятности (7), можно записать

$$N_r = N_0 G(L) = N_0 \int_{L_{\min}}^{L_{\max}} \tilde{p}(L) dL = C_2 \int_{L_{\min}}^{L_{\max}} \exp(-bL) dL, \quad (13)$$

где $C_2 = N_0 C_1$; $C_1 = a_r \sigma_L$; $b = b_r \sigma_L$ – параметры, описывающие $\tilde{p}(L)$, определяемые соотношением (7). Здесь необходимо отметить, что, поскольку мы рассматриваем $L_{\min}$ как минимальную длину идентифицируемых обрушений, то предполагается, что $G(L) = 0$ при $L < L_{\min}$.

Из (13) нетрудно определить значение C_2

$$C_2 = b N_r \left(\frac{1}{\exp(-bL_{\min}) - \exp(-bL_{\max})} \right). \quad (14)$$

Полученные соотношения (11), (14) позволяют получить окончательное выражение для Q

$$Q = \frac{C_2 C_3}{S_0 T_0} \int_{L_{\min}}^{L_{\max}} L^2 \exp(-bL) dL. \quad (15)$$

На рис.5 приведена схема, которая является обобщением изложенных выше соображений и иллюстрацией предложенного подхода к оценке Q по РЛ данным.

Обсуждение. В формулу (15) входит набор констант, которые определяются как характеристиками радиолокатора, так и физическими свойствами обрушений. Поэтому в качестве критерия, характеризующего справедливость нашего подхода, выберем не абсолютное совпадение величин Q измеренных с помощью видеокамеры Q_v и радиолокатора Q_r , а наклон зависимости $Q_r(Q_v)$ в логарифмическом масштабе. Т.е. выберем произведение констант в выражении (15) так, чтобы Q_r наилучшим образом совпадало с Q_v . Построенная таким образом зависимость представлена на рис.5, а. Доверительные интервалы рассчитаны по ошибке аппроксимации $\tilde{p}(\sigma_{wb})$. Сплошной линией показан случай совпадения величин Q_r и Q_v . Видно, что в целом прослеживается хорошее соответствие между рассматриваемыми величинами (коэффициент корреляции составляет 0,83).

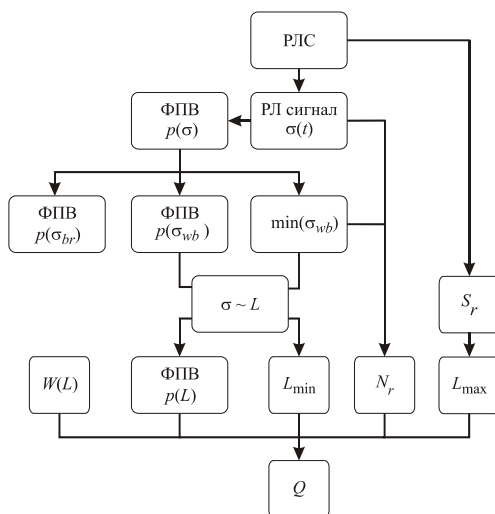
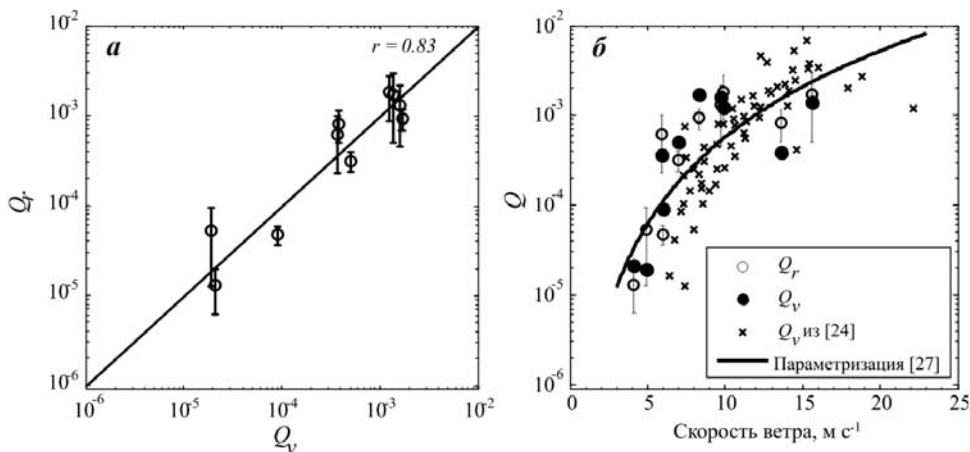


Рис. 5. Схема методики восстановления по РЛ сигналу доли поверхности, покрытой обрушениями.



Р и с. 6. Зависимость доли поверхности, занятой обрушениями, измеренной по РЛ сигналу, от измеренной по видеозаписям (а) и от скорости ветра (б) в сравнении с опубликованными результатами.

На рис.6, б дано сравнение полученных в нашем эксперименте значений Q с опубликованными ранее результатами при различных ветровых ситуациях. Сплошной линией показана параметризация, предложенная в [27], крестики – результаты серии экспериментов, описанных в [24], пустые и заполненные символы – Q_r и Q_v соответственно. Видно, что для измерений с помощью видеокамеры характерно некоторое насыщение Q с ростом скорости ветра. Похожая ситуация наблюдается и при РЛ измерениях.

Таким образом, при тщательной калибровке и уточнении всех неизвестных констант предложенный метод может быть успешно использован для определения Q по РЛ данным.

В заключение, вкратце рассмотрим границы применимости предложенной методики с точки зрения использования современных РЛ приборов. Необходимыми условиями для реализации метода являются достаточно явное проявление обрушений на фоне резонансного рассеяния и линейная связь ЭПР барашка и его длины. Первое условие, согласно соотношению между σ_{br} и σ_{wb} , должно выполняться при больших углах падения и ГГ поляризации излучения и приема (см. например, [23]). Для выполнения второго условия также необходимо зондирование при больших углах падения, так как в этом случае, существенную роль в рассеянии на обрушении начинает играть капельно-брызговая фракция, генерируемая опрокидывающимся гребнем, что приводит линейной зависимости σ_{wb} от L [17]. Кроме того, желательно использование коротковолновой части микроволнового излучения (мм волны), так как вклад рассеяния на брызгах в этом случае выше [17, 28].

Закключение. Обрушения морских ветровых волн являются неотъемлемой составляющей моделей пограничных слоев атмосферы и океана, так как именно они играют первостепенную роль в процессах обмена между водой и воздухом. Наблюдения доли морской поверхности, занятой обрушениями, в настоящее время ведется с помощью устройств, работающих в оптическом диапазоне, что приводит к значительным ошибкам измерений из-за различной освещенности морской поверхности. Перспективным представ-

ляется использование РЛ средств активного зондирования, свободных от указанного недостатка.

В представленной работе дается описание возможного подхода, позволяющего оценивать долю поверхности моря, покрытую обрушениями ветровых волн, по данным РЛ зондирования при больших углах падения. В основе предложенной методики лежит обнаруженная ранее линейная связь между ЭПР обрушения и его длиной [16, 17]. Разработанный алгоритм протестирован на данных натурного эксперимента, которые позволили сопоставить значения Q , измеренные по данным видеонаблюдений, с восстановленными по РЛ измерениям. Высокая корреляция этих двух независимо полученных величин свидетельствует о возможности использования РЛ средств в задачах исследования обрушений ветровых волн.

Работа выполнена при поддержке Государственного фонда фундаментальных исследований Украины (договор № Ф28/435-2009) и проекта НИР по гранту НАН Украины (договор № 11/10 от 10.06.2010).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пустовойтенко В.В., Терехин Ю.В., Радайкина Л.Н., Коротаев Г.К. Космические средства радиолокационного мониторинга морских акваторий // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.— Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008.— вып.16.— С.45-83.
2. Иванов В.А., Дыкман В.З., Ефремов О.И., Зима В.В., Большаков А.Н., Малиновский В.В. Современные методы и средства контроля морской среды / Под ред. В.А. Иванова.— Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006.— 113 с.
3. Senet C.M., Seemann J., Flampouris S., Ziemer F. Determination of bathymetric and current maps by the method DiSC based on the analysis of nautical X-band radar image sequences of the sea surface // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.— 2008.— v.46, № 8.— P.2267-2279.
4. Dankert H., Rosenthal W. Ocean surface determination from x-band radar-image sequences // J. Geophys. Res.— 2004.— v.109, C04016, doi: 10.1029/2003JC002130.
5. Kudryavtsev V.N. On the effect of sea drops on the atmospheric boundary layer // J. Geophys. Res.— 2006.— v.111, C07020, doi:10.1029/2005JC002970.
6. Anguelova M.D., Webster F. Whitecap coverage from satellite measurements: a first step toward modeling the variability of oceanic whitecaps // J. Geophys. Res.— 2006.— v.111, C03017, doi:10.1029/2005JC003158.
7. Kalmykov A.I., Pustovoytenko V.V. On polarization features of radio signals scattered from the sea surface at small grazing angles // J. Geophys. Res.— 1976.— v.81.— P.1960-1964.
8. Калмыков А.И., Курекин А.С., Лементя Ю.А., Островский И.Е., Пустовойтенко В.В. Особенности рассеяния СВЧ излучения на обрушивающихся морских волнах // Изв. ВУЗов. Радиофизика.— 1976.— т.19, № 9.— С.1315-1321.
9. Ericson E.A., Lyzenga D.R., Walker D.T. Radar backscattering from stationary breaking waves // J. Geophys. Res.— 1999.— v.104, C12.— P.29679-29695.
10. Kudryavtsev V., Hauser D., Caudal G., Chapron B. A semi-empirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface. 1. Background model // J. Geophys. Res.— 2003.— v.108, C38054, doi:10.1029/2001JC001003.
11. Kudryavtsev V., Akimov D., Johannessen J., Chapron B. On radar imaging of current features: 1. Model and comparison with observations // J. Geophys. Res.— 2005.— v.110, C07016, doi:10.1029/2004JC002505.

12. *Bass F.G., Fuks I.M., Kalmykov A.I., Ostrovsky I.E., Rosenberg A.D.* Very high frequency radiowave scattering by a disturbed sea surface // *IEEE Transactions on Antennas and Propagation.*– 1968.– v.16, № 5.– P.554-568.
13. *Phillips O.M.* Radar returns from the sea surface – Bragg scattering and breaking waves // *J. Phys. Oceanogr.*– 1988.– v.18.– P.1063-1074.
14. *Phillips O.M., Posner F.L., Hansen J.P.* High range resolution radar measurements of the speed distribution of breaking events in wind-generated ocean waves: surface impulse and wave energy dissipation rates // *J. Phys. Oceanogr.*– 2001.– v.31.– P.450-460.
15. *Hwang P.A., Sletten M.A., Toporkov J.V.* Analysis of radar sea return for breaking wave investigation // *J. Geophys. Res.*– 2008.– v.113, C02003, doi:10.1029/2007JC004319.
16. *Малиновский В.В.* Оценка связи параметров радиолокационного сигнала, отраженного от моря при малых углах скольжения, с характеристиками обрушений ветровых волн // *Морской гидрофизический журнал.*– 1991.– № 6.– С.32-41.
17. *Юровский Ю.Ю., Малиновский В.В.* Модель радиолокационной эффективной площади рассеяния обрушений морских ветровых волн // 20-я Международная конференция «СВЧ-техника и телекоммуникационные технологии», Севастополь, 13-17 сентября 2010 г.– т.2.– С.1203-1204.
18. *Юровский Ю.Ю., Малиновский В.В., Смолов В.Е.* Радиолокационные методы мониторинга прибрежной зоны: возможности и проблемы использования / Серия «Современные проблемы океанологии».– Севастополь, 2008.– вып.4.– 75 с.
19. *Mironov A.S., Dulov V.A.* Detection of wave breaking using sea surface video records // *Measur. Scien. Techn.*– 2008.– v.19, № 1.– doi. 10.1088/0957-0233/19/1/015405.
20. *Кулемин Г.П., Разказовский В.Б.* Рассеяние миллиметровых радиоволн поверхностью Земли под малыми углами.– Киев: Наукова думка, 1987.– 232 с.
21. *Sekine M., Musha T., Tomita Y., Hagisawa T., Irabu T., Kiuchi E.* Weibull-distributed sea clutter // *IEE Proceedings F: Communications Radar and Signal Processing.*– 1983.– v.130.– P.476.
22. *Ward K., Tough R., Watts S.* Sea clutter: scattering, the K distribution and radar performance // *IET Radar, Sonar, Navigation and Avionic Series.*– IET, London, UK, 2006.– v.20.– 452 p.
23. *Иванов В.А., Малиновский В.В., Смолов В.Е., Юровский Ю.Ю.* Экспериментальные исследования радиолокационного рассеяния на морской поверхности при больших углах падения // *Доп. НАН України.*– 2009.– № 2.– С.96-101.
24. *Миронов А.С., Дулов В.А.* Статистические характеристики событий и диссипация энергии при обрушении ветровых волн // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.*– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008.– вып.16.– С.97-115.
25. *Haller M.C., Lyzenga D.R.* Comparison of radar and video observation of shallow water breaking waves // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.*– 2003.– v.41, № 4.– P.832-844.
26. *Дулов В.А., Кудрявцев В.Н.* Влияние внутренних волн на интенсивность обрушения ветровых волн. Частота обрушений на единице наблюдаемой поверхности // *Морской гидрофизический журнал.*– 1987.– № 6.– С.22-29.
27. *Monahan E.C., Woolf D.K.* Comments on “Variations of whitecap coverage with wind stress and water temperature” // *J. Phys. Oceanogr.*– 1989.– v.19, № 5.– P.706-709.
28. *Гутник В.Г., Кулемин Г.П., Шарапов Л.И., Горошко Е.А.* Интенсивность радиолокационных отражений от взволнованной морской поверхности при малых углах скольжения // *Радиофизика и радиоастрономия.*– 2003.– т.8, № 2.– С.181-189.

ФОРМА ЧАСТОТНОГО СПЕКТРА ВЕТРОВЫХ ВОЛН И ОПТИМАЛЬНЫЙ СПОСОБ ЕГО РАСЧЕТА

На основании расчета большого числа частотных спектров ветровых волн, выполненных различными методами и для различных ветро-волновых условий их образования, сделаны следующие заключения: 1) оптимальным методом расчета одномерных спектров волн является метод авторегрессии [1 – 3]; 2) частотные спектры ветровых волн всегда имеют регулярное распределение достоверных локальных максимумов в области частот, превышающих частоту максимума спектра и, как правило, расположенных на частотах, близких к кратным частотам главного пика; причина появления отмеченных локальных максимумов обусловлена нелинейной природой гравитационных волн [4, 5]; 3) среднеквадратичные наклоны спектров в области высоких частот не проявляют строгой принадлежности к закону «– 4» или «– 5» и могут существенно варьировать в силу целого ряда физических причин [6].

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *ветровые волны, спектр, уклоны спектра, кратные гармоники, нелинейность.*

Форма эмпирических частотных спектров $S(\omega)$ ветровых волн изучается с момента появления спектрального анализа, т.е. с конца 50-х гг. прошлого века [7, 8]. По причине сложности природы эволюции ветрового волнения и отсутствия возможности его аналитического описания, для идентификации спектров ветровых волн применяется их аналитическая параметризация. С начала 60-х гг. XX в. широко признанными являются представления о спадании хвоста спектра по закону Филлипса [8]

$$S(\omega) = \alpha_p g^2 \omega^{-5}, \quad (1)$$

справедливого в высокочастотном диапазоне, заданным соотношением

$$\omega > (2 - 3)\omega_p, \quad (2)$$

(т.н. «хвост» спектра) и основанного на этом представлении о спектре Пирсона-Московица (ПМ) [9] для полностью развитого волнения

$$S_{PM}(\omega) = \alpha_p g^2 \omega^{-5} \exp \left[-\frac{5}{4} \left(\frac{\omega_{PM}}{\omega} \right)^4 \right]. \quad (3)$$

Здесь α_p – параметр Филлипса, регулирующий общую интенсивность спектра, ω_p – величина частоты пика спектра, которая для спектра ПМ определяется силой ветра U_{10} на стандартном горизонте 10 м по эмпирической формуле

$$\omega_{PM} = 0,9 g / U_{10}. \quad (4)$$

Принципиальными достоинствами параметризации (5) являются: аналитическая интегрируемость по ω функции $S(\omega)$, четкое ее соответствие острому максимуму реальных спектров и согласованность со спектром Филлипса (1). С тех пор огромное число работ посвящено установлению

диапазонов изменчивости параметров α_p и ω_{PM} , а также уточнению параметризаций (1) и (3) с целью расширения области их применимости.

Так, в знаменитом эксперименте *JONSWAP* [10] было предложено обобщение формы спектра (3) на случай развивающегося волнения; при этом был выявлен широкий диапазон изменчивости величины α_p . Все эти результаты можно найти как в первоисточниках, так и в обзорных главах многочисленных монографий (например, [7, 11, 12]). Для целей данной работы существенно лишь, что все дополнительные параметризации не касались формы хвоста спектра и закона его спадания.

Существенные уточнения в этом направлении были сделаны в 1972 г. в работе Тобы [13], который установил, что на стадии развития волн, в лотках регулярно наблюдается форма хвоста спектра вида

$$S(\omega) = \alpha_T g u_* \omega^{-4} \quad (\omega > \omega_p). \quad (5)$$

Позднее такой результат стали наблюдать и в природных условиях [14, 15]. Используемый в (5) безразмерный коэффициент α_T получил название параметра Тобы; а величина $u_* = C_d^{1/2} U_{10}$ есть скорость трения, линейно связанная со скоростью на стандартном горизонте.

Дальнейший прогресс в исследовании формы спектра ветровых волн привел к появлению большого ряда других параметризаций $S(\omega)$ [7, 12], не изменяющих, однако, представления для формы хвоста спектра вида (1) или (5), которые далее мы будем считать традиционными.

Несколько в стороне от указанных, теперь уже традиционных, представлений о форме хвоста спектра стоят работы [16 – 18], в которых показано существование регулярных локальных максимумов в хвостовой части спектра, расположенных в областях частот, кратных частоте пика. Все авторы однозначно признают, что причина появления локальных максимумов обусловлена нелинейной природой ветровых волн. При этом, что существенно, основное обоснование указанных утверждений проводится, как правило, на основе теоретической работы Стокса [4] или ее развития (например, [19]). Однако, согласно этим теоретическим результатам, интенсивность второй гармоники I_2 должна быть второго порядка по степени крутизны поля волн ε , т.е.

$$I_2 \equiv S(2\omega_p) \approx \varepsilon^2 S(\omega_p) \equiv \varepsilon^2 I_1, \quad (6)$$

где $\varepsilon = ak_p \ll 1$ (a – средняя амплитуда волн, k_p – волновое число пика спектра). Поскольку типичное значение ε порядка 0,1 [7, 11], то эмпирическая регистрация столь малой интенсивности I_2 представляется весьма проблематичной (по причине недостаточной для этой цели точности определения самого уровня спектра). Тем не менее, указанные максимумы наблюдаются, и наиболее отчетливо это видно в [18], в которой построение спектров волн проводилось методом авторегрессии [1 – 3].

