

СПУТНИКОВЫЙ МОНИТОРИНГ ПАРАМЕТРОВ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ЗЕМЛИ. ЧАСТЬ 1 - ОКЕАН

А.Г. Костяной

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
Россия, 117997, Москва, Нахимовский пр., 36, Kostianoy@gmail.com
Московский университет им. С.Ю. Витте,
Россия, 115432, Москва, 2-й Кожуховский пр-д, 12, строение 1

Резюме. В работе представлен краткий обзор современных возможностей дистанционного зондирования океанов и морей из космоса для мониторинга параметров климатической системы Земли. В данной статье рассматриваются те основные климатические переменные, которые относятся к океанам и морям. Приводится информация о спутниковом мониторинге различных параметров, приборах и спутниках, которые используются для исследования климатических переменных, а также некоторые результаты мониторинга на примере Балтийского, Черного и Каспийского морей. Обсуждаются основные преимущества и недостатки дистанционного зондирования для мониторинга морских параметров климатической системы Земли.

Ключевые слова. Климатическая система, спутниковый мониторинг, дистанционное зондирование, океаны и моря, основные климатические переменные, приборы и спутники, Мировой океан, Балтийское море, Черное море, Каспийское море

SATELLITE MONITORING OF THE EARTH'S CLIMATE SYSTEM PARAMETERS. PART 1 – THE OCEAN

A.G. Kostianoy

P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36, Nakhimovsky Pr., 117997, Moscow, Russia, Kostianoy@gmail.com
S.Yu. Witte Moscow University
12, 2-nd Kozhukhovsky Pr., Build. 1, 115432, Moscow, Russia

Summary. This paper presents a brief overview of the current capabilities of remote sensing of the oceans and seas from space to monitor the parameters of the Earth's climate system. This article discusses those essential climate variables that relate to the oceans and seas. Information on satellite monitoring of various parameters, devices and satellites which are used for the study of climate variables, as well as some results of the monitoring of the Baltic, Black and Caspian seas are presented. We discuss the main advantages and disadvantages of remote sensing for the monitoring of marine parameters of the Earth's climate system.

Keywords. The climate system, satellite monitoring, remote sensing, oceans and seas, essential climate variables, instruments and satellites, the World Ocean, the Baltic Sea, the Black Sea, the Caspian Sea

Введение

Исследования регионального и глобального изменения климата основываются на многолетних рядах наблюдений на метеорологических станциях и постах. Метеорологическая сеть является основой информационно-измерительной системы Росгидромета (Костяной и др., 2012). Первые инструментальные метеорологические наблюдения в России были начаты в Петербурге в 1725 году академиком Ф.Х. Майером. Например, температура воздуха в Москве известна с 1775 года. В 1834 году в Петербурге под руководством академика А.Я. Купфера была создана Нормальная магнитно-метеорологическая обсерватория, на базе которой в 1849 году была учреждена Главная физическая обсерватория (ГФО). В функции ГФО входило руководство всеми метеорологическими и магнитными наблюдениями России по единым методикам и программам, разработка приборов и обеспечение ими создаваемой сети наблюдений, обобщение и издание материалов наблюдений. Важнейшим направлением деятельности ГФО стало создание метеорологических обсерваторий для отдельных краев и подчинение геофизических наблюдений единому государственному центру. К концу XIX века российская метеорологическая сеть насчитывала 839 станций, 1020 дождемерных и 1830 снегомерных постов, кроме того, функционировали пункты метеорологических наблюдений Русского Географического общества, университетов, других организаций и ведомств. В 1899 году к 50-летию ГФО был издан «Климатический Атлас Российской империи» (География России, 2017).