В специальной работе автора [5] показано, что, на самом деле, теория Стокса должна быть существенно модифицирована, путем выполнения суммирования бесконечного ряда секулярных слагаемых в рядах теории возмущений (т.н. перенормировка интенсивности основной гармоники). В таком случае, для предельно узкого (дельта-образного) по частотам спектра

линейной части поля, теоретическая оценка интенсивностей высших гармоник приводит к соотношениям [5]

$$I_2 = \frac{1}{8} I_1 \approx 0.1 I_1, \quad I_3 = \frac{2}{135} I_1 \approx 0.015 I_1. \quad (7)$$

Нам представляется, что именно такого рода оценки подтверждают возможность эмпирического наблюдения кратных гармоник.

Данная работа посвящена эмпирическому доказательству того, что указанные локальные максимумы неизменно и регулярно проявляются в одномерных частотных спектрах ветровых волн. При этом существенным условием их наблюдения является использование метода авторегрессионной оценки спектра волн по методике работы [3], которая и рекомендуется нами в качестве наиболее эффективной среди известных стандартных методик (например, в рамках математических средств пакета программ *MATLAB*).

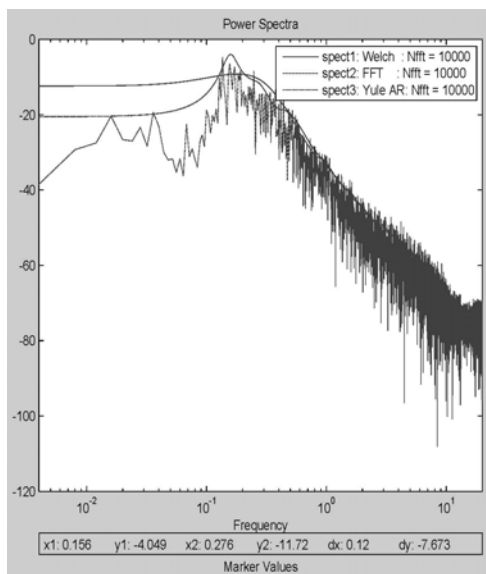
Для достижения указанной цели нами используются стандартные программы спектрального анализа программного пакета *MATLAB* и база данных волнограмм, полученных в ходе эксперимента «Кацивели-2009», выполненного по программе Российско-Украинского проекта № 09-05-90430-УКР_ф_а. С целью полноты анализа, параллельно выполняется оценка среднеквадратичных уклонов для хвоста спектра, и делаются заключения о степени их принадлежности законам (1) или (5).

Выбор эффективного метода расчета спектра. В настоящее время нет проблем с выбором метода расчета спектров, что обусловлено широким разнообразием стандартных программ. В наших расчетах мы пользовались пакетом программ *MATLAB*, приложение *sptool*. В процессе обработки данных упомянутого совместного эксперимента, была выполнена большая серия (более 1000) расчетов спектров $S(\omega)$ методом быстрого преобразования Фурье (*FFT*). Затем, специально для данной работы, спектры тех же рядов были рассчитаны методом авторегрессии (АР) (и частично – методом Велша (*Welsh*) с определенным окном сглаживания). Сопоставление полученных оценок спектров и послужили основой для дальнейшего анализа.

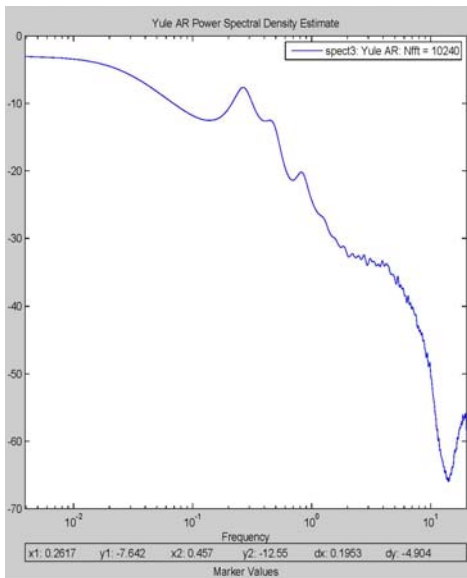
Пример визуального сопоставительного оценивания качества полученных оценок частотных спектров ветровых волн $S(\omega)$ приведен на рис.1, где показаны типичные результаты спектральной обработки данных конкретной волнограммы, записанной струнным волнографом с дискретностью 40 Гц на отрезок времени 12:00 – 12:20 от 14 сентября 2009 г. (рис.1, а) и на период времени 00:00 от 14 сентября 2009 г. (рис.1, б).

Как видно из рис.1, не смотря на определенную близость оценок интенсивности спектра и ее распределения по частотам, АР-оценка существенно выделяется в лучшую сторону. Не останавливаясь на количественных характеристиках формы спектра, стоящих в стороне от нашей задачи, отметим, что принципиальные положительные отличия АР-оценки спектра заключаются в следующем: 1) высокая степень гладкости кривой $S(\omega)$; 2) высокая степень разрешения по частоте; 3) наличие регулярного расположения особенностей на хвостовой части спектра (локальных «полок» или максимумов). Далее эти особенности будут называться тонкой структурой спектра.

Следует сразу же отметить, что упомянутая тонкая структура спектра действительно характерна для всех без исключения АР-оценок спектров, выпол-



а



б

Р и с . 1 . Примеры оценок спектра ветровых волн $S(f)$, выполненных методом Велша (слабовыраженный максимум), методом FFT (изрезанная кривая) и методом авто-регрессии (гладкая кривая с острым максимумом) (а). Частота f задана в герцах, а интенсивность спектра $S(f)$ в децибелах. Значения маркера $x1, x2$ означают частоты основного максимума и следующей за ним локальной «полки» или максимума. Пример (б) приведен для более явной демонстрации свойств АР-оценки на примере инного ряда (см. текст).

ненных в данной работе. Она никак не связана с величиной и положением основного максимума спектра, но может иметь ту или иную степень сложности в зависимости от наличия или отсутствия пиков волн зыби, дополняющих пик основной гармоник ветровых компонент. В виду ограниченности места здесь не приводится демонстрация всего разнообразия полученных спектров, полагая, что читатель имеет достаточное общее представление о таких спектрах (например, [7]).

Первые два из упомянутых выше отличий, достаточно хорошо известные из специальной литературы [1, 2], прекрасно различимы визуально; поэтому они не нуждаются в пояснениях. Последнее же отличие обусловлено как математикой получения АР-оценок спектров [1 – 3] (конкретно – отсутствием необходимости в выполнении Фурье-преобразований), так меньшими доверительными интервалами, следующими из правил выбора порядка АР-модели по виду корреляционной функции для анализируемого гидрофизического процесса (см. ниже).

Действительно, традиционные методы получения оценки спектральной плотности $S(\omega)$ (методы: *Welsh*, *FFT* и им подобные) требуют выполнения Фурье-преобразования случайного ряда, что в численном исполнении сопровождается значительной математической ошибкой (пример – оценка *FFT* на рис.1). Для уменьшения этой ошибки требуются известные процедуры сглаживания [20]. Однако, не смотря на то, что такая процедура по-

вышает точность оценки, она, во-первых, не имеет единственности, и, во-вторых, приводит к снижению частотного разрешения по спектру, что отрицательно сказывается на достоверности оценки в целом (пример – оценка по методу Велша на рис.1).

Альтернативный, авторегрессионный (АР) метод основан на построении статистической, авторегрессионной модели случайного ряда $z(t_i) \equiv z_i$, которая переводит его в ряд белого шума a_i по формуле

$$a_i = \sum_{j=0}^P b_j z_{i-j}, \quad (8)$$

что эквивалентно представлению

$$z_i = \sum_{j=1}^P \alpha_j z_{i-j} + a_i, \quad (9)$$

которое и называется авторегрессионной моделью ряда z_i . Из теории следует [1, 2], что как только (при априорно заданном порядке модели P) коэффициенты АР α_j получены, форма спектра определяется аналитической формулой

$$S(\omega) = 2\sigma_a^2 \Delta t \left| 1 + \sum_{j=1}^P \alpha_j \exp(-i\omega j \Delta t) \right|^{-2}, \quad (10)$$

где σ_a^2 – дисперсия белого шума, оцениваемая по определенной процедуре совместно с коэффициентами АР. Для этой цели достаточно знать только P начальных (самых значимых) отсчетов корреляционной функции исследуемого процесса. В силу аналитического представления спектра и образующей ролью знаменателя в выражении (10) достигаются все перечисленные выше преимущества метода АР-оценки спектра.

В свою очередь, при заданном P , коэффициенты АР находятся путем решения простейшей системы из P линейных уравнений вида

$$\begin{pmatrix} K_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ K_P \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} K_0 & K_1 & \dots & K_{P-1} \\ K_1 & K_0 & \dots & K_{P-2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ K_{P-1} & \dots & K_1 & K_0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \alpha_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ \alpha_P \end{pmatrix}, \quad (11)$$

носящей название системы уравнений Юла-Уокера [1, 2], где K_i ($i = 0, 1, \dots, P$) – значения элементов корреляционной функции исходного ряда z_i . Таким образом, проблема получения оценки спектра заключается лишь в определении порядка АР-модели P вида (9).

На практике высокая степень достоверности оценки (10) достигается за счет оптимального выбора порядка АР-модели P . В специальной работе автора [3] показано, что этот выбор определяется поведением корреляционной функции. В частности, там установлено, что для волновых процессов оптимальная величина P соответствует периоду изменчивости корреляционной функции. Там же указано, что 95 %-ные доверительные интервалы для оценки (10), для представления спектра в логарифмических координатах,

можно определять по формуле

$$D_{AR}(\nu) = [\lg(1 - 2\sqrt{2/\nu}); \lg(1 + 2\sqrt{2/\nu})], \quad (12)$$

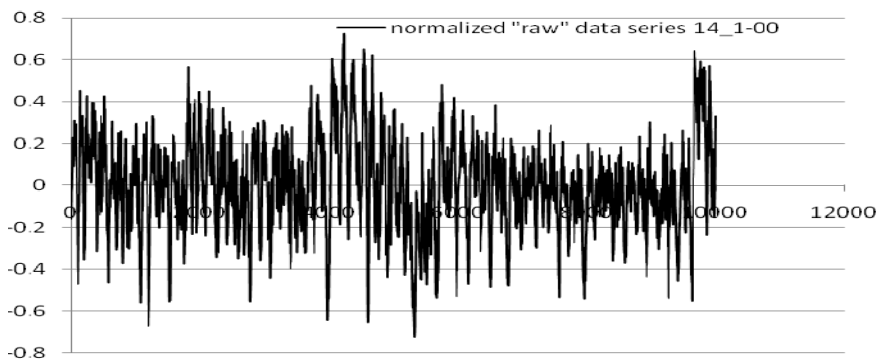
где $\nu = N/P$ – число степеней свободы, N – длина анализируемого ряда. В силу малости используемых отсчетов корреляционной функции, число степеней свободы в АР-методе, как правило, в 2 – 3 раза выше, чем в традиционных подходах к оценке спектра. Особенно преимущество доверительных интервалов для АР-метода оценки спектра проявляется при малых ν ($\nu < 50$), т.е. когда рассматриваются короткие ряды [3].

Во всех остальных аспектах (положение главного максимума, среднеквадратичный закон спадания хвоста спектра, диапазон изменчивости спектральной интенсивности), изображенные на рис.1 спектры (как и следует ожидать для хорошо проработанных методик) полностью идентичны.

Для целей нашей работы существенно отметить, что перечисленные выше преимущества АР-метода выявляют новые структурные особенности спектров ветровых волн, и эти особенности однозначно проявляются для всей совокупности выполненных нами оценок спектров. Именно на этом основании нам представляется возможным сделать следующее утверждение: АР-метод расчета одномерных спектров любых случайных рядов (и для ветрового волнения, в частности) является оптимальным среди всех имеющихся методов. Поэтому нам представляется, что именно АР-метод должен быть рекомендован в качестве основного для задач расчетов одномерных спектров.

Анализ особенностей формы спектров ветровых волн. Итак, как было отмечено выше, важнейшей принципиальной особенностью спектров ветровых волн является присутствие в них регулярных локальных максимумов в хвостовой части спектра, иными словами, наличие тонкой структуры формы спектра. Физическая причина существования таких максимумов хорошо известна: она заключается в нелинейной природе волновых процессов [4, 5, 19]. Как было указано во введении, нелинейная теория волн на воде, выполненная с учетом перенормировки интенсивности основных гармоник [5], предсказывает вполне измеримые величины максимумов вынужденных кратных гармоник волн. И действительно, на примере типового спектра, изображенного на рис.1, элементарные визуальные оценки показывают, что последовательное соотношение интенсивностей локальных максимумов имеет порядок 1:10, что очень близко к (идеализированным) оценкам (7).

Здесь нет необходимости углубляться в теоретические рассуждения. Важнее, во-первых, признать, что форма хвоста спектра ветровых волн весьма далека как от традиционных теоретических описаний ее формирования за счет четырех-волновых нелинейных процессов [21 – 23], так и от формального следования законам спадания типа (1) и (5). И это понятно, если принять во внимание разницу между крупными временными масштабами формирования хвоста спектра, определяемыми за счет медленных четырех-волновых нелинейных переносов, и значительно более мелкими масштабами, соответствующими более быстрым (в ε^{-2} раз) трех-волновым процессам, реально формирующим наблюдаемый спектр [5, 21]. К этому можно добавить, что ожидаемые «медленные» спектры могут быть получены из наблюдаемых лишь путем определенной «фильтрации», математичес-



Р и с . 2 . Участок исходной записи волнения.

кая процедура выполнения которой пока не совсем ясна.

Во-вторых, интересно объяснить причину хронического «незамечания» (недооценивания), казалось бы, столь теоретически ожидаемого эффекта присутствия «быстроустанавливающихся» локальных максимумов на хвосте спектра.

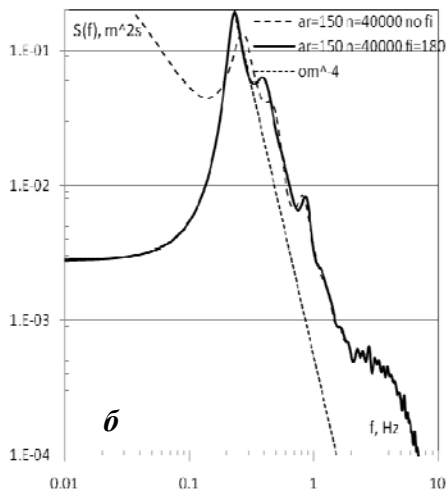
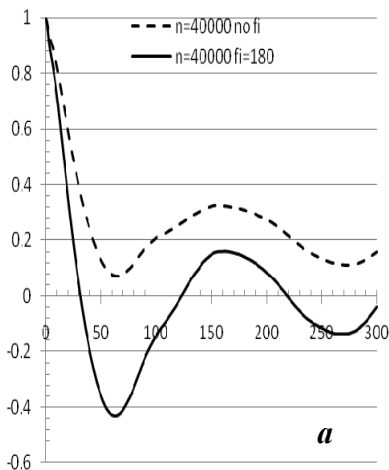
Одна из причин, как теперь ясно, кроется в малой популярности (а, может быть, даже «недоверии») АР-метода оценки спектра. По итогам анализа приведенных выше примеров, эта причина может считаться снятой, если более смело и аккуратно применять АР-оценки одномерных спектров (детали в [3]).

Вторая из возможных причин природного (или естественного) «подавления» локальных максимумов в спектре волн заключается в присутствии низкочастотных колебаний в записях волнограмм, обусловленных самыми различными процессами в море, обсуждение которых здесь не принципиально. Действительно, приведем сжатую эпюру «сырой» волнограммы на период 00:00 14 сентября 2009 г., зашумленную низкочастотными наводками (рис.2).

Из рис.2 невооруженным глазом видно существование низкочастотных колебаний, проявляющееся в вариациях «среднего уровня» волнограммы. Корреляционные функции и спектры АР, построенные для указанного «сырого» ряда и ряда, фильтрованного стандартным $\cos$ -фильтром [20] длиной f_t , представлены на рис.3. Очевидно, что низкочастотная фильтрация ряда повышает степень разрешения интенсивности локальных максимумов в оценке спектра $S(\omega)$. На гладких по форме АР-спектрах такой эффект особенно заметен. Для убедительности можно привести такое же сопоставление оценок спектров для упоминавшегося выше ряда на момент времени 12:00 от 14 сентября 2009 г. (рис.4).

На основании сказанного ясно, что для нефильтрованных рядов наличие локальных максимумов может существенным образом камуфлироваться большой интенсивностью низкочастотных составляющих в исходных данных. В традиционных оценках эффект «очищения» локальных максимумов за счет НЧ-фильтрации (в силу их сглаженности), как правило, мал, поэтому они, как правило, и не принимаются во внимание.

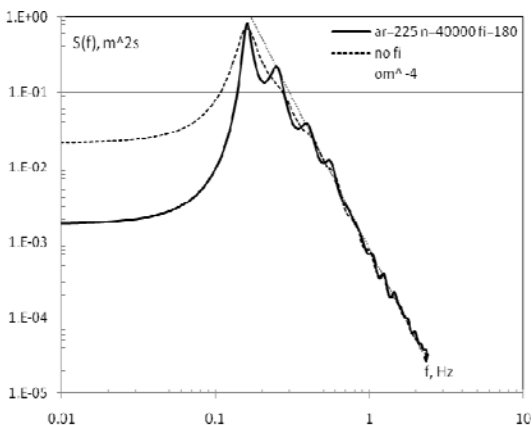
И, наконец, третья причина «потери» локальных максимумов может заключаться в использовании слишком длинных рядов. Действительно, если для оценки спектра использовать запись протяженностью, превышающей ха-



Р и с . 3 . Зависимость оценки корреляционной функции (а) и спектра (б) от наличия низкочастотной фильтрации. n – длина ряда, f_i – длина $\cos$ -фильтра; пунктир – регрессия $S(f) \propto f^{-4}$.

рактерный масштаб квазистационарности ветровых волн (20 – 30 мин), то, за счет естественного эволюционного сдвига частоты максимума спектра, в полученной оценке $S(\omega)$ происходит «размазывание» его положения по полосе частот, что и приводит к недостоверному выглаживанию формы хвоста спектра. По-видимому, этот эффект вполне понятен на словах и не нуждается в специальной визуализации.