Если в 1914 году метеорологическая сеть России насчитывала уже 1416 станций и 1480 постов, то во время Гражданской войны она сократилась до 200 станций и 125 постов (1920 г.). В 1924 году ГФО переименовали в Главную геофизическую обсерваторию (ГГО), которая в 1949 году по случаю 100-летия со дня основания обсерватории было присвоено имя выдающегося российского климатолога А.И. Воейкова. К концу 1970-х годов число станций и постов на территории бывшего СССР достигло своего максимума и превысило 6000, из которых 4665 относились к системе Гидрометслужбы, остальные — к другим ведомствам (География России, 2017).

Сегодня в мире существует 97 851 метеостанция, имеющая синоптический индекс Всемирной метеорологической организации (ВМО) (Метеоцентр, 2017). Более точные прогнозы погоды и исследования регионального и глобального климата требуют расширения сети гидрометеорологических наблюдений, особенно в труднодоступных или малонаселенных районах Земного шара. К таким районам, в первую очередь, относится Мировой океан, который занимает около 70% земной поверхности или примерно 361 млн

км². Если примерно на 149 млн км² суши приходится около 98 тыс. метеостанций, которые находятся в своем большинстве на суше, то в среднем 1 метеостанция приходится на 1500 км² (для сравнения площадь Москвы в пределах МКАД составляла 1070 км²). Очевидно, что гигантская акватория Мирового океана (за исключением данных с островных метеостанций и маяков, дрейфующих и заякоренных буев, НИС и попутных судов) остается фактически вне сети регулярных наблюдений, сколько-нибудь сравнимой с сетью метеорологических наблюдений на суше.

Задача по восполнению пробелов в данных наблюдений на акватории Мирового океана решается тремя основными способами:

(1) Развитием региональных и глобальных, национальных и международных комплексных, скоординированных систем наблюдений за океаном, которые включают экспедиционные исследования на НИС; использование попутных наблюдений с торговых и пассажирских судов (например, Ship-of-Opportunity Programme WMO); запуск нескольких тысяч дрейфующих буев, включая профилографы Арго, которых на 31 января 2017 г. в Мировом океане находилось 3969 штук; расширением глобальной сети наблюдений за уровнем моря (GLOSS, <http://www.gloss-sealevel.org/>) с использованием, как традиционных мареографов, так и акустических, лазерных и других систем наблюдений за уровнем моря, оборудованных телеметрическими системами для оперативной передачи данных наблюдений, что особенно важно для раннего предупреждения о цунами.

(2) Развитием методов численного моделирования с усвоением данных наблюдений для восстановления полей гидрометеорологических параметров в узлах регулярной сетки с определенным временным шагом на всей поверхности Земного шара, включая акваторию Мирового океана. Результатом этих работ являются различные реанализы данных (число которых уже более 60), например, «NCEP/NCAR Reanalysis», который является совместным проектом Национальных Центров Предсказания Окружающей Среды (National Centers for Environmental Prediction - NCEP) и Национального Центра Изучения Атмосферы (National Center for Atmospheric Research – NCAR) (Kalnay et al., 1996). Целью таких проектов является создание гидрометеорологических баз исторических данных (включая текущее состояние атмосферы и океана) благодаря сбору и анализу сухопутных, судовых, радиовеетровых, шаропилотных, самолётных, спутниковых и других данных. Реанализы широко используются для изучения погоды и климата Земли.

(3) Развитием методов дистанционного зондирования океанов и морей из космоса. Спутниковая эра началась всего 60 лет назад с запуском в СССР первого искусственного спутника Земли 4 октября 1957 года. 1 апреля 1960 года США запускает первый