В заключение раздела скажем несколько слов о законах спадания спектров. Уже на приведенных выше рисунках можно заметить, что регрессионная линия $S(\omega) \propto \omega^{-4}$ спадает, как правило, быстрее, чем интенсивность самого спектра, что далеко не соответствует соотношениям (1) или (5). Во



Р и с . 4 . Пример «усиления» локальных максимумов в спектре ветровых волн, появляющегося после НЧ-фильтрации исходных данных. Мелкий пунктир – регрессия $S(f) \propto f^{-4}$.

многих случаях такое поведение хвоста спектра обусловлено наличием смешанного волнения. Кроме того, как уже установлено, существенное влияние на уклон спектра оказывают и регулярные локальные максимумы, что заставляет говорить лишь о «среднеквадратичных» законах спадания спектров.

При этом, как уже отмечалось, идеализированные формы (1) и (5) справедливы только на больших масштабах времени, когда все механизмы эволюции, включая и четырех-волновые нелинейные взаимодействия, успевают полностью проявить-

ся. Такому положению соответствуют масштабы порядка тысяч периодов доминантной волны (или основной гармонике спектра) [22], когда само поле волн уже теряет стационарность описания. Таким образом, в силу естественной (в том числе и нелинейной природы) нестационарности спектра происходит закономерное смещение основного максимума, влекущее за собой и смещение хвоста спектра как целого. В таком случае, само понятие «уклона» спектра приобретает дополнительную неопределенность.

Именно все приведенные соображения и дают основания для объяснения довольно больших разбросов показателей частотного спада спектров ветровых волн (от -3 до -7 и более), наблюдаемые в специализированных экспериментах [6].

Заключение. Итог выполненной работы заключается в следующем.

Во-первых, на примере свежих данных эксперимента «Кацивели-2009» явно показано, что среди известных методов одномерного спектрального анализа наиболее информативной является оценка спектра методом авто-регрессии [1 – 3].

Во-вторых, впервые надежно установлено, что в хвостовой части спектра ветровых волн всегда имеют место достоверные локальные максимумы, расположенные в районе частот, кратных частоте пика спектра. Иными словами, имеет место тонкая структура формы спектра. Теоретической основой для интерпретации полученных наблюдений может служить работа [5].

Указан ряд причин, по которым упомянутые локальные максимумы либо не проявлялись, либо не принимались во внимание ранее. На этой основе сформулированы рекомендации по выполнению оценок спектров ветровых волн, а именно: использование АР-метода, фильтрация низких частот, ограничение масштабами стационарности.

В-третьих, полученный результат существенно меняет трактовку вопроса о механизмах формирования и о законе спада хвоста спектра. Следуя [5], можно утверждать, что на масштабах квазистационарности ветровых волн (до сотен главных периодов) форма спектра определяется «быстрыми» трехволновыми взаимодействиями, обеспечивающими формирование на хвосте спектра набора кратных гармоник такой интенсивности, которая доступна для наблюдений при типичной точности инструментальных измерений. Теоретические модели [21 – 23], предсказывающие возможность существования гладких, степенных законов спада спектров вида (1) или (5), применимы на масштабах, превышающих масштабы стационарности ветровых волн (тысячи доминантных периодов), когда использование частотного спектрального анализа теряет основания, что и подтверждается наличием тонкой структуры формы спектра.

В свете сказанного, проблема изучения и анализа закономерностей формирования и определения степенного спада хвоста спектра представляется пока еще весьма далекой от завершения и требующей дополнительного и специализированного изучения. Для этой цели потребуются дальнейшие расчеты спектров для сильно различающихся ветро-волновых условий и, возможно, даже новые эксперименты, выполненные с более высоким уровнем контроля всех параметров ветро-волновой обстановки.

В заключение автор выражает благодарность Кузнецову Ю.С. (ИО РАН, Москва) и Дулову В.А. (МГИ НАН Украины) за любезно предоставленные данные натурных измерения волнения, выполненные в совместном эксперименте «Кацивели-2009», проводившимся в рамках российско-украинских проектов Российского фонда фундаментальных исследований № 09-05-90430-Укр_ф_а и Государственного фонда фундаментальных исследований Украины № Ф28/435.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Козубская Г.И., Коняев К.В. Адаптивный спектральный анализ случайных процессов и полей // Изв. АН СССР. ФАО.– 1977.– 13, № 1.– С.61-66.
2. Кей С.М., Марпл С.Л. Современные методы спектрального анализа. Обзор // ТИЭЭР.– 1981.– 69, № 11.– С.5-51.
3. Полников В.Г. Особенности адаптивного спектрального анализа гидрофизических процессов // Тр. 5-го Всесоюзного совещания по статистической метеорологии.– Казань, 1985.– С.146-151.
4. Stokes G.G. On the theory of oscillatory waves // Trans. Cambr. Phys. Soc.– 1947.– 8.– P.441 -455.
5. Полников В.Г. Метод перенормировки в теории возмущений для случайного поля нелинейных поверхностных волн // Морской гидрофизический журнал.– 1988.– № 3.– С.34-41.
6. Rodrigues G., Soares C.G. Uncertainty in the estimation of the slope of the high frequency tail of wave spectra// Appl. Ocean Res.– 1999.– v.21.– P.207-213.
7. Давидан И.Н., Лопатухин Л.И., Рожков В.А. Ветровое волнение как вероятностный гидродинамический процесс.– Л.: Гидрометеиздат, 1978.– 286 с.
8. Phillips O.M. The equilibrium range in the spectrum of wind-generated waves // Ibid.– 1958.– 4.– P.231-245.
9. Pierson W.J., Moskowitz L. A proposed spectrum for fully developed wind seas based on the similarity theory of S.A.Kitaigorodskii // J. Geophys. Res.– 1964.– 69, № 24.– P.5181-5190.
10. Hasselmann K., Barnett T.P., Bouws E., et al. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP) // Dtsch. Hydrogr. Z.– 1973.– 8, № 12.– P.95.
11. Ефимов В.В., Полников В.Г. Численное моделирование ветрового волнения.– Киев: Наукова думка, 1991.– 240 с.
12. Komen, G., Cavaleri L., Donelan M., et al Dynamics and modelling of ocean waves.– Cambridge University Press, 1994.– 532 p.
13. Toba Y. Local balance in the air-sea boundary processes. 1. On the growth process of wind waves //J. Oceanogr. Soc. Japan.– 1972.– 28, № 3.– P.109-121.
14. Donelan M.A., Hamilton J., Hui W.H. Directional spectra of wind generated waves // Phil. Trans. R. Soc. London.– 1985.– A315.– P.509-562.
15. Phillips O.M. Spectral and statistical properties of the equilibrium range in wind-generated gravity waves // J. Fluid Mech.– 1985.– 156.– P.505-631.
16. Лейбо А.Б., Лейкин И.А. Об экспериментальном исследовании нелинейных взаимодействий в спектре ветровых волн // Докл. АН СССР.– 1981.– 258, № 5.– С.1212-1215.

17. Лейкин И.А., Показеев К.В., Розенберг А.Д. Об эффекте превышения в спектре развивающихся ветровых волн // Докл. АН СССР.– 1983.– 270, № 6.– С.1474-1478.
18. Полников В.Г., Федотов А.Б. Эффекты нелинейности в спектре поверхностных гравитационных волн // Изв. АН СССР. ФАО.– 1983.– 19, № 3.– С.330-332.
19. Weber B.L., Barric D.E. On the nonlinear theory for gravity waves on the ocean's surface. 1. Derivations // J. Phys. Oceanogr.– 1977.– 7, № 1.– P.3-10.
20. Бендат Д., Пирсон Л. Измерение и анализ случайных процессов.– М.: Мир, 1974.– 436 с.
21. Захаров В.Е., Филоненко Н.Н. Спектр энергии для стохастических колебаний поверхности жидкости // Докл. АН СССР.– 1966.– т.170, № 6.– С.1292-1295.
22. Захаров В.Е., Заславский М.М. Форма спектра энергонесущих компонент водной поверхности в слаботурбулентной теории ветровых волн // Изв. АН СССР. ФАО.– 1983.– 19, № 3.– С.282-291.
23. Kitaigorodskii S.A. On the theory of the equilibrium range in the spectrum of wind-generated gravity waves // J. Phys. Oceanogr.– 1983.– 13, № 5.– P. 816-827.

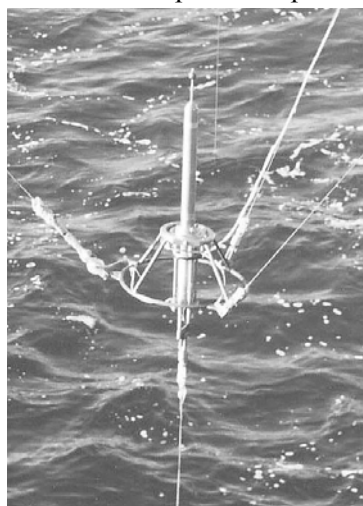
Материал поступил в редакцию 13.10.2010 г.

ПРИМЕНЕНИЕ ИЗМЕРИТЕЛЬНОГО КОМПЛЕКСА «СИГМА-1» ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ТУРБУЛЕНТНОСТИ НА ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Кратко описаны основные характеристики и особенности измерительного комплекса «Сигма-1» и методика коррекции получаемых данных. Турбулентные пульсации вектора скорости, измеряемые в координатах прибора, пересчитываются в неподвижную систему отсчета. Для устранения шумов, возникающих из-за собственных движений измерительного комплекса, используется встроенная система контроля положения прибора в пространстве и последующая фильтрация данных фильтром Винера. Показано, что указанные процедуры позволяют существенно снизить влияние собственных движений прибора на измеряемые величины пульсации скорости.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *турбулиметр, натурные измерения, коррекция, фильтр Винера.*

Необходимость точно параметризовать фундаментальные процессы, которые связывают атмосферу и океан (в первую очередь это приток энергии к океану от ветра и суммарный поток тепла через поверхность) определяет актуальность комплексных экспериментальных исследований в пограничных слоях атмосферы и океана и тщательного измерения большого количества физических характеристик в обеих средах. Для установления связи турбулентных характеристик с определяющими фоновыми процессами необходимо одновременное измерение средних и пульсационных значений гидрофизических полей. При этом происходит постоянное повышение требований к качеству и скорости приема и обработки данных.



Целью данной работы является описание основных особенностей измерителя турбулентных пульсаций вблизи поверхности моря и методов устранения искажений, вызванных влиянием собственных движений прибора.

Измерительный комплекс «Сигма-1», предназначенный для исследования турбулентных процессов в верхних слоях моря, был разработан и изготовлен в отделе турбулентности МГИ НАН Украины [1] и соответствует современным требованиям по чувствительности и точности. Для исследований в приповерхностном слое моря был создан позиционный вариант комплекса, который предназначен для работы с неподвижного основания (платформы), общий вид его представлен на рис.1, основные технические характеристики – в табл.1.

Рис.1. Общий вид измерительного комплекса «Сигма-1». Позиционный вариант.

Т а б л и ц а 1. Технические характеристики измерительного комплекса «Сигма-1».

измеряемые параметры	диапазон	разрешение	точность	частота измерений
3 комп. пульсаций скорости	± 2 м/с	10^{-3} м/с	$\pm 10 \%$	частота измерений
температура	$0 - 30$ °C	$0,001$ °C	$\pm 5 \%$	средних величин
относительная электропроводность	$0 - 0,9$	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$\pm 5 \%$	– 20 Гц, пульсаций
3 комп. линейных ускорений	$\pm 2g$	$0,002$ м/с ²	$0,002$ м/с ²	– 100 Гц
крен и дифферент	$\pm 20^\circ$	$0,01^\circ$	$\pm 1^\circ$	
азимут	$0 - 360^\circ$	10°	$\pm 5^\circ$	
давление	$0 - 1$ МПа	$5 \cdot 10^{-4}$	$\pm 1 \%$	

Чтобы свести к минимуму собственные движения прибора, была разработана конструкция подвеса, позволяющая фиксировать прибор на выбранном горизонте и при необходимости перемещать его по вертикали в диапазоне глубин $0 - 20$ м. Корпус измерителя крепится в корзине в карданном подвесе и удерживается в вертикальном положении с помощью груза, расположенного на тросе в 5 м ниже прибора. Корзина подвешивается на трех оттяжках, длина которых регулируется ручными лебедками, закрепленными на палубе.

Тем не менее, вследствие активного динамического воздействия, особенно в волновом слое, прибор совершает некоторые колебания. Для коррекции измерений пульсаций вектора скорости предлагается методика, позволяющая существенно снизить искажения, возникающие из-за движений прибора. Предлагаемые методы разрабатывались для измерительного комплекса «Сигма-1», но могут применяться и для других приборов, не связанных жестко с неподвижными основаниями и снабженных системами контроля положения и акселерометрами.

Базовым элементом комплекса является электромагнитный измеритель флуктуаций трех компонент вектора скорости течения, обладающий круговой диаграммой направленности. Чувствительный элемент этого прибора имеет форму шара диаметром $a = 3$ см, на поверхности которого расположены симметрично 8 электродов, три компоненты пульсации скорости рассчитываются по разностям потенциалов соответствующих электродов [2]. Поскольку датчик ИПВСТ (измеритель пульсаций вектора скорости течения) осуществляет измерения в системе координат прибора, а последний меняет свое положение относительно земли, требуется пересчет их в неподвижную систему координат.

Измерительный комплекс в рабочем положении обладает шестью степенями свободы: движения вдоль трех осей координат и повороты вокруг осей. При наличии в измерительной системе комплекса полного набора высокоточных датчиков, учитывающих все движения прибора, коррекция может производиться прямым учетом собственных движений [3]. Поскольку измерительный комплекс «Сигма-1» оснащен только системой контроля положения (измеряются углы крена θ и дифферента ψ отклонения условной оси прибора от вертикали и угол поворота относительно меридиана φ) и

датчиками линейных ускорений (акселерометрами), полной информации о движении прибора получить не удастся. С учетом этого, коррекция измеренных компонент пульсаций скорости производится в два этапа.

1. *Коррекция положения и ориентации комплекса.* Данные о величинах углов θ , ψ , φ , полученных с той же дискретностью 100 Гц дают возможность результаты измерений пульсаций вектора скорости течения привести к неподвижной системе координат при помощи соответствующих преобразований [1, 3]. В данном случае представляется наиболее удобным использование системы координат и углов Эйлера, предложенных С.Н.Благовецким [4]. Такой выбор углов позволяет соответствующим изменением их величины придать прибору любое положение в пространстве, причем изменение одного угла не влияет на величину других углов и новое положение прибора не зависит от порядка изменения углов [4]. Схематично прибор и система координат изображены на рис.2.

Перевод в неподвижную систему отсчета производится с помощью матрицы преобразований

$$\mathbf{V} = \mathbf{A}\mathbf{V}', \quad (1)$$

где $\mathbf{V}'$ – вектор скорости в координатах прибора, $\mathbf{V}$ – в неподвижной системе координат,

$$\mathbf{A} = \begin{pmatrix} \cos\psi \cos\varphi & \sin\theta \sin\psi \cos\varphi - \cos\theta \sin\varphi & \cos\theta \sin\psi \cos\varphi + \sin\theta \sin\varphi \\ \cos\psi \sin\varphi & \sin\theta \sin\psi \sin\varphi + \cos\theta \cos\varphi & \cos\theta \sin\psi \sin\varphi - \sin\theta \cos\varphi \\ -\sin\psi & \sin\theta \cos\psi & \cos\theta \cos\psi \end{pmatrix}. \quad (2)$$

2. *Коррекция колебаний.* Оснащение комплекса датчиками ускорений – акселерометрами – дает возможность соответствующей обработкой данных существенно уменьшить влияние собственных движений прибора на измеренные пульсации скорости. Для этой цели применяется фильтрация исходных данных фильтром Винера, идея которого состоит в следующем.

Предположим, что исходный сигнал и аддитивный шум – стационарные, линейные стохастические процессы с известными спектральными характеристиками или известными автокорреляционной и кросс-корреляционной функциями. Стоит задача применить линейную фильтрацию к зашумленным данным, чтобы получить на выходе фильтра сигнал, в котором шум минимизирован в соответствии с неким статистическим критерием. В данном случае используется критерий минимальной среднеквадратичной ошибки, которая определяется как разность между неким желаемым откликом и фактическим сигналом на выходе фильтра. Для стационарного случая это решение известно как фильтр Винера [5], блок-схема которого представлена на рис.3.

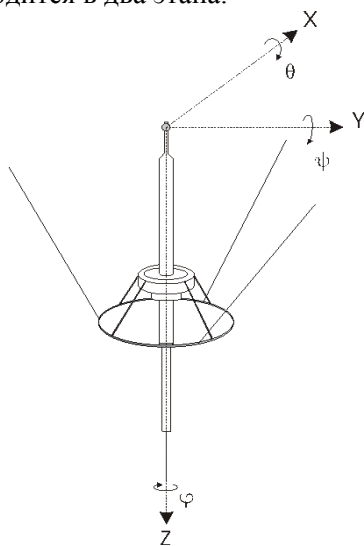


Рис. 2. Схематичное изображение измерительного комплекса «Сигма-1» и связанная с ним система координат.

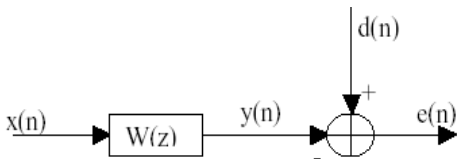


Рис. 3. Блок-схема линейного дискретного по времени фильтра $W(z)$ для оценки искомого сигнала $d(n)$, основанной на исходном сигнале $x(n)$, $y(n)$ – выходной сигнал фильтра, $e(n)$ – оценка ошибки.

Мы предполагаем, что исходный сигнал $x(n)$ и искомым сигнал $d(n)$ – случайные процессы (дискретные во времени сигналы), $y(n)$ – выходной сигнал фильтра, $e(n)$ – оценка ошибки. Чтобы найти оптимальные параметры фильтра, требуется выбрать характеристическую функцию. При выборе нужно учитывать, что характеристическая функция должна:

- 1) быть математически трактуема;
- 2) иметь предпочтительно один минимум, чтобы параметры оптимального фильтра можно было выбрать однозначно.

В фильтре Винера характеристическая функция выбирается как

$$\xi = E[e(n)]^2. \quad (3)$$

Это так называемый критерий среднеквадратичной ошибки. Схема применения фильтра Винера приведена на рис.4.