метеорологический спутник TIROS-1 с черно-белой телевизионной камерой, предназначенной для отслеживания движения облака и получения первых нечетких изображений температуры поверхности океана. В СССР первая автоматическая микроволновая радиометрическая система для наблюдения за поверхностью континентов и океана была использована в 1968 году на борту спутника «Космос-243», что позволило получить первые спутниковые карты температуры поверхности океана. В последующие годы произошел бурный рост космических технологий, позволяющий сегодня получать большое количество разнообразной океанографической, метеорологической, геофизической, биологической и геологической информации (Гарбук, Гершензон, 1997; Rees, 2001; Fu, Cazenave, 2001; Askne, 2003; Barale et al., 2010; Vignudelli et al., 2011; Лаврова и др., 2011, 2016; Kostianoy et al., 2017). В настоящее время спутниковая информация о состоянии океана, атмосферы и суши широко используется для исследования регионального и глобального климата, в том числе, благодаря ассимиляции спутниковых данных в глобальные реанализы (IPCC, 2013; Rhein et al., 2013; Катцов, Семенов, 2014).

В данной статье мы приведем краткий обзор возможностей дистанционного зондирования океанов и морей из космоса для мониторинга параметров климатической системы Земли, относящихся к океану. В следующих номерах журнала будут рассмотрены возможности ДЗЗ для мониторинга основных климатических параметров суши и атмосферы.

Основные климатические программы и параметры

В 1980 году началось осуществление Всемирной климатической программы (ВКП, WCP) под эгидой Всемирной метеорологической организации (ВМО, WMO), Межправительственной океанографической комиссии (МОК, IOC) ЮНЕСКО, Международного научного совета (МНС, ICSU) и Программы ООН по окружающей среде (ЮНЕП, UNEP). Важнейшей составляющей этой программы является Всемирная программа исследования климата (ВПИК, WCRP), результаты которой используются Межправительственной группой экспертов по изменению климата (МГЭИК, IPCC) для оценки изменений климата и их последствий на природную среду и деятельность человека для последующего определения действий государств по реализации Рамочной Конвенции ООН об изменении климата (РКИК ООН, UNFCCC) (Толкачев, 2013).

С 1991 года МОК ЮНЕСКО совместно с ВМО, ЮНЕП и МНС осуществляет развитие Глобальной системы наблюдений за океаном (ГСНО, GOOS), которая

обеспечивает океанический компонент Глобальной системы наблюдений за климатом (ГСНК, GCOS) и морской прибрежный компонент Глобальной системы наблюдений за сушей (ГСНС, GTOS). Развитие ГСНО осуществляется также в тесном сотрудничестве с Глобальной системой систем наблюдений за Землей (ГЕОСС, GEOSS). ГСНО - глобальная, унифицированная, международная система для систематических наблюдений, сбора и распространения океанографических данных наблюдений, подготовки анализов и прогнозов и другой продукции, в целях обеспечения правительств, отраслей экономики, науки и общественности информацией, необходимой для морской деятельности, включая влияние океана на климат. Важную роль в осуществлении ГСНО играет Совместная МОК-ВМО Техническая комиссия по океанографии и морской метеорологии (СКОММ, JCOMM), созданная в 1999 году для координации океанографических и морских метеорологических наблюдений, оперативного обмена данными наблюдений и подготовки океанографических и морских метеорологических анализов и прогнозов (www.jcomm.info). Информация о развитии и планировании ГСНО размещается на сайте ГСНО - www.ioc-goos.org. Подробная информация о состоянии существующих систем наблюдений в океане, координируемых JCOMM, размещается Международным центром JCOMM на сайте www.jcommops.org (Толкачев, 2013).

В рамках программы Глобальной системы наблюдений за климатом (GCOS) был разработан перечень из 50 основных климатических переменных (ОКП), необходимых для систематических наблюдений с целью оценки климатических изменений на Земле (<http://www.wmo.int/pages/prog/gcos/index.php?name=EssentialClimateVariables>). К океану относятся следующие ОКП, которые разделены на 2 группы:

- (1) Поверхность океана, включая верхний перемешанный слой до глубины 15 м: температура поверхности океана (ТПО, или моря – ТПМ), соленость на поверхности океана, уровень океана, состояние поверхности океана, концентрация морского льда, течения на поверхности океана, цвет океана, парциальное давление двуокиси углерода, кислотность океана, фитопланктон;
- (2) Толща океана: температура, соленость, течения, питательные вещества, парциальное давление двуокиси углерода, кислотность океана, кислород и трассеры.

Именно эти характеристики океана и будут рассмотрены в данной статье с точки зрения возможности их измерения и мониторинга из космоса. Следует отметить, что в западной литературе, кроме термина «Essential Climate Variables» (ECV) («Основные Климатические Переменные» (ОКП)), также встречаются следующие термины:

- (1) Key climatological observables - Основные климатологические наблюдаемые параметры (Feistel et al., 2016);
- (2) Essential Ocean Variables (EOVs) - Основные океанические переменные (ООП);
- (3) Ocean Color ECVs – ОКП, относящиеся к цвету океана (<https://ec.europa.eu/jrc/en/research-topic/ocean-colour-essential-climate-variables>);
- (4) Ecosystem EOVs – экосистемные ООП (Constable A.J. et al., 2016);
- (5) Biological EOVs – биологические ООП;
- (6) Biogeochemical EOVs – биогеохимические ООП.

В российской литературе также используется термин «основные климатические параметры», например, в Строительных нормах и правилах Российской Федерации «Строительная климатология» СНиП 23-01-99* РФ, в разработке которых принимало участие ГГО Росгидромета (Строительная климатология, 2003).

Прямые и косвенные измерения характеристик океана из космоса

В настоящее время (начало февраля 2017 г.) на разных околоземных орбитах находится 161 работающий искусственный спутник Земли (ИСЗ), оснащенный радиолокаторами, скаттерометрами, радиометрами, спектрорадиометрами, альтиметрами и оптической техникой, работающими в разных частотных диапазонах. Все они выведены на орбиту специально для получения разносторонней метеорологической и геофизической информации, необходимой для оценки состояния окружающей среды, мониторинга погоды и климата, а также для природо-ресурсных исследований. Эти спутники принадлежат нескольким десяткам национальных и международных космических агентств, среди которых наиболее важная роль в исследовании Земли принадлежит Национальному управлению по воздухоплаванию и исследованию космического пространства (НАСА США, NASA) и Европейскому космическому агентству (ЕКА, ESA).

Методы дистанционного зондирования Мирового океана подразделяют на три типа: пассивные, полуактивные и активные. Пассивные методы основаны на регистрации теплового излучения, видимого излучения и естественного гамма-излучения с поверхности моря. Полуактивные методы основаны на облучении морской поверхности естественными и искусственными источниками электромагнитного излучения в широком спектральном диапазоне и анализе спектрального состава принятого сигнала с поверхности акватории. При использовании активных методов исследуемая водная поверхность облучается источниками излучения заданного спектрального состава с регистрацией или отраженного излучения, или флуоресценции, или комбинационного

рассеяния. Активные и пассивные сенсоры способны детектировать видимую, инфракрасную и микроволновую области электромагнитного спектра, которые используются для прямого измерения четырех основных параметров океанов и морей: цвета, температуры, высоты и шероховатости морской поверхности. Измерения этих параметров позволяют извлечь следующую информацию об океане:

(1) микроволновые сенсоры (альтиметры, скаттерометры, радары с синтезированной апертурой) используются для определения высоты морской поверхности, уровня океанов и морей, шероховатости морской поверхности, высоты волн, скорости приводного ветра, наблюдения за ледяным покровом, нефтяным загрязнением, динамикой вод и пр. Микроволновая радиометрия позволяет определять солёность поверхностных вод, однако, пока еще с точностью, не достаточной для решения большинства задач в океанографии;