Обозначим

$$\bar{W} = [w_0 \quad w_1 \dots w_{N-1}]^T, \quad \bar{X}(n) = [x_n \quad x_{n-1} \dots x_{n-N+1}]^T. \quad (4)$$

Выходной сигнал

$$y(n) = \sum_{i=0}^{N-1} w_i \cdot x(n-i) = \bar{W}^T \cdot \bar{X}(n) = \bar{X}^T(n) \cdot \bar{W}. \quad (5)$$

Таким образом, мы можем записать

$$e(n) = d(n) - y(n) = d(n) - \bar{X}^T(n) \cdot \bar{W}. \quad (6)$$

Тогда характеристическая функция

$$\begin{aligned} \xi &= E[e^2(n)] = E[(d(n) - \bar{W}^T \bar{X}(n))(d(n) - \bar{X}^T(n) \bar{W})] = \\ &= E[d^2(n)] - \bar{W}^T E[\bar{X}(n)d(n)] - E[\bar{X}^T(n)d(n)] \bar{W} + \bar{W}^T E[\bar{X}(n)\bar{X}^T(n)] \bar{W}. \end{aligned} \quad (7)$$

Определим взаимно-корреляционный вектор как

$$\bar{P} \equiv E[\bar{X}(n)d(n)] = [p_0 \quad p_1 \quad \dots \quad p_{N-1}]^T. \quad (8)$$

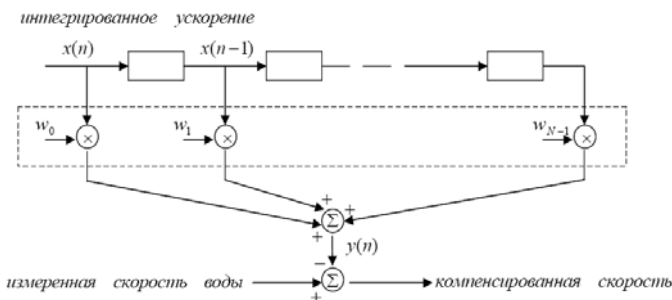


Рис. 4. Применение фильтра Винера N -го порядка для компенсации собственных движений прибора.

и $N \times N$ автокорреляционную матрицу

$$R \equiv E[\bar{X}(n)\bar{X}^T(n)] = \begin{bmatrix} r_{00} & r_{01} & \cdots & r_{0,N-1} \\ r_{10} & r_{11} & & r_{1,N-1} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ r_{N-1,0} & r_{N-1,1} & \cdots & r_{N-1,N-1} \end{bmatrix}. \quad (9)$$

Отметим, что

$$\begin{aligned} E[d(n)\bar{X}^T(n)] &= \bar{P}^T \\ \bar{W}^T \bar{P} &= \bar{P}^T \bar{W} \end{aligned}.$$

Тогда мы получим

$$\xi = E[d^2(n)] - 2\bar{W}^T \bar{P} + \bar{W}^T R \bar{W}. \quad (10)$$

Уравнение (10) является квадратичной функцией вектора $\bar{W}$ с одним глобальным минимумом. R должна быть положительно определенной матрицей, для того чтобы иметь единственную точку минимума в w -пространстве.

Чтобы получить набор весов в векторе $\bar{W}$, который минимизирует характеристическую функцию, приравниваем производную от (10) нулю:

$$\frac{\partial \xi}{\partial w_i} = 0, \quad i = 0, 1, \dots, N-1. \quad (11)$$

Уравнение (10) может быть переписано в виде

$$\xi = E\left[d^2(n) - 2\sum_{l=0}^{N-1} p_l w_l + \sum_{l=0}^{N-1} \sum_{m=0}^{N-1} w_l w_m r_{lm}\right]. \quad (12)$$

В свою очередь последний член в правой части (12) может быть расписан как

$$\sum_{l=0}^{N-1} \sum_{m=0}^{N-1} w_l w_m r_{lm} = \sum_{l=0}^{N-1} \sum_{\substack{m=0 \\ l \neq i}}^{N-1} w_l w_m r_{lm} + w_i \sum_{\substack{m=0 \\ l \neq i}}^{N-1} w_m r_{im} + w_i^2 r_{ii}. \quad (13)$$

Тогда мы получим

$$\frac{\partial \xi}{\partial w_i} = -2p_i + \sum_{l=0}^{N-1} w_l (r_{li} + r_{il}), \quad i = 0, 1, 2, \dots, N-1. \quad (14)$$

Приравнявая $\frac{\partial \xi}{\partial w_i} = 0$, будем иметь

$$\sum_{l=0}^{N-1} w_l (r_{li} + r_{il}) = 2p_i. \quad (15)$$

Учитывая свойство симметричности автокорреляционной матрицы действительного сигнала, т.е. $r_{li} = r_{il}$, уравнение (15) приведет к виду

$$\sum_{l=0}^{N-1} r_{il} w_l = p_i \quad i = 0, 1, 2, \dots, N-1.$$

В матричной записи $R\bar{W}_{op} = \bar{P}$, (16)

где $\bar{W}_{op}$ – оптимальный вектор весовых коэффициентов. Уравнение (16) известно как уравнение Винера-Хопфа, которое имеет решение

$$\bar{W}_{op} = R^{-1} \bar{P}. \quad (17)$$

Предполагается, что R имеет обратную матрицу. Минимальная величина ошибки

$$\xi_{\min} = E[d^2(n)] - \bar{W}_{op}^T \bar{P} = E[d^2(n)] - \bar{W}_{op}^T R \bar{W}_{op} \quad (18)$$

или
$$\xi_{\min} = E[d^2(n)] - \bar{P}^T R^{-1} \bar{P}. \quad (19)$$

В частотной области фильтрация будет происходить следующим образом. Пусть $x(t)$ – сигнал, содержащий искажения $a(t)$, $u(t)$ – искомый сигнал, так что

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} a(t-\tau)u(\tau)d\tau \quad \text{или} \quad X(f) = A(f) \cdot U(f), \quad (20)$$

где X, A, U – Фурье преобразования x, a и u .

Кроме искажения сигнала в измерениях содержится неизвестный шум $n(t)$:

$$c(t) = x(t) + n(t). \quad (21)$$

В отсутствии шумов $U(f) = X(f)/A(f)$. Чтобы восстановить сигнал (обратить свертку $c(t)$) необходимо найти оптимальный фильтр $w(t)$ или $W(f)$ такой, чтобы оценка сигнала $\tilde{u}(t)$ как можно меньше отличалась от искомого сигнала $u(t)$:

$$\tilde{U}(f) = \frac{C(f)W(f)}{A(f)}, \quad (22)$$

т.е.
$$\int_{-\infty}^{\infty} |\tilde{U}(f) - U(f)|^2 df \rightarrow \min. \quad (23)$$

Подставляя в (23) выражения из (20) – (22), получим

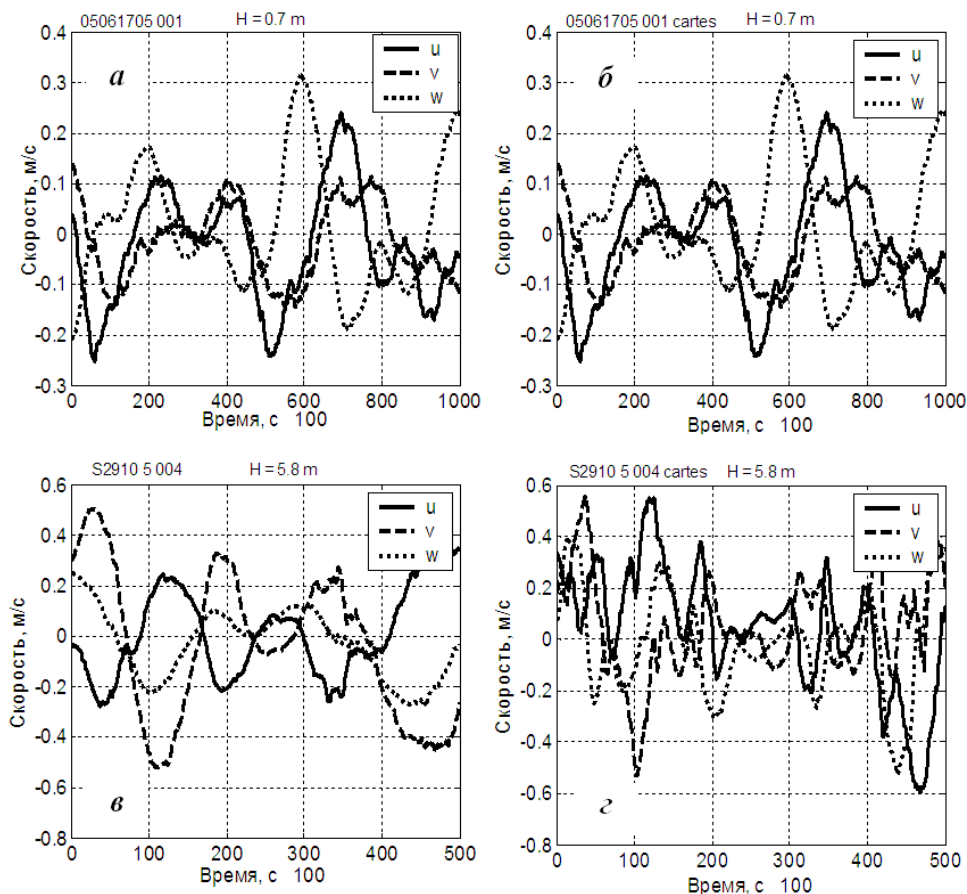
$$\int_{-\infty}^{\infty} |A(f)|^{-2} |X(f)|^2 |1 - W(f)|^2 + |N(f)|^2 |W(f)|^2 df. \quad (24)$$

Отсюда оптимальный фильтр определится как

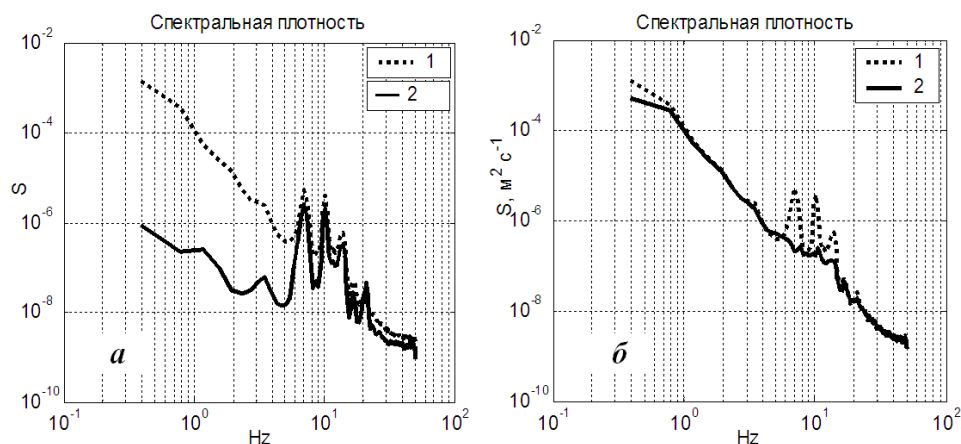
$$W(f) = \frac{|X(f)|^2}{|X(f)|^2 + |N(f)|^2}. \quad (25)$$

Здесь $|X(f)|^2 + |N(f)|^2 \approx |C(f)|^2$, где $|X(f)|^2$, $|N(f)|^2$ и $|C(f)|^2$ – спектры мощностей $x(t)$, $n(t)$ и $c(t)$ соответственно.

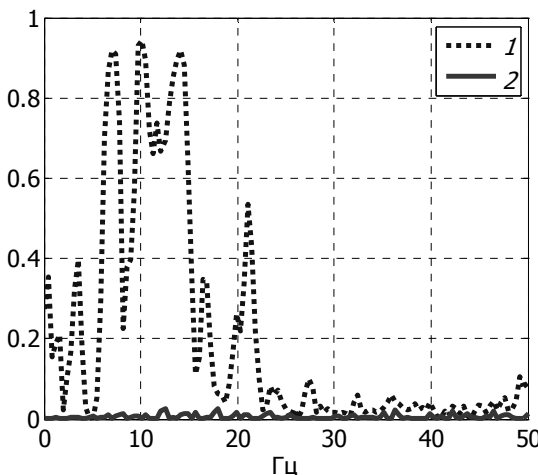
Применение процедур коррекции. Применение к данным измерительного комплекса «Сигма-1» процедуры пересчета компонент пульсаций скорости в неподвижную систему координат показало, что различие начинает проявляться, когда углы наклона (крен и дифферент) прибора превышают 2 – 3°. Такие отклонения от вертикали обычно наблюдаются только в самом верхнем слое на глубинах, где ощутимо влияние поверхностных волн. На рис.5



Р и с . 5 . Пример пересчета величин пульсаций скорости в неподвижную систему координат по формуле (1): до и после пересчета при малых (*a*, *б*) и больших (*в*, *г*) углах отклонения прибора от вертикали.



Р и с . 6 . Спектральная плотность горизонтальной компоненты пульсации скорости и интегрированного ускорения: (*a*) 1 – скорость, 2 – интегрированное ускорение; (*б*) 1 – исходная скорость, 2 – после применения фильтра Винера.



Р и с . 7 . Функция когерентности между компонентой скорости и интегрированным ускорением до (1) и после (2) фильтрации.

рис.6 и 7. На рис.6 представлены спектры одной компоненты пульсации скорости (в данном случае – вдоль оси x) до и после применения фильтрации. Хорошо видно, что пики, вызванные собственными колебаниями прибора на частотах 7, 10 и 10,5 Гц почти полностью устраняются после фильтрации.

На рис.7 показана когерентность этой же компоненты скорости с интегрированным ускорением до и после фильтрации. Как видно из рисунка, когерентность между измеренной компонентой скорости и интегрированным ускорением в исходных данных весьма высокая, фильтрация же приводит к тому, что когерентность между компенсированной скоростью и интегрированным ускорением практически исчезает.

Таким образом, можно сделать вывод, что описанная процедура обработки измеренных величин пульсаций вектора скорости позволяет существенно снизить влияние собственных движений измерительного комплекса и в результате получить достаточно «чистые» данные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Самодуров А.С. и др. Измерительный комплекс «Сигма-1» для исследования мелкомасштабных характеристик гидрофизических полей в верхнем слое моря // Морской гидрофизический журнал.– 2005.– № 5.– С.60-71.
2. Дыкман В.З., Ефремов О.И. Электромагнитный датчик для измерения флуктуаций вектора скорости течения // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2000.– С.318-324.
3. Anctil F., Donelan M.A., Drennan W.M., Graber H.C. Eddy-correlation measurements of air-sea fluxes from a discus buoy // J. Atm. and Ocean. Techn.– 1994.– 11, № 6.– P.1144-1150.
4. Справочник по теории корабля / Под ред. Я.И. Войткунского. Т. 2.– Л.: Судостроение, 1985.– 440 с.
5. Farhang-Boroujeny B. Adaptive filters, theory and applications.– Wiley, 1999.– 321 p.

Материал поступил в редакцию 6.10.2010 г.

М.В.Шокуров*, С.Ю.Артамонов*, И.Н.Эзау**

**Морской гидрофизический институт НАН Украины, г.Севастополь*

***Nansen Environmental and Remote Sensing Center, Bergen, Norway*

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ В РАЙОНЕ ПЛАТФОРМЫ В КАЦИВЕЛИ ДЛЯ ПЛАНИРОВАНИЯ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ НАТУРНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Освещена возможность использования численных моделей атмосферы для планирования и интерпретации натурных экспериментов на платформе в Кацивели. Описаны атмосферные модели двух типов, освоенные в МГИ НАН Украины и адаптированные к региону Черного моря: мезомасштабные модели *MM5* и *WRF* и модель больших вихрей *LESNIC*. Приведены результаты сравнения расчетов мезомасштабных моделей с измерениями. Описаны результаты тестирования модели *LESNIC*.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *мезомасштабные атмосферные модели, LES-модели, атмосферный пограничный слой, стационарная океанографическая платформа.*

За последние годы в Морском гидрофизическом институте (МГИ) НАН Украины в отделе взаимодействия атмосферы и океана были освоены и адаптированы для региона Черного моря мезомасштабные атмосферные модели *MM5* и *WRF* [1, 2]. Эти модели использовались и продолжают использоваться для оперативного прогноза атмосферы в Черноморском регионе, для выполнения регионального реанализа атмосферной циркуляции для климатических исследований, а также для детального изучения отдельных синоптических ситуаций. Опыт нескольких лет показал, что оперативный прогноз с разрешением 10 км и заблаговременностью 3 суток имеет высокую достоверность для Черноморского региона в целом.

Однако прогноз с разрешением 10 км в окрестности берега, в областях с крутых рельефом, в частности для района кацивельской платформы оказывается недостаточно удовлетворительным. Причина в том, что для детального и реалистичного описания обтекания Крымских гор, расположенных рядом с платформой, модель должна иметь более высокое пространственное разрешение. Одним из основных ограничений для увеличения разрешения мезомасштабных моделей *MM5* и *WRF* является параметризация физических процессов в атмосферном пограничном слое. Типичный размер наиболее крупных турбулентных вихрей в атмосферном пограничном слое составляет около 1 км, эти вихри в мезомасштабных моделях не описываются явно, а параметризуются. Поэтому нет смысла делать шаг сетки меньше размеров параметризованных вихрей.

Для более детального моделирования атмосферного пограничного слоя традиционно используются модели больших вихрей (*LES – Large Eddy Simulation*). В МГИ инсталлирована *LES-модель LESNIC* [3], разработанная И.Эзау в Норвегии. В качестве граничных условий для *LES-модели* можно использовать результаты расчета по мезомасштабной модели с максимальным разрешением 1 км.

Комплекс описанных моделей может быть использован, чтобы повысить эффективность экспериментальных работ на стационарной океанографической платформе в пгт.Кацивели. С одной стороны, мезомасштабные модели позволяют планировать экспедиционные работы и выбирать метеорологическую ситуацию для проведения целенаправленных экспериментов. Например, если наблюдателя интересует ситуация типичная для открытой части моря, то эксперименты надо проводить при ветре, направленном с моря, а если интересует ситуация обтекания гор воздушным потоком, то можно спланировать эксперимент, выбрав северный ветер. С другой стороны, для интерпретации экспериментов целесообразно использовать модель *LESNIC*, работающую сопряженно с мезомасштабной моделью.

Цель данной работы – показать возможности комплекса моделей. Ниже будет дано описание структуры моделей и обзор физических процессов, ими учитываемых. Будут представлены результаты тестовых расчетов, показывающие работоспособность моделей и возможности их применения для района и условий стационарной океанографической платформы в пгт.Кацивели.

Структура и возможности атмосферных моделей. Мезомасштабные модели *MM5* и *WRF*. Мезомасштабные атмосферные модели *MM5* и более современный вариант *WRF* [1, 2] разрабатывались Национальным Центром Атмосферных Исследований США (*NCEP/NCAR – National Center for Environmental Prediction / National Centers of Atmospheric Research*) как для научных исследований мезомасштабных атмосферных явлений, так и для выполнения оперативных прогнозов и региональных реанализов. Диапазон пространственных масштабов, описываемых мезомасштабными моделями, и не описываемых глобальными атмосферными моделями – от 1 до 30 км.

Модель состоит из гидродинамического блока, содержащего уравнение Навье-Стокса с учетом силы Кориолиса, уравнение неразрывности, уравнение переноса тепла и уравнение состояния воздуха.

К гидродинамическому блоку добавляются физические блоки, зависящие от гидродинамических переменных и в свою очередь сами влияющие на них. Можно выделить шесть основных физических процессов, для каждого из которых выписываются дополнительные уравнения. Это перенос инфракрасного и видимого солнечного излучения, процесс формирования облачности и осадков, кучевая конвекция, турбулентные потоки импульса тепла и влаги в атмосферном пограничном слое и в приземном слое, и перенос тепла и влаги в верхнем слое почвы.

Каждая физическая параметризация в моделях *MM5* и *WRF* программно реализована в нескольких вариантах, например параметризация пограничного слоя в модели *MM5* может быть выбрана от наиболее ранней параметризации Блакадара начала 70-х гг. до наиболее современной модели пограничного слоя *Pleim-Xiu*. То же самое относится и к модели *WRF* и к другим физическим процессам. Детальное описание всех вариантов параметризаций представлено в обширной литературе и в документации моделей [1, 2]. Результатом такого разнообразия является необходимость выбора набора параметризаций, наиболее подходящих для данного региона. Эта задача неоднократно обсуждалась в публикациях, основным критерием для выбора параметризаций является сравнение с измерениями, с натурными данными.

Стандартные измерения, выполняемые на метеостанциях, предназначены для усвоения и валидации в глобальных прогностических моделях, описывающих синоптические пространственные масштабы, и неудовлетворительны для адекватного представления мезомасштабных процессов. Целенаправленные эксперименты на платформе в пгт.Кацивели могли бы быть хорошей возможностью для региональной валидации мезомасштабных моделей и выбора наилучших вариантов параметризаций.

Для выполнения расчетов с использованием региональных мезомасштабных моделей необходимо задавать начальные условия во всем регионе и граничные условия на боковых границах региона и на подстилающей поверхности океана (моря). В настоящее время такие данные, как оперативного прогноза, так и исторического реанализа, имеются во всех мировых прогностических центрах погоды, например *NCEP/NCAR* или *ECMWF* (*European Center for Medium range Weather Forecast*). Однако в открытом доступе представлены только данные *NCEP/NCAR*. Разрешение современного оперативного прогноза *NCEP/NCAR* составляет $0,5^\circ$ по горизонтали и 47 уровней по вертикали, с шагом по времени 3 часа. Задачей региональных моделей является расчет мезомасштабных процессов с масштабом менее 50 км.

Модель больших вихрей LESNIC. Модели больших вихрей в атмосфере после пионерских работ Дирдорфа [4] и Лилли [5] по мере развития компьютерной техники стали широко используемым инструментом, как для теоретического исследования атмосферного пограничного слоя, так и для интерпретации экспериментальных данных.

В атмосферных моделях больших вихрей численно решается стандартный набор уравнений гидродинамики, как правило, в приближении Буссинеска. Движения с пространственными масштабами, которые больше шага сетки, описываются явно, подсеточные же масштабы параметризуются. За время развития *LES*-моделей методы параметризации подсеточных процессов претерпели развитие от простой параметризации Смагоринского, использованной Дирдорфом [4], до наиболее современных.

LES-модель *LESNIC* [3] была создана для исследования турбулентного атмосферного пограничного слоя. Модель основана на фильтрованных уравнениях Навье-Стокса для движения несжимаемой жидкости в приближении Буссинеска при больших числах Рейнольдса. Подсеточные мелкомасштабные турбулентные движения параметризуются с помощью современной динамической смешанной схемы замыкания.

Техника *LES* постепенно становится популярным инструментом для исследования турбулентных течений в атмосфере и океане. *LES* модели имеют несколько важных преимуществ. Во-первых, они намного дешевле и проще для использования, чем натурные измерения. Во-вторых, они обеспечивают полную структуру трехмерных гидродинамических полей при полностью контролируемых внешних условиях. В-третьих, они более доступны в том смысле, что их можно использовать в условиях, в которых натурные измерения выполнить трудно. И наконец, *LES* модели очень полезны для концептуального понимания атмосферных процессов. Действительно, тот или иной физический процесс может быть легко

исключен из рассмотрения в модели, следовательно, роль различных процессов может быть идентифицирована.

Исторически первые LES модели рассматривали осреднение по объему для разделения крупномасштабных движений, которые являются точным решением дискретных уравнений Навье-Стокса на сетке, и подсеточных движений, которые неизвестны. Однако подсеточные движения должны быть параметризованы с использованием каких-то априорных предположений о структуре мелкомасштабных движений. Используя этот подход, Дирдорфф [4] выполнил первые расчеты для нейтрального и неустойчивого атмосферных погранслоев.

Успех LES-моделей в моделировании конвективного и нейтрального атмосферных пограничных слоев значительно улучшил понимание атмосферной турбулентности. В частности, эти исследования показали роль нелокальных турбулентных процессов в поддержании организованных турбулентных движений в атмосфере [6].

Устойчивый пограничный слой моделировать значительно сложнее из-за подавления вертикальных движений устойчивой стратификацией, а значит, необходимости использования более мелкой сетки. Сложности в этом случае связаны также с возбуждением внутренних гравитационных волн [7, 8].

Позже Leonard [9] предложил более строгое формальное разделение масштабов с помощью процедуры фильтрации. Идея состояла в том, чтобы применить фильтрацию к исходным уравнениям Навье-Стокса и получить в результате уравнения для крупных масштабов, в которые входит дополнительный член, связывающий явно крупные и мелкие масштабы. Важно, что при таком подходе взаимодействие между крупными и мелкими масштабами явно выражается через крупномасштабное движение.

Прогресс в понимании турбулентности вместе с дальнейшим развитием подхода с использованием фильтрации привели в результате к новому классу схем замыкания – динамических турбулентных замыканий [10, 11]. Такие замыкания в последнее время успешно использовались не только в инженерных расчетах турбулентных течений, но и в LES моделях атмосферного пограничного слоя [12, 13]. Модель *LESNIC* использует один из вариантов динамического замыкания – так называемую динамическую смешанную схему турбулентного замыкания.

Ниже приводится краткое описание основных уравнений модели. Математическая техника LES основана на сворачивании уравнений Навье-Стокса с некоторым пространственным фильтром. Уравнения Навье-Стокса для несжимаемой жидкости в приближении Буссинеска имеют следующий вид:

$$\frac{\partial u^l_i}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x_j} \left(u^l_i u^l_j + \tau_{ij} + p^l \delta_{ij} \right) - f \omega_j \delta_{ij} - g \beta \beta^l \delta_{i3},$$

$$\frac{\partial u^l_i}{\partial x_i} = 0, \quad \frac{\partial \Theta^l}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x_j} \left(\Theta^l u^l_j + \tau_{\Theta j} \right).$$

Здесь используются обозначения $\delta_{ij} = 1$ при $i = j$ и $\delta_{ij} = 0$ при $i \neq j$, и подразумевается суммирование по повторяющимся индексам.

Верхний индекс l используется для обозначения разрешенных переменных, индекс L – для переменных, отфильтрованных с помощью более грубого фильтра

$$u^{l_i} = \int_a^b u_i(x'_j) G_{\Delta}(x_j - x'_j) dx'_j, \quad u^{L_i} = \int_a^b u_i(x'_j) G_{0\Delta}(x_j - x'_j) dx'_j, \\ a = x_j - \Delta_j / 2, \quad b = x_j + \Delta_j / 2.$$

Индекс s используется для обозначения подсеточных величин $u^s_i = u_i - u^{l_i}_i$. Здесь $x_j = (x, y, z)$ оси декартовой системы координат, направленные на восток, север и вертикально вверх соответственно, $u_i = (u, v, w)$ – компоненты скорости и $\Delta_j = (\Delta_x, \Delta_y, \Delta_z)$ – шаг сетки. Разрешенная потенциальная температура Θ и разрешенное динамическое давление p' определяются аналогичным образом. Используется следующий фильтр Гаусса:

$$G_{a\Delta}(x_j - x'_j) = \sqrt{\frac{6}{\pi(a\Delta_j)^2}} \exp\left(-\frac{6(x_j - x'_j)^2}{(a\Delta_j)^2}\right).$$

Вертикальная и горизонтальные компоненты скорости вращения Земли учитываются в параметре Кориолиса, $f = 2\Omega \sin\varphi$, где $\Omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ – угловая скорость вращения Земли, φ – широта. Компоненты силы Кориолиса имеют следующий вид:

$$f\omega_j = f \left\{ \left(u^{s_2} - u^{l_2} - u^{l_3} \operatorname{ctg}\varphi \right), \left(-u^{s_1} + u^{l_1} \right), u^{l_1} \operatorname{ctg}\varphi \right\}.$$

В средних и высоких широтах средний градиент давления связан с геострофическим ветром следующим образом:

$$u^{s_i} = 1/f \cdot \left(-\frac{\partial P}{\partial y}, \frac{\partial P}{\partial x}, 0 \right).$$

Коэффициент теплового расширения $\beta = 0,003 \text{ K}^{-1}$ ускорение свободного падения $g = 9,81 \text{ м/с}^2$.

Важной составляющей техники *Large Eddy Simulation* является подсеточное турбулентное замыкание. В данном *LES*-коде используется динамическое смешанное замыкание [19]:

$$\tau_{ij} = \left\{ \overline{(u_i u_j)} - (\overline{u_i})(\overline{u_j}) \right\} + \left\{ -2l^2 s |S_{ij}| S_{ij} \right\}, \\ S_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), \quad \tau_{\Theta j} = -2\operatorname{Pr}_t^{-1} l^2 s |S_{ij}| \frac{\partial \Theta}{\partial x_j}.$$

Здесь Pr_t – эмпирическое турбулентное число Прандтля [20].

На верхней границе задаются условия скольжения:

$$\nabla_z u_i = \nabla_z \Theta = \nabla_z p = 0, \quad \omega = 0.$$

Для выбора условий на нижней границе считается, что профиль скорости между поверхностью и самым нижним расчетным уровнем логарифмический:

$$\tau_{i3} = (k|u_i(z = \Delta_z / 2) \ln(\Delta_z / 2z_0)|)^2, \quad \tau_{i1} = \tau_{i2} = 0,$$

где $\Delta_z/2$ – первый расчетный уровень. По горизонтали задаются дважды периодические граничные условия.

Модель *LESNIC* уже многократно использовалась для решения самых разных задач [14 – 17], результаты моделирования также были представлены в международном проекте взаимного сравнения атмосферных *LES*-моделей [18].

Оценки качества моделирования. *Мезомасштабные модели* используются многими научными и гидрометеорологическими организациями во всем мире. Для региона Черного моря первый опыт такого использования был сделан в отделе взаимодействия атмосферы и океана МГИ для оперативного трехсуточного прогноза. Результаты прогноза ежедневно представляются в графической и цифровой форме в Интернет <http://vao.hydrophys.org>. Еще одно направление использования мезомасштабных моделей связано с выполнением регионального реанализа, необходимого для климатических исследований.

Валидация региональных оперативных прогнозов и регионального реанализа по различным доступным данным измерений, как стандартных метеорологических, так и спутниковых, показала, что качество прогноза или анализа в целом удовлетворительное за исключением прибрежных или береговых районов, или в окрестности гор. На рис.1 показано для примера поле ветра над Черным морем, рассчитанное по модели оперативного прогноза с разрешением 10 км. На рис.2 представлено поле ветра по измерениям спутниковым скаттерометром *QuikSCAT* за тот же срок. Можно видеть соответствие приведенных полей.

Стандартные метеонаблюдения, выполняемые на метеостанциях ВМО, с шагом по времени 3 ч и даже наблюдения на метеостанциях в аэропортах с шагом по времени 30 мин, явно недостаточны для валидации моделей мезомасштабных процессов. В данной работе для сравнения с модельными расчетами были использованы результаты метеоизмерений, выполненных на платформе в пгт.Кацивели в промежуток времени 31 октября – 2 ноября 2009 г. сотрудниками лаборатории Прикладной физики моря МГИ. На рис.3 – 4 представлены измеренные скорость и направление ветра, которые были усреднены по девятиминутным интервалам.

Моделирование было выполнено с использованием модели *WRF* в следующих трех конфигурациях. В первой конфигурации использовалось два домена: основной с шагом 27 км и вложенный в него домен с шагом 9 км. Граничные условия из оперативного анализа *NCEP/NCAR* усваивались на границе основного домена. Вторая конфигурация отличалась тем, что внутри 9-ти км домена был вложен домен с разрешением 3 км. И наконец, в третьей конфигурации был добавлен самый маленький однокилометровый домен. Расположение доменов указано на рис.5.

Детальный анализ расчетов показывает, что причиной полученной в измерениях изменчивости ветра на временном масштабе от нескольких минут до нескольких часов для платформы в пгт.Кацивели является нестационарное обтекание Крымских гор воздушным потоком с образованием теневых штилевых областей, вихрей, прибрежных струй с характерными пространственными масштабами порядка нескольких километров. На рис.6 для иллюстрации приведено одно из полей скорости ветра, рассчитанных с разрешением 1 км.

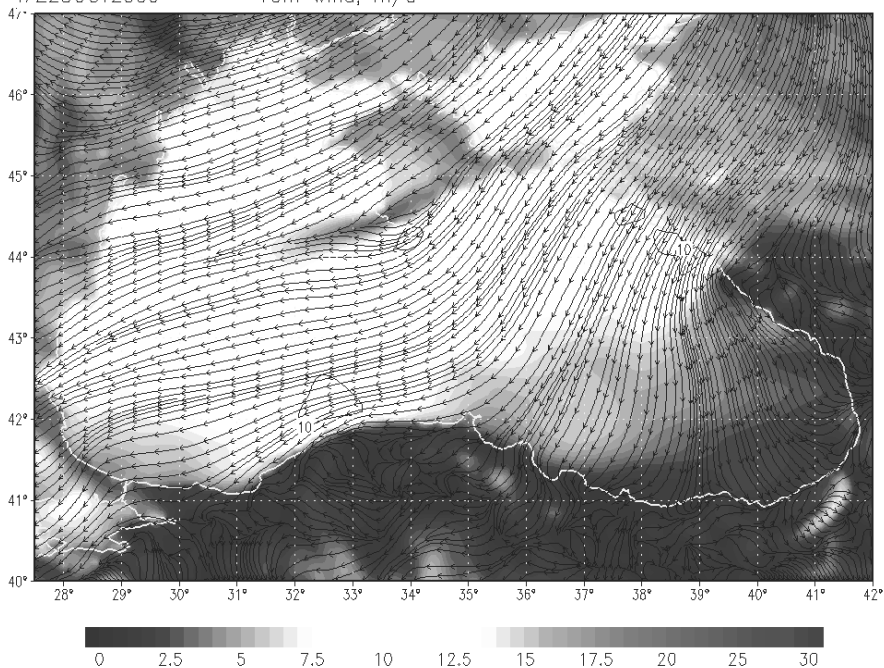


Рис. 1. Скорость ветра на высоте 10 м в регионе Черного моря по данным оперативного прогноза на срок 17:00 UTC 25 октября 2009 г. Модель MM5 с разрешением 10 км.

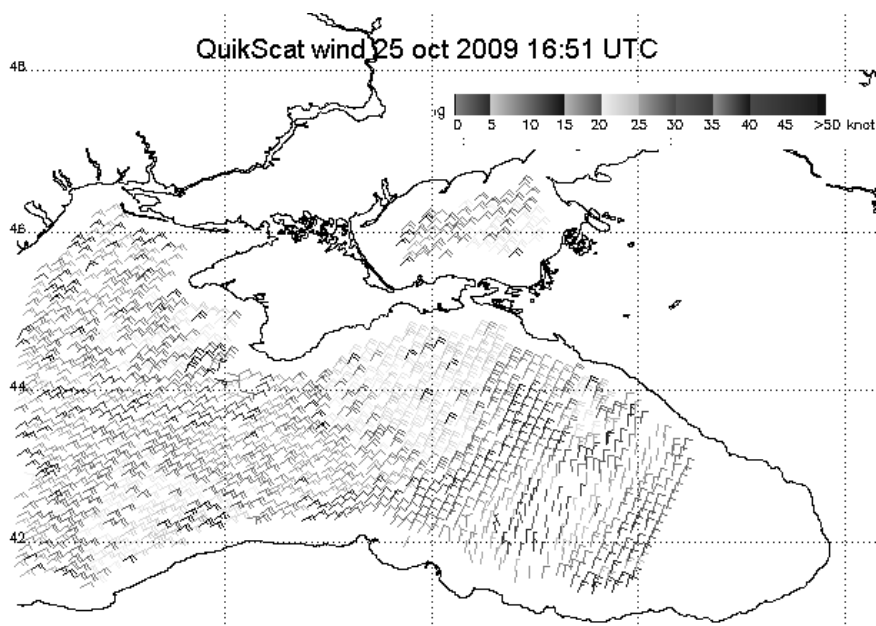
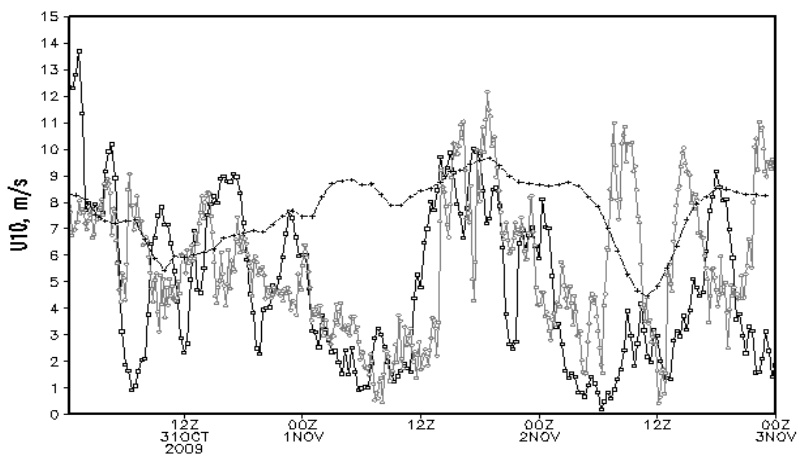
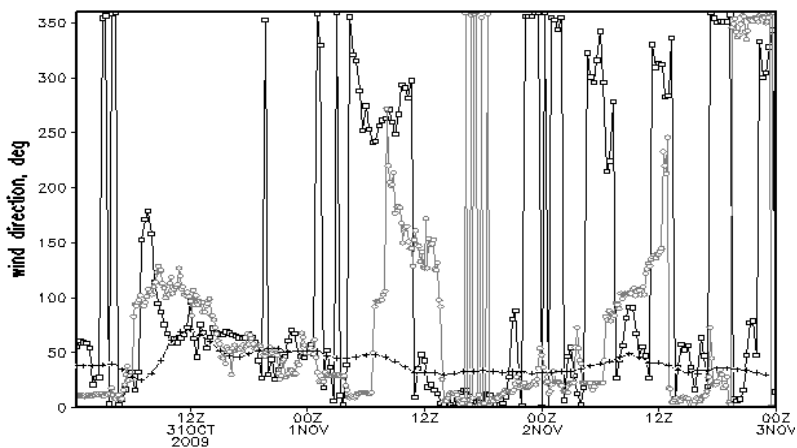


Рис. 2. Скорость ветра на высоте 10 м в регионе Черного моря по данным спутникового скаттерометра QuikSCAT на срок 16:51 UTC 25 октября 2009 г. Горизонтальное разрешение 12,5 км.