(2) цветовые сканеры определяют спектральные свойства радиации, восходящей с водной поверхности, которая несет информацию о различных оптических характеристиках поверхностного слоя океана — прозрачности вод, концентрации взвешенного вещества, содержании хлорофилла, цветении вод и пр. Показатель поглощения желтого вещества используется как характеристика содержания окрашенной органики в морской воде. Это одна из основных характеристик качества воды в прибрежной зоне. Показатель рассеяния назад взвешенными частицами достаточно надежно рассчитывается по данным спутниковых сканеров цвета. Он характеризует содержание взвеси в воде, определяет альбедо водной толщи и является удобным параметром мониторинга. Концентрация хлорофилла — единственная характеристика морских экосистем, изменчивость которой, благодаря спутниковым наблюдениям, может быть изучена в широком диапазоне пространственных и временных масштабов. Это важнейший параметр для характеристики биомассы фитопланктона и расчета первичной продукции океанов и морей. Оптический диапазон позволяет также наблюдать скопления и кромку льда, айсберги, и при определенных условиях — нефтяные загрязнения;

(3) инфракрасные и микроволновые сенсоры используются для измерения температуры поверхности океана/моря. В отличие от инфракрасных радиометров и спектрометрических сенсоров, пассивные микроволновые сенсоры могут измерять поле ТПО в условиях сплошной облачности, правда с меньшей точностью и пространственным разрешением. Инфракрасные радиометры позволяют также наблюдать скопления и кромку льда.

Спутниковые сенсоры, в основном, способны получать разнообразную информацию об океане фактически только с ее поверхности, при этом под «поверхностью

океана», в большинстве случаев, понимается верхний слой толщиной порядка 1-10 м. Эта особенность спутниковых методов, вероятно, стала одной из причин разделения ОКП на 2 группы - (1) поверхность океана, включая верхний перемешанный слой до глубины 15 м, и (2) толщу океана. Таким образом, переменные, входящие во вторую группу ОКП (температура, соленость, течения, питательные вещества, парциальное давление двуокиси углерода, кислотность океана, кислород и трассеры), принципиально не могут быть измерены напрямую из-за ограничения спутниковых методов. Кроме того, содержание питательных веществ (в виде соединений азота, фосфора, калия, кальция, серы и магния), концентрация двуокиси углерода, кислотность океана, содержание кислорода и трассеры (вероятно, хлорфторуглероды) дистанционным образом в воде не измеряются. Следует отметить, что ряд явлений и процессов в толще океана могут проявляться на ее поверхности, например, фронты, течения, внутренние волны, апвеллинги, внутритермоклинные вихри и др., и благодаря этому могут быть также (при определенных условиях) детектированы из космоса.

Таким образом, спутниковые методы могут быть использованы для мониторинга только 8 следующих параметров, входящих в первую группу ОКП: температура поверхности океана, соленость на поверхности океана, уровень океана, состояние поверхности океана (волнение), концентрация морского льда, течения на поверхности океана, цвет океана и фитопланктон. Более подробно они будут рассмотрены в следующем разделе.

Спутниковый мониторинг океанических ОКП

(1) Температура поверхности океана

ТПО – одна из важнейших характеристик океана, которая измеряется уже более 45 лет из космоса с помощью различных радиометров, СВЧ-радиометров и спектрометрических радиометров, установленных на десятках спутниках. На рис.1 представлена одна из первых карт Гольфстрима в поле ТПО, полученная 2 июня 1966 г. с американского спутника Nimbus-II. ТПО рассчитывается по данным о радиояркостной температуре, измеряемой инфракрасными и сверхвысокочастотными радиометрами (включая радиометры, сканирующие вдоль подспутникового следа), и по данным сканеров видимого диапазона, которые имеют дополнительный канал в ИК-диапазоне. Мониторинг ТПО осуществляется с помощью различных версий радиометров AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer — усовершенствованный радиометр очень высокого разрешения), установленных на нескольких спутниках серии NOAA-KLM, имеющих пять

спектральных каналов, обладающих пространственным разрешением 1.1 км и разрешением по температуре 0.1⁰С.