Р и с . 3 . Модуль скорости ветра по натурным измерениям (серый, кружки) и по результатам моделирования с различным разрешением 1 км (черный, квадратики) и 9 км (черный, крестики).



Р и с . 4 . Направление ветра по натурным измерениям (серый, кружки) и по результатам моделирования с разрешением 1 км (черный, квадратики) и 9 км (черный, крестики).

Следует отметить, что нельзя ожидать точного и детального воспроизведения региональной моделью каждого отдельного мезомасштабного образования – вихря, струи, теневой зоны. Для синоптических масштабов точное воспроизведение глобальными моделями синоптических процессов обеспечивается усвоением данных глобальной сети наблюдений с характерным расстоянием между станциями порядка нескольких десятков километров и шагом по времени три или даже шесть часов. Реализация такого подхода для мезомасштабного моделирования, по-видимому, в настоящее время нереальна, поскольку сеть измерений должна быть гораздо более густой с расстоянием между станциями порядка нескольких километров и измерения должны выполняться чаще, с дискретностью до 10 мин.

На рис.3 – 4 приведены также результаты моделирования – направление и скорость ветра для платформы в пгт.Кацивели для третьей и первой

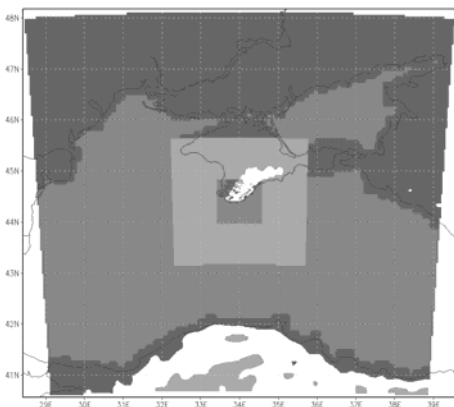


Рис. 5. Расположение 9-ти, 3-х и 1 км доменов модели *WRF*.

конфигураций соответственно. Из этого рисунка ясно, что разрешение 9 км явно недостаточно для *правильного воспроизведения* в модели поля скорости ветра, а разрешение 1 км является вполне удовлетворительным.

Модель *LESNIC* была установлена в МГИ и скомпилирована в операционной системе *LINUX* в 2010 г. Для выполнения тестовых расчетов с усвоением измерений профилей ветра и температуры были использованы данные из архива российско-американской научной экспедиции в море Лаптевых, выпол-

ненной в рамках арктического проекта АВЛАП/*NABOS*-2009 (АВЛАП – атлантические воды в море Лаптевых, *NABOS* – *Nansen and Amundsen Basins Observational System*), предоставленного И.А.Репиной (ИФА РАН).

Для тестовых расчетов была выбрана прямоугольная область с горизонтальными размерами $L_x = L_y = 4$ км, вертикальным размером $L_z = 1$ км. Была выбрана сетка с числом точек $N_x = 128$, $N_y = 128$, $N_z = 64$. Таким образом, шаг по горизонтали составил 31,2 м, по вертикали 15,6 м. Граничные условия по горизонтали были периодическими. Граничные условия по вертикали: для импульса – условие скольжения на верхней границе и сшивка с логарифмическим слоем на нижнем уровне модели; для температуры – нулевой поток тепла на верхней границе и фиксированная температура поверхности на нижней границе.

Начальные профили горизонтальных компонент скорости и температуры (рис.7) были взяты из Архива проекта *NABOS* 2009. Модель считалась на срок 3 часа, шаг по времени в процессе счета выбирался автоматически по критерию Куранта-Фридрихса-Леви.

В процессе расчета за 3 часа сформировался неустойчивый турбулентный пограничный слой. На рис.8 представлена зависимость толщины атмосферного пограничного

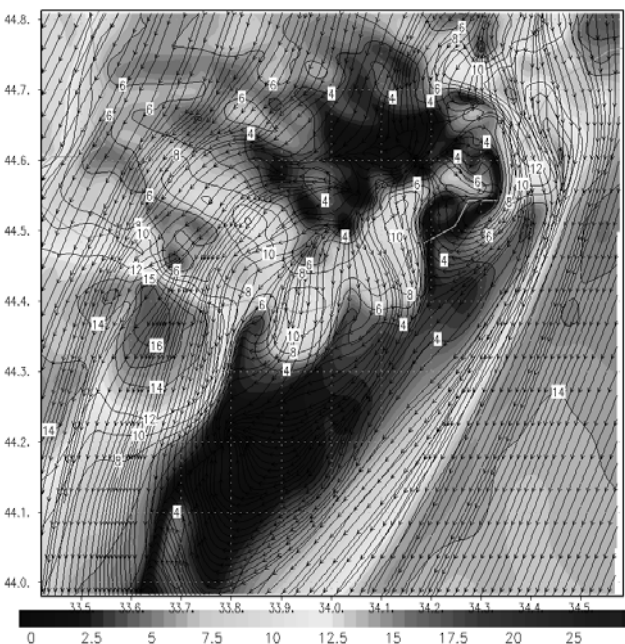
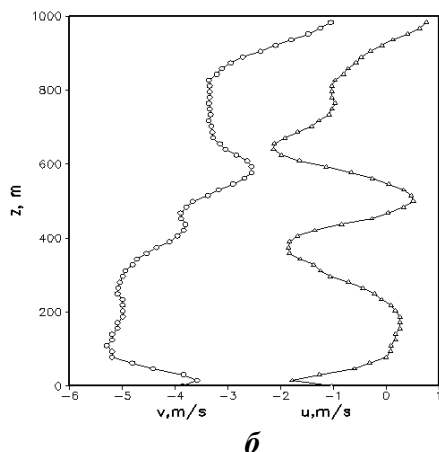
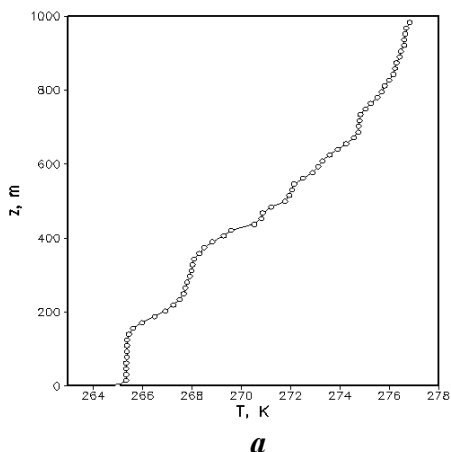
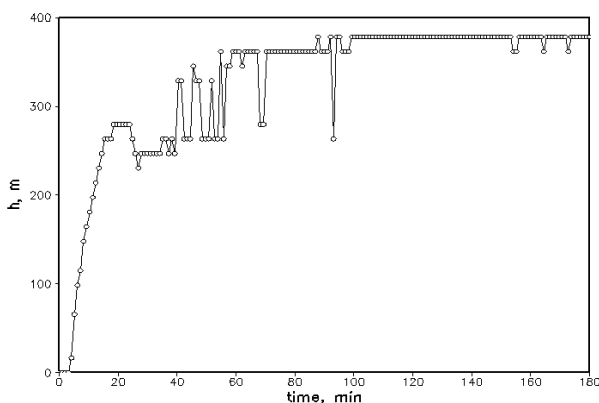


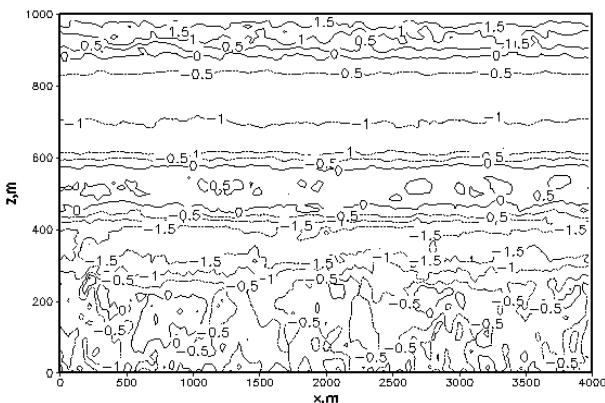
Рис. 6. Ветер на высоте 10 м в районе пгт.Кацивеле по результатам модели *WRF* с разрешением 1 км на срок 20:00 UTC 1 ноября 2009 г.



Р и с . 7 . Начальный профиль потенциальной температуры (а) и компонент скорости ветра (б), полученный из измерений в проекте *NABOS* 2009.



Р и с . 8 . Зависимость толщины атмосферного пограничного слоя от времени.



Р и с . 9 . Вертикальный разрез горизонтальной компоненты скорости ветра $u(x, z)$ в момент времени $t = 175$ мин.

слоя от времени. Видно, что в течение первых полутора часов происходило развитие погранслоя, после чего он вышел на установившийся режим. Дальнейший анализ будет выполняться именно для установившегося режима.

На рис.9 представлены вертикальные разрезы горизонтальной составляющей скорости $u(x, z)$. Видно, что области вертикального подъема имеют характерный размер 50 – 70 м.

На более высоких уровнях области подъема, т.е. термики сливаются и их горизонтальный размер увеличивается. Процесс слияния более ясно виден на вертикальном разрезе вертикальных составляющих скорости (рис.10).

Профиль потенциальной температуры соответствует классическому для конвективного погранслоя. Внизу расположен тонкий неустойчивый слой,

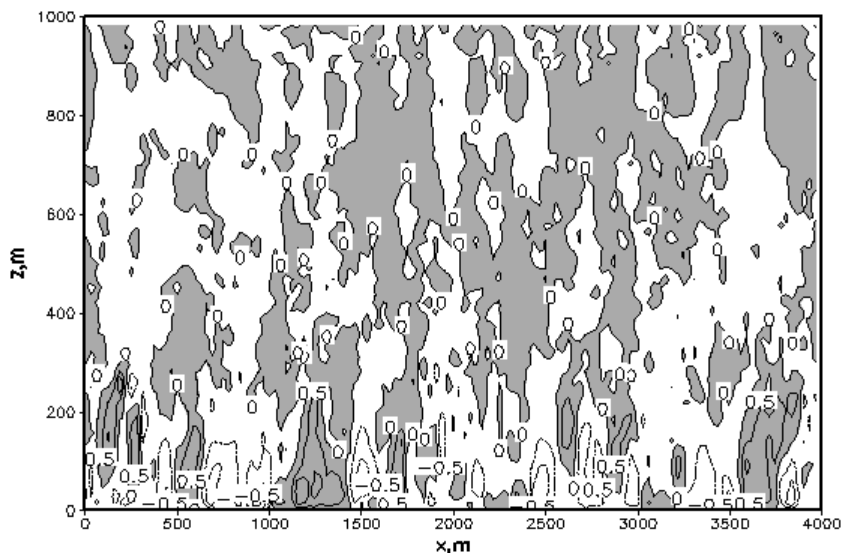
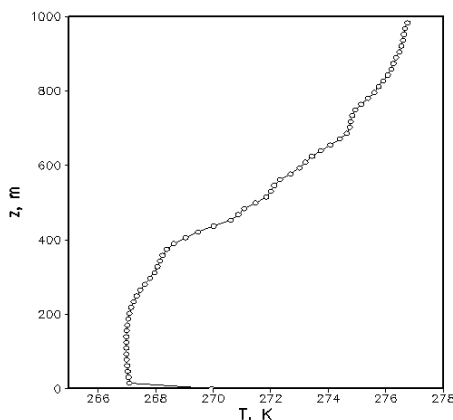


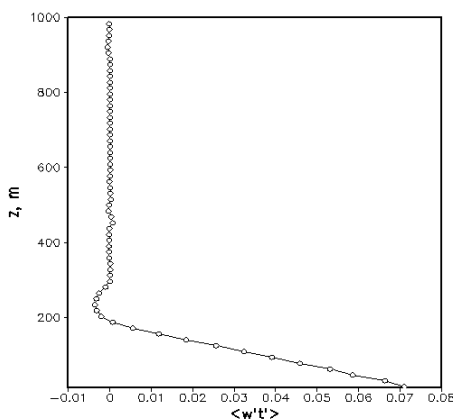
Рис. 10. Вертикальный разрез вертикальной компоненты скорости ветра $w(x, z)$ в момент времени $t = 175$ мин.

затем толстый перемешанный нейтральный слой и сверху он накрыт устойчивым слоем (рис.11, *a*). На рис.11, *б* представлен вертикальный профиль потока тепла. Поток линейно убывает с высотой и меняет знак на отрицательный на высоте 215 м. Отрицательное значение потока тепла связано с вовлечением теплого воздуха из верхнего слоя, расположенного над инверсией. Такое распределение потока тепла также является классическим для конвективного погранслоя.

Структура поля скорости в виде линий тока на вертикальном разрезе в плоскости yz представлена на рис.12. В нижнем приземном слое хорошо видны турбулентные вихри, выше расположен слой плоскопараллельного потока со слабо выраженной турбулентностью, который сменяется ещё одним турбулентным слоем.

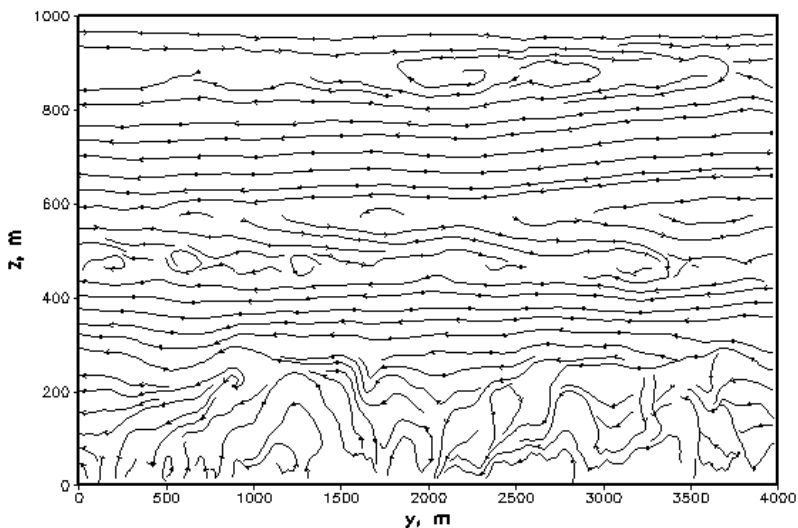


a



б

Рис. 11. Вертикальные профили потенциальной температуры $\theta(z)$ (*a*) и турбулентного потока тепла (*б*), полученный осреднением по горизонтали по всей области, в момент времени $t = 175$ мин.



Р и с . 1 2 . Линии тока в плоскости yz в момент времени $t = 175$ мин.

Проведенный тест демонстрирует способность модели качественно воспроизводить реальное состояние атмосферы.

Закключение. Тридцатилетний опыт работы показал, что стационарная океанографическая платформа в Кацивели исключительно удобна для натурального исследования процессов взаимодействия океана и атмосферы. Эти исследования могут быть связаны с ветровыми волнами и их обрушениями, турбулентностью в пограничных слоях воздуха и воды, прилегающих к морской поверхности, а также проявлениями этих процессов на морской поверхности, которые сейчас можно наблюдать методами мониторинга океана из космоса. Изменчивость перечисленных явлений управляется главным образом крупномасштабными процессами в атмосфере. Потому планирование сезонов и конкретных дат проведения целенаправленных экспериментов с платформы в пгт.Кацивели целесообразно осуществлять на основе предварительных расчетов с помощью мезомасштабных моделей атмосферы. В то же время для интерпретации конкретных экспериментальных данных может оказаться полезным использование расчетов с помощью *LES*-модели. Такие расчеты позволяют получить потоки импульса и скаляров между атмосферой и морем, а также детализировать конкретную ситуацию в атмосферном планетарном погранслое в районе платформы на период эксперимента.

В данной работе продемонстрированы возможности моделей и их пригодность для описания реальных состояний атмосферного погранслоя. Комплекс описанных моделей может служить информационной инфраструктурой платформы в пгт.Кацивели, используемой для повышения эффективности натурных исследований.

Авторы с благодарностью отмечают, что идея статьи предложена В.А.Дуловым (МГИ НАН Украины). Авторы также благодарят И.А.Репину (ИФА РАН) и сотрудников лаборатории прикладной физики моря (МГИ НАН Украины) за предоставление натурных данных для тестирования моделей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Сайт модели MM5* <http://www.mmm.ucar.edu/mm5/overview.html>
2. *Сайты модели WRF* <http://www.wrf-model.org/index.php>, <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/>
3. *Esau I.* Simulation of ekman boundary layers by large eddy model with dynamic mixed subfilter closure // *Environ. Fluid Mech.*— 2004.— 4.— С.273-303.
4. *Deardorff W.J.* Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers // *J. Atmos. Sci.*— 1972.— 29.— С.91-115.
5. *Lilly D.K.* The representation of small scale turbulence in numerical simulation experiments // *Proc. IBM Sci. Computing Symp. Environmental Sci. IBM Form* № 320.— 1951.— С.195-210.
6. *Zilitinkevich S.S., Gryanik V.M., Lykossov V.N., Mironov D.V.* Third-order transport and non-local turbulence closures for convective boundary layers // *J. Atmos. Sci.*— 1999.— v.56, № 19.— С.3463-3477.
7. *Zilitinkevich S.S., Mironov, D.V.* A multi-limit formulation for the equilibrium depth of a stably stratified boundary layer // *Bound.-Layer Meteorol.*— 1996.— 81.— С.325-351.
8. *Zilitinkevich S.S., Calanca P.* An extended similarity-theory for the stably stratified atmospheric boundary layers // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*— 2000.— 128.— С.913-925.
9. *Leonard A.* Energy cascade in large-eddy simulation of turbulent fluid flows // *Adv. Geophys.*— 1974.— 18A.— С.237-248.
10. *Germano M., Piomelli U., Moin P., Cabot W.H.* A dynamic subgridscale eddy viscosity model // *Phys. Fluids.*— 1991.— v.3, № 7.— С.1760-1765.
11. *Germano M.* Turbulence: the Filtering Approach // *J. Fluid Mech.*— 1992.— 238.— С.325-336.
12. *Porte-Agel F., Meneveau C., Parlange M.B.* A scale-dependent dynamic model for large-eddy simulation: application to a neutral atmospheric boundary layer // *J. Fluid Mech.*— 2000.— 415.— С.262-284.
13. *Porte-Agel F., Parlange M.B., Meneveau C., Eichinger W.E.* A priori field study of the subgrid-scale heat fluxes and dissipation in the atmospheric surface layer // *J. Atmos. Sci.*— 2001.— v.58, № 18.— С.2673-2698.
14. *Esau I.* Coriolis effect on coherent structures in planetary boundary layers // *J. Turbulence.*— 2003.— 4.— С.2-19.
15. *Esau I., Lyons T.* Effect of sharp vegetation boundary on the convective atmospheric boundary layer // *Agricult. and Forest Meteorol.*— 2002.— v.114, № 1-2.— С.3-13.
16. *Zilitinkevich S., Esau I.* The effect of baroclinicity on the depth of neutral and stable planetary boundary layers // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*— 2003.— 129.— С.3339-3356.
17. *Zilitinkevich S., Esau I.* On integral measures of the neutral barotropic planetary boundary layer // *Bound.-Layer Meteorol.*— 2002.— v.104, № 3.— С.371-379.
18. *Beare R.J., MacVean M.K., Holtslag A.A.M., Cuxart J., Esau I. et al* An intercomparison of large eddy simulations of the stable boundary layer // *Bound.-Layer Meteorol.*— 2006.— 118.— С.247-272.
19. *Vreman B., Geurts B., Kuerten H.* On the formulation of the dynamic mixed subgrid-scale model // *Phys. Fluids.*— 1994.— 6.— С.4057-4059.
20. *Kondo J., Kanechika O., Yasuda N.* Heat and momentum transfer under strong stability in the atmospheric surface layer // *J. Atmos. Sci.*— 1978.— 35.— С.1012-1021.

F.Ardhuin*, S.Viroulet*, J.-F.Filipot*,
A.Benetazzo**, V.Dulov***, F.Fedele****

**Laboratoire d'Océanographie Spatiale, Ifremer, Brest, France*

***PROTECNO Srl, Noventa Padovana, Italy*

****Marine Hydrophysical Institute, Sevastopol, Ukraine*

*****School of Civil and Environmental Engineering,
Georgia Institute of Technology, Savannah, USA*

MEASUREMENT OF DIRECTIONAL WAVE SPECTRA USING A WAVE ACQUISITION STEREO SYSTEM: A PILOT EXPERIMENT

The capabilities of a Wave Acquisition Stereo System (WASS) are tested for the measurement of wave spectra. A first experiment with relatively low resolution cameras (2 megapixels) at 12 m height above the sea was conducted on the Marine Hydrophysical Institute platform in the Black Sea in October 2010. The acquisition of a few hours of data allowed testing the performance of the system in moderate wave conditions. The stereo video data is processed using an epipolar method into maps of the sea surface elevation every 0.1s. The retrieved sea surface appears consistent for scales larger than 1 m, and suffers from various processing and discretization errors for the shorter scales. Although the field of view is only about 40 by 40 meters, the analysis of the direction of longer waves can be performed thanks to the linearity of these waves using classical array analysis techniques.

KEYWORDS: *wind waves, stereo-video processing, wind wave spectra.*

The detailed estimation of the wave spectrum is still a subject of debates and technological developments, especially for waves with periods shorter than 2.5 s. Indeed, routine wave measurements today only provide very limited information on the directional distribution of wave energy (e.g. [1]) and do not cover short waves. These details are important for many applications, from the analysis of remote sensing data to the understanding of both underwater and seismic noises (e.g. [2]). Up to date, typical systems for directional wave measurements are arrays of pressure or capacitance wave gauges that can provide a useful metrological verification of other systems (e.g. [3]).

Recently, the French and Chinese space agency have joined forces to launch the China-France Ocean Satellite (CFOSAT) that will carry the first real aperture wave radar into orbit, allowing the mapping of directional spectra down to wavelengths of 80m. Thus, it is very important to be able to validate the directional properties of CFOSAT wave measurements. However, to date there are very few measuring systems capable of providing accurate estimate of directional spectra, in particular the dependency on the wave frequency of both the mean direction and spectral spread. To our knowledge only the 4-laser array on Ekofisk platform in the North Sea has the capability of providing directional spectra at a resolution better than that from buoy measurements.

We have thus decided to test the accuracy of a Wave Acquisition Stereo System (WASS) [4 – 6] in estimating directional spectra, in order to assess if

© F.Ardhuin, S.Viroulet, J.-F.Filipot, A.Benetazzo, V.Dulov, F.Fedele, 2010

such system can be exploited for both the calibration and validation phase of CFOSAT. WASS is also uniquely suited to investigate the geometry of the sea surface at multiple scales for a better understanding of CFOSAT measurements. This first trial at sea is not quite set up in the configuration that would be used for CFOSAT. However, it already provides an initial assessment of the quality of stereo reconstructed measurements.

Equipment and data processing. e used relatively low resolution cameras (2 megapixels) mounted 12 meters above the mean sea level on the research platform of the Marine Hydrophysical Institute, located in Katsiveli, at the southern tip of the Crimean peninsula, between Sevastopol and Yalta, as shown in fig.1, *a*. Geometry of view with the two cameras, separated by 2 meters, is shown in fig.1, *b*. The system was oriented to the east-south-east, with moderate sun reflections in the morning, and was operated at an acquisition frequency of 10 Hz producing pairs of images, as shown in fig.1, *c* – *d*. The internal and external camera parameters and geometry of the stereo pair were calibrated using standard procedures [4]. String resistant wave gauge recordings were running simultaneously providing information about the gravity wave spectrum.

The images were then processed using several variations of the epipolar method in order to map the real world coordinates X , Y and Z from the two pairs of pixel positions (i_1, j_1) and (i_2, j_2) of matched points. En example of extracted sea surface is presented in fig. 1*e*. As a result, time series $z(t)$ was obtained for any point (x, y) in the pentagonal field of view depicted in fig.1, *b*. Frequency spectra for sea surface elevations were then estimated by processing $z(t)$ and averaging over field of view. In the area of spectral peak, these spectra corresponded to the spectra estimated using wave staff (see fig.1, *f*).

Preliminary results. *Problems in estimating high frequency spectra.* We did not smooth the resolved $Z(X,Y)$ mapping (also called the 'disparity map') because we wanted to test the ability of the WASS system to resolve the smallest possible scales of the sea surface. Clearly the 3D reconstruction without smoothing produces artificial short-scale roughness as shown in fig.2, *a*; this is likely related to pixel discretization (see for details e.g. [7]). Observe that smoothing the disparity map filters out physical short scales as shown in fig.2, *b* – *c*.

Yet, even with this smoothing, some local jumps can be found. These are related to the fact that the epipolar lines, which are used for the search of corresponding points in the image pair, are not exactly horizontal. When the epipolar lines are discretized on the image pixel, they have a few sudden jumps that result in sharp discontinuities of the sea surface elevation. These jumps are always exactly in the same place in the image pixel-coordinate system, but their positions slightly differ in the XYZ world system because of the vertical Z coordinate component. As a result the map of the surface mean square slope (fig.3, *a*) exhibits some artificial blurred bands of high values that correspond to quantization effects due to non-horizontal epipolar lines. To overcome this effect, epipolar lines can be forced to be horizontal (i.e. to lie on a single image line) performing auto-calibration procedures on (partially noisy) cameras calibration parameters.

Also in the region nearby ($X = 4$ m, $Y = 18$ m), wave slopes are unusually large since we expect the mean square surface slope to be roughly uniform in the field of view. These large slopes may be due to sun glitter effects. To explain this,

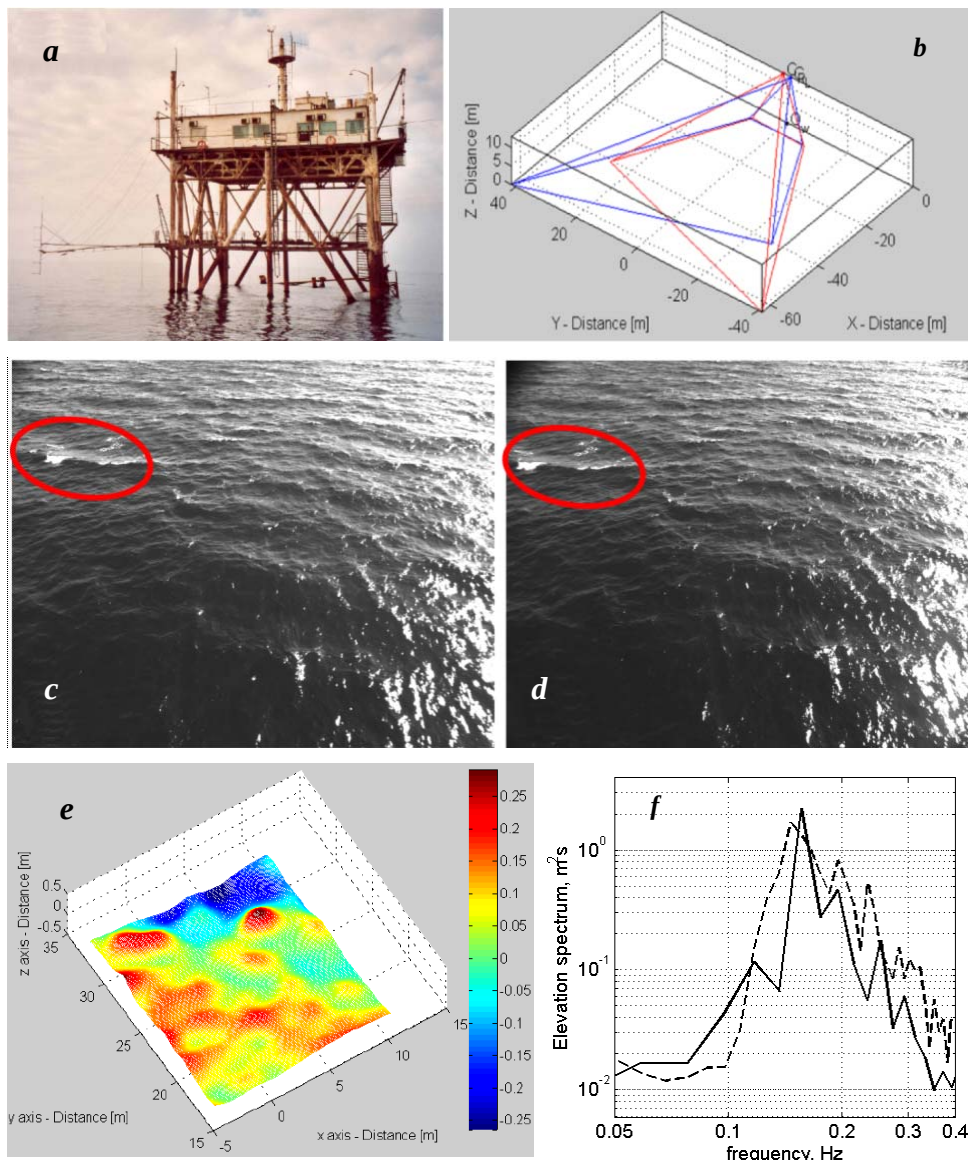


Fig. 1. Experimental set-up and data overview: research platform off Katsiveli, in the Black Sea (a); geometry of view with the two cameras, indicated by C_R and C_L (b); example of stereo pairs which shows, besides some sun reflection on the right, the foam associated to a whitecap (c) and (d); fragment of extracted elevation field (e); frequency spectra from WASS (solid line) and wave staff (dashed line) (f).

note that specular points on the surface will give high correlations of the image pair but in reality the matching points in the two images may likely correspond to different specular points seen by the two cameras, hence producing an error in the 3D reconstruction. This suggests that glitter points should be avoided in the stereo reconstruction, or treated specifically.

Spectral analysis in three dimensions. The stereo-reconstructed three-dimensional wave surface is defined over a trapezoidal-shaped area due to the

overlapping fields of view of the two cameras (fig.2, *a*). A square sub-region is considered to apply the FFT algorithm simultaneously in time and space (fig. 2*b*). The Welsh (1969) method [8] with no zero padding is applied to estimate the volumetric wave spectrum $F(f, k_x, k_y)$, where f denotes frequency and k_x, k_y are the wave numbers along X and Y , respectively. The 3D spectrum fully characterizes the observed space-time correlations of the wave surface since the latter is in one-to-one correspondence with the former. For example, slicing the 3D spectrum at constant k_y values allows to estimate the wave dispersion properties in the domain $[f, k_x]$ as shown in fig.4.

Array analysis for waves longer than the view area. Directional properties of waves longer than the average length of the stereo-surveyed area are estimated by an iterative maximum likelihood method [9] routinely used for the analysis of measurements from pressure gauge of wave staff arrays [10]. To apply such

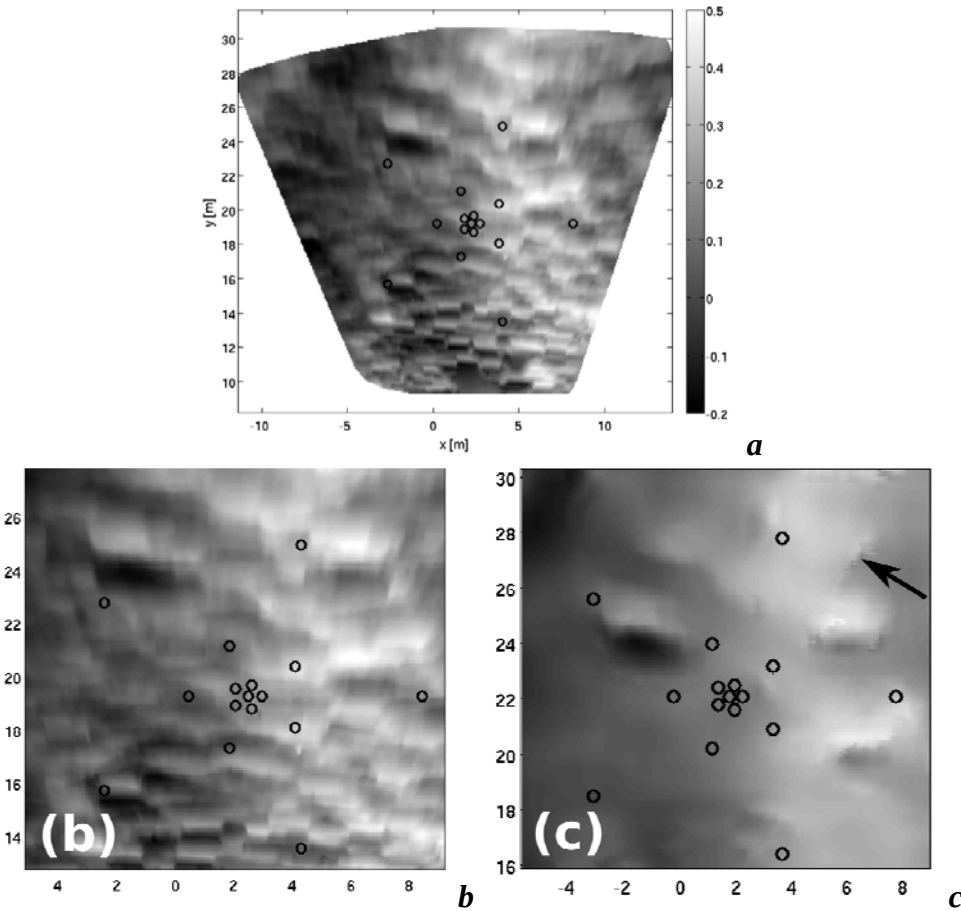


Fig. 2. Example 3D reconstruction. without smoothing of the disparity map (*a*), selected area for Fourier transform in the spatial domain (*b*), with a smoothing of the disparity map (*c*). All dimensions are in meters. The grey shade gives the elevation. The small circles arranged in a star pattern are the positions of the virtual wave gauges used for array analysis. The arrow in (*c*) points to a surface discontinuity that appears to be caused by the pixel discretization of the epipolar lines.

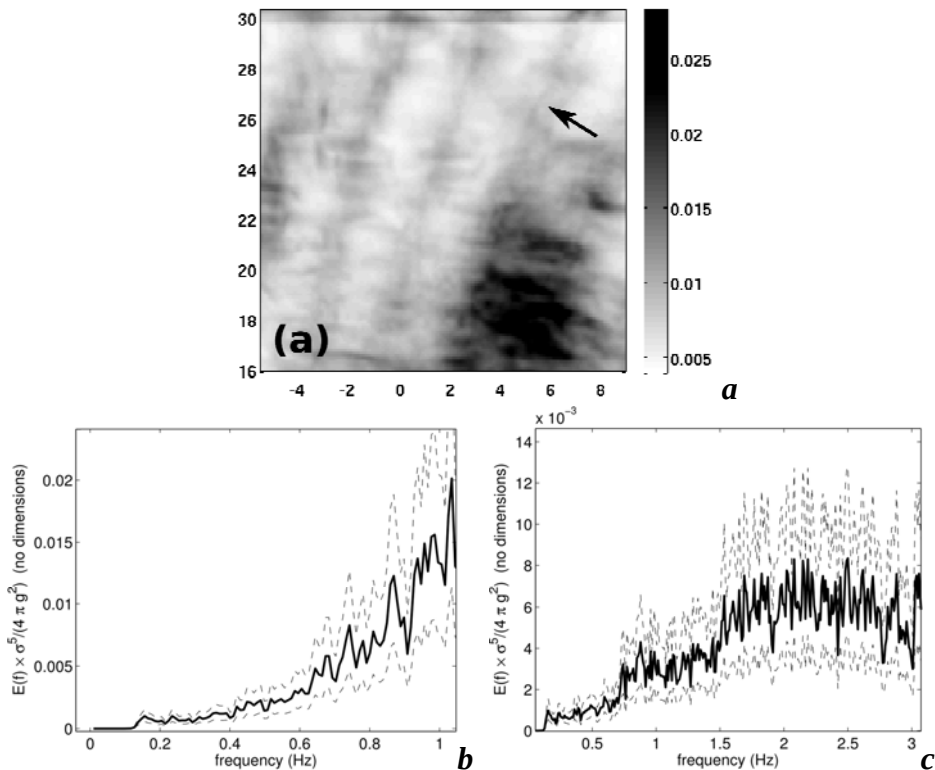


Fig.3. Map of mean square slopes from the 3D data processed with smoothing, the high slope region are visible, as pointed by the arrow (a), non-dimensional frequency spectrum from time series obtained with the unsmoothed data (b), same but from the smoothed data (c). Dashed lines show confidence intervals.

method, we use wave elevation time series at the locations shown by dots in the star-shaped pattern of fig.2, c. This provides the co-spectra needed for the directional analysis. The estimated spectrum shown in fig.5 exhibits a weak bimodality for frequencies above 0,3 Hz, that is larger than 1,5 times the wind sea peak frequency.