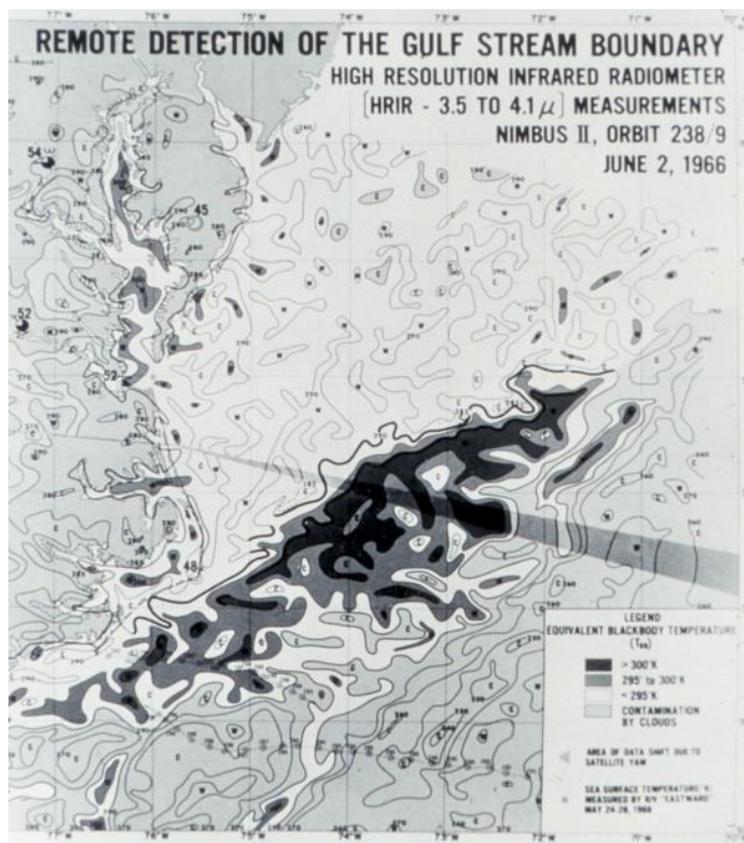


Рисунок 1. Гольфстрим в поле ТПО (2 июня 1966 г., Nimbus II) (<http://www.photolib.noaa.gov/bigs/spac0006.jpg>).

Радиометры используются для широкого диапазона задач по мониторингу состояния окружающей среды, включая: анализ и прогноз погоды; изучение поля температуры поверхности океанов и морей, а также температуры и влажности атмосферы; мониторинг динамики вод океана, извержений вулканов, лесных пожаров, пылевых бурь, интенсивности вегетации и др. Дважды в день каждый спутник покрывает любую точку на поверхности Земного шара. Для мониторинга ТПО также используются спектрометрические MODIS, установленные на спутниках Terra и Aqua; оптический и инфракрасный радиометр VIIRS, установленный на спутнике Suomi NPP; AVHRR/3, установленный на спутнике MetOp-2 Европейского космического агентства и многие другие. Они позволяют получать карты ТПО всего Мирового океана каждые 1-2 дня. Основной проблемой при восстановлении полей ТПО на основе спутниковых данных является облачность, поэтому для районов, практически постоянно закрытых облачностью, используются СВЧ-радиометры, которые обладают существенно худшим

разрешением по пространству — 25 км и температуре — 0.8 °С (Лаврова и др., 2011; Костяной и др., 2012).

Для исследования мезомасштабной динамики вод вполне хватает разрешения радиометров порядка 1 км (рис. 2), однако новые сенсоры с инфракрасными каналами, установленными на спутниках серии Landsat (TM на Landsat-5, ETM+ на Landsat-7 и TIRS на Landsat-8) (Лаврова и др., 2011, 2016), имеют разрешение 60-100 м и дают исключительные по своей детальности изображения ТПО, сравнимые только с оптическими изображениями высокого пространственного разрешения (рис. 3). Недостаток этих данных заключается в том, что эти приборы осуществляют съемку одного и того же района один раз в 16 дней, что с учетом вероятности частичного или полного облачного покрова исследуемого района делает их непригодными для климатических задач. Кроме того, 100-метровое пространственное разрешение, вероятно, избыточно для климатических исследований. На рис. 2 представлено поле ТПО Балтийского моря, полученное спектрометрией MODIS Aqua с разрешением 1 км, а на рис. 3 – поле ТПО восточной части Гданьского залива, полученное сенсором TIRS Landsat-8 с разрешением 100 м.