Summary and perspectives. Stereo-video data can provide quantitative information on the directional spectra of ocean waves. Although other studies have focused on short gravity waves combining a three-dimensional reconstruction technique together with a sky radiance modulation transfer function [11 – 12], here we have demonstrated the capability of the WASS system [4 – 6] to provide the directional spectrum of both short and long waves, the latter retrieved via standard array processing techniques [10]. Furthermore, WASS can be applied to study fundamental problems in wave modelling such as wave dissipation [13]. Indeed, WASS can be exploited to process both sea surface topography and detailed whitecapping positions [14]. Finally, we point out that a recent promising variational technique for WASS [5 – 6] can also be applied to recover both longer and shorter waves.

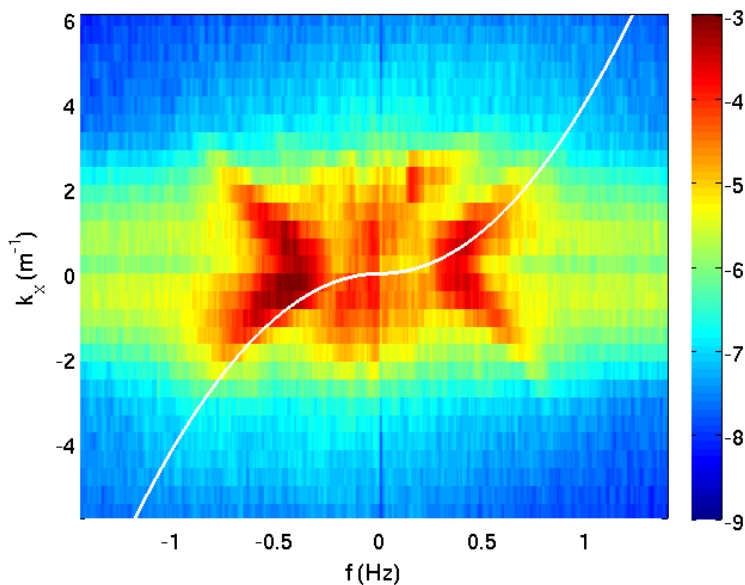


Fig. 4. Slice of the 3D spectrum at $k_y = 0$, on October 2, 2009 at 9:35 UTC. The white line marks the linear dispersion relation.

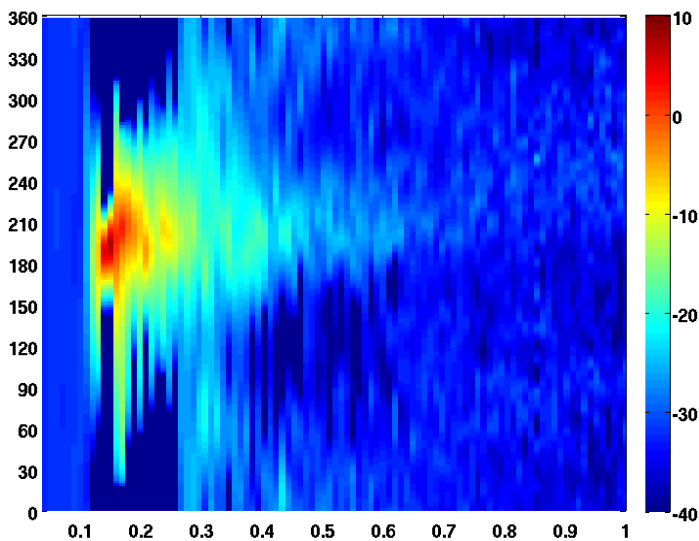


Fig. 5. Logarithm of the frequency-directional spectrum with frequencies on the horizontal axis (in Hz) and directions on the vertical axis (in $^{\circ}$).

REFERENCES

1. Kuik A.J., van Vledder G.P., Holthuijsen L.H. A method for the routine analysis of pitch-and-roll buoy wave data // J. Phys. Oceanogr.— 1988.— v.18.— P.1020-1034.
2. Farrell W.E., Munk W. What do deep sea pressure fluctuations tell about short surface waves? // Geophys. Res. Lett.— 2008.— v.35, № 7.— P.L19605.

3. O'Reilly W.C., Herbers T.H.C., Seymour R.J., Guza R.T. A comparison of directional buoy and fixed platform measurements of Pacific swell // *J. Atmos. Ocean Technol.*– 1996.– v.13.– P.231-238.
4. Benetazzo A. Measurements of short water waves using stereo matched image sequences // *Coastal Eng.*– 2006.– v.53.– P.1013-1032.
5. Gallego G., Benetazzo A., Yezzi A., Fedele F. Wave statistics and spectra via a variational wave acquisition stereo system // *Proc. the ASME 27th International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering, OMAE 2008*, June 15-20, 2008, Estoril, Portugal.– ASME, 2008.– P.OMAE2008-57160.
6. Fedele F., Sampath P., Gallego G., Yezzi A., Benetazzo A., Forristall G.Z., Tayfun M.A., Cavaleri L., Sclavo M., Bastianini M. Beyond waves & spectra: euler characteristics of oceanic sea states // *Proc. the ASME 28th International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering.*– Honolulu, Hawaii, 2009.– P.OMAE2009-79598.
7. Kosnik M.V., Dulov V.A., Malinovsky V.V., Smolov V.E., Pogrebnoy A.E. Estimation of 2D spatial spectra of short wind waves using stereo photography // *Ecological safety of coastal and shelf zones and comprehensive use of shelf resources.*– Sevastopol, 2009.– v.19.– P.401-414.
8. Welsh P.D. The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short, modified periodograms // *IEEE Trans. Audio and Electroacoustics.*– 1967.– v.15, № 2.– P.70-73.
9. Pawka S.S. Island shadows in wave directional spectra // *J. Geophys. Res.*– 1983.– v.88.– P.2579-2591.
10. Long C.E., Resio D.T. Wind wave spectral observations in Currituck Sound, North Carolina // *J. Geophys. Res.*– 2007.– v.112.– P.C05001.
11. Kosnik M.V., Dulov V.A. Two-dimensional wave number spectra of the short wind waves in field conditions // *Ecological safety of coastal and shelf zones and comprehensive use of shelf resources. Proceedings “To the 30th anniversary of the oceanographic platform in Katsiveli”.*– Sevastopol, 2010.– *present issue*.
12. Kosnik M.V., Dulov V.A. Extraction of short wind wave spectra from stereo images of the sea surface // *Measurement Science and Technology.*– 2011.– 22.– 015504.– doi:10.1088/0957-0233/22/1/015504.
13. Ardhuin F., Rogers E., Babanin A., Filipot J.-F., Magne R., Roland A., van der Westhuysen A., Queffelec P., Lefevre J.-M., Aouf L., Collard F. Semiempirical dissipation source functions for ocean waves. Part I: Definition, calibration, and validation // *J. Phys. Oceanogr.*– 2010.– v.40, № 9.– P.1917-1941.
14. Mironov A.S., Dulov V.A. Detection of wave breaking using sea surface video records // *Measurement Science and Technology.*– 2008.– 19.– 015405.– doi: 10.1088/0957-0233/19/1/015405.

Материал поступил в редакцию 28.10.2010 г.

Ivanov V.A., Dolotov V.V., Kazakov S.I., Kuznetsov A.S. Elaboration of subregional informational and analytical system of Scientific centre of interdisciplinary investigations of NAS of Ukraine on the basis of the Black Sea experimental polygon «Kaciveli»

Prospects of the development of resource-oriented subregional informational and analytical system of marine area of south Crimea are shown on base of complex studies within the framework of Scientific centre of interdisciplinary investigations of NAS of Ukraine on the Black Sea experimental polygon «Kaciveli».

Pospelov M.N., Goryachkin Yu.N., Ermakov D.M., Komarova N.Yu., Kuznetsov A.S., Kuzmin A.V., Repina I.A., Sadovsky I.N., Smirnov M.T. Investigations of the characteristics of the ocean – atmosphere interaction in a coastal area during a series of the complex experiments CAPMOS'05-07-09

The complex experiments CAPMOS'05-07-09 under participation of the investigators from Russia, Ukraine and Italy were carried out on an oceanographic platform managed by the Experimental Branch of Marine Hydrophysical Institute (EB MHI) of NAS of Ukraine in Katsiveli, South Coast of Crimea. The main task of the experiments was to test new methods of the sea surface remote sensing at microwaves. During the experiments in June 2005, August 2007, and October 2009, twenty-four-hours measurements of the sea-surface radiation at microwaves and IR under a variety of meteorological conditions were carried out. EM wave backscatter characteristics from waved sea surface were measured with a 2 cm wavelength scatterometer. Wind velocity components, air temperature and humidity were measured at various levels over sea surface. At the same time, synchronous measurements of waves and turbulence in water boundary layer were performed, water current profile was registered, and water temperature and salinity profiles were registered periodically. Comparison of the experimental data of remote and contact measurements allows refining the parameters of the inverse problem of the sea surface layer characteristics retrieval from remote measurements at microwave and IR bands. The experiment results give a reason to propose establishing an experimental test site on the base of the EB MHI platform for the Earth remote sensing satellites calibration/validation purposes.

Lee M.E., Tolkachenko G.A., Mankovsky V.I., Shybanov E.B., Martynov O.V., Korchemkina E.N. Undersatellite optical research on the oceanographic platform

The narrative of the sea-truth bio-optical experiments performed on the oceanographic platform of the Marine Hydrophysical Institute NAS of Ukraine during of last 30 years is given. Some of scientific data, the brief descriptions of the hydrooptical instruments, used and developed technique of measurements are demonstrated.

Nasedkin E.I., Ivanova A.N., Kuznetsov A.S. Monitoring of sedimentation processes in the Black Sea oceanographic polygon: results and perspectives of further investigations

Observational system for sedimentary material transport (air – water – bottom sediment) is describe, this was created by Institute of geological sciences NAS of Ukraines on the base of the Oceanographic platform of Marine Hydrophysical Institute of NAS of Ukraines.

Andriushchenko E.G., Kasianenko T.E., Kuznetsov A.S., Plastun T.V. Oceanographic database MHI NAS of Ukraine: observation data from the Experimental Branch

The problems of holding information sets resulted from thematic experiments and routine monitoring of the marine environment from the oceanographic platform in the MHI Experimental Branch and their conversion into common formats, as well as the problems of on-line access to recently obtained data are considered.

Sizov A.A., Kuznetsov A.S., Polonsky A.B., Spichak N.I. History of creation and functioning of stationary oceanographic platform in Kaciveli (in commemoration of the 30th anniversary)

History of creation and functioning of the first in former Soviet Union specialized oceanographic platform in Katsiveli settlement is expounded. The stages of creation of the platform and subsequent complex investigations of boundary layers of the atmosphere and the ocean being conducted there up to now are described.

Soloviev Yu.P. Characteristics of the internal boundary layer over sea for offshore wind and mountain relief

The structure of the atmospheric boundary layer over sea after abrupt change in surface characteristics in the coastal zone of the Black Sea was studied. For the analysis, field measurements of turbulence characteristics in the layer 1 – 21 m above the sea surface and wind waves at the fetch of about 1 km were used under the wind from the shore having mountain terrain. It is shown that the profiles of mean wind speed and turbulence intensity are very different from those typical for the open sea conditions or coastal zones of flat topography. Development of the internal boundary layer adapted to the sea surface was evaluated proceeding from the experimental data. The height of this layer determined by the inflection point of the velocity profile varies between 1/300 – 1/150 of the distance from the shore. In the case of the offshore breeze air flow is similar to a jet stream of stably stratified cold air over a warm sea with a maximum speed at a height of about 6 m. For moderate and strong winds, the height of the internal boundary layer grows from 2 to 6 m with increasing the intensity of turbulence, regardless of wind speed and local stratification over the sea. The resulting estimates of the height of internal boundary layer are of more than an order of magnitude smaller than traditional ones (~ 1/10 of the fetch) based only on the change in surface roughness between land and sea.

Saprykina Ya.V., Dulov V.A., Kuznetsov S.Yu., Smolov V.E. Freak waves in the Black Sea: mechanisms and conditions of occurrence

Results of joint Russian-Ukrainian study of freak waves are presented. The study was performed at Katsiveli research platform in October, 2009. Mechanisms of freak wave generation, frequency of freak wave occurrence and their relation to local field conditions are discussed. It is shown that freak waves appeared when Benjamin-Feir instability and discrete downshift of spectrum peak frequency occurred as were observed in laboratory tanks. It was found that the preferable condition for freak wave occurrence is swell strengthening due to local wind forcing.

Kosnik M.V., Dulov V.A. Two-dimensional wave number spectra of the short wind waves in field conditions

Two-dimensional short wind wave spectra for 6 mm – 30 cm wavelength interval are discussed. The spectra were extracted from stereo photo data obtained on the Black Sea research platform of Marine Hydrophysical Institute during experimental campaigns in 2009 – 2010. A new approach to data processing is applied – the spectra retrieved from stereo pairs of the sea surface are used for the absolute calibration of the slope spectra obtained with Fourier-processing of the same high resolution photo images. Spectral estimations are consistent with earlier experimental data and models. The shape of saturation spectra and their wind dependence are described.

Ermakov S.A., Sergievskaya I.A., Kapustin I.A., Makarov E.V., Malinovsky V.V., Korinenko A.E. Spreading and drift of films in the wind and current fields. The field experiments on the MHI oceanographic platform

Spreading of surfactant films in the surface tension regime is investigated in the paper. An effect of slick shape deformation caused by wind (the elongation of a slick spot in the wind direction) is studied. A mechanism of the slick deformation due to the action of wind waves is proposed. It is shown that under certain conditions an axisymmetric slick is deformed and takes a shape with parameters depended on wind speed.

Chukharev A.M. Field measurements of turbulent kinetic energy dissipation in sea surface layer

The results of experimental research of turbulence in wave stirring layer using measuring complex “Sigma-1” are presented. On the basis of great number observations the verification of models for marine surface layer and comparative analysis are made. It is shown that considered models are inconsistent with experiments for some hydrometeorological conditions, especially for the calm sea and presence of swell. The conclusion is made that more information about physical characteristics of air-sea boundary layers have to be taken into account in modeling.

Khoruzhiy D.S., Kondrat'ev S.I., Medvedev E.V., Shutov S.A. Dynamics of carbon dioxide partial pressure and dissolved oxygen concentration in shelf water on the South coast of Crimea in 2009 – 2010

Results of the experimental investigations obtained during three expeditions on oceanographic platform in 2009 – 2010 are set out. Comparison of carbon dioxide partial pressure in surface water and atmosphere points out that a permanent input of carbon dioxide from the sea to atmosphere occurs in the waters of the South Coast of Crimea. Permanent supersaturation of surface water by oxygen is an evidence of such exchange direction; hereupon oxygen comes in atmosphere from water phase.

Serebryany A.N., Ivanov V.A. Subsurface waves investigations from the oceanographic platform of the Marine Hydrophysical Institute of NAS of Ukraine during thirty years

There is the review of the experimental studies concerning internal waves, carrying out on oceanographic platform of Marine Hydrophysical institute NAS of Ukraine since starting of operation up to date.

Repina I.A., Dulov V.A., Malinovsky V.V. Effect of artificial marine slicks on the dynamics of lower atmospheric boundary layer

Preliminary results of the joint Russian-Ukrainian experiment to detect the influence of the sea surface films on the turbulence of lower atmosphere layer are presented. The experiment was conducted in October 2009 on the oceanographic platform of MHI. It is shown that slicks of about 100 m horizontal scale causes a reduction in aerodynamic roughness of the sea surface, accompanied by an increase in wind speed at a fixed horizon. Also found that the slick perturbs the atmosphere turbulence spectra at high frequencies, including velocity, temperature, water vapor and carbon dioxide.

Shybanov E.B. Account of structural inhomogeneity of water at computation of the light fields in a sea

On the basis of analyses of experimental data acquired during subsatellite field measurements the semiempirical radiative transfer theory for the structured medium is proposed. The system of radiative transfer equations with account of structural inhomogeneity of water is derived. It is shown that the proposed theory allows to remove contradictions between the experimentally measured characteristics of the light field and constants of absorption of sea water.

Titov V.I., Zuikova E.M., Luchinin A.G. Investigation of space and temporal spectra of small-scale water surface waves by optical methods

The complex optical spectrum analyzer was developed to registrate spectrum of the sea wind waves in real time within the surface wavelength range ~~waves~~ from centimeter up to meter using analysis of sea surface images. Examples of space-temporal wind wave spectrum, obtained on stationary oceanographic platform of Marine Hydrophysical Institute, NAS of Ukraine, are ~~represented~~. Two-scale model of the sea surface image is designed and image processing algorithms for restoring the space-temporal wind wave spectrum are developed. An optical method for determination of the long wave heights from the images of short waves is proposed and tested experimentally.

Yurovsky Yu.Yu., Malinovsky V.V. Estimation of wind wave breaking parameters from Ka-band radar backscattering

An approach to whitecap coverage retrieval from radar backscattering data is presented. The distribution of breaking wave lengths is the informative parameter, which is estimated from probability distribution function of the sea surface radar cross-sections. The technique proposed is validated using synchronous radar and video field measurements.

Polnikov V.G. The wind-wave spectrum shape and an optimal way of its calculation

On the basis of a large number of wind wave spectra calculations made by different methods and for different wind-wave-origin conditions, the following conclusions were done: 1) the optimal way for calculation of one-dimensional wind-waves spectra is the method of the auto-regression [1 – 3]; 2) the wind-wave spectra always have a regular distribution of reliable local maxima which are located mainly at the frequencies multiple to the main peak frequency; the reason of such maxima arising is provided by the nonlinear nature of gravity waves[4, 5]; 3) mean-square-root falling laws for the spectra has no strong belonging the law “-4” or “-5” in the high frequency domain, and they may vary significantly due to a series of physical reasons [6].

Chukharev A.M. Using the measuring complex Sigma-1 for research of turbulence on oceanographic platform

The base characteristics and features of measuring complex “Sigma-1” and correction method of obtained data are described. Turbulent fluctuations of velocity vector are measured in coordinate system of device and then are recalculated to static frame. For noise elimination on-board system of own device movies control and subsequent filtering by Wiener filter are used. It is shown that above mentioned procedures appreciably decrease the influence of device movies on measured velocity fluctuations.

Shokurov M.V., Artamonov S.Yu., Esau I.N. Numerical modelling of the atmosphere in the Kaciveli platform region for the field experiments planning and results interpretation

Potential using of atmospheric numerical models for field experiments at the Kaciveli platform is highlighted. Modeling may be used both for planning the experiments and interpretation of their results. Two types of atmospheric models, installed in the Marine Hydrophysical Institute and adapted for the Black Sea region, – mesoscale models MM5 and WRF and large eddy model LESNIC, are presented. Results of mesoscale models validation using measurements are described. Results of LESNIC model testing are given.