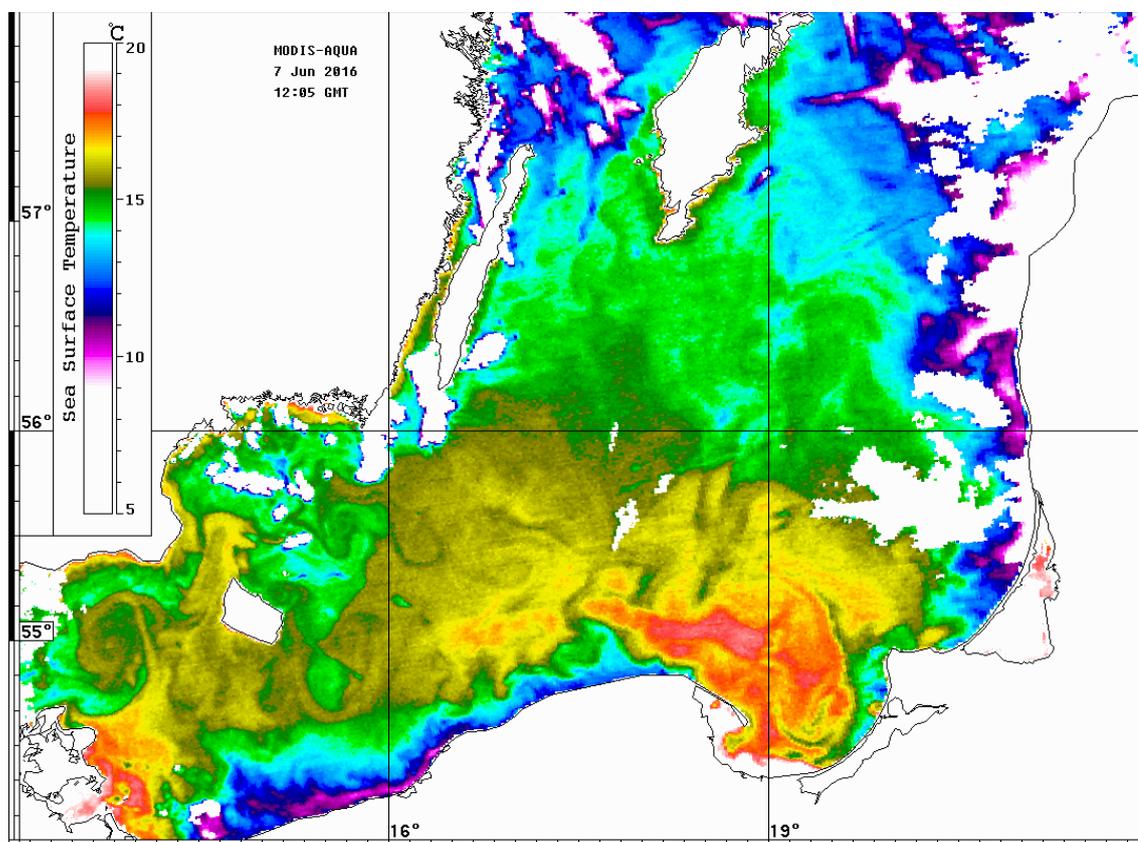


Рисунок 2. Поле ТПО Балтийского моря (7 июня 2016 г., 12:05 GMT, MODIS-Aqua).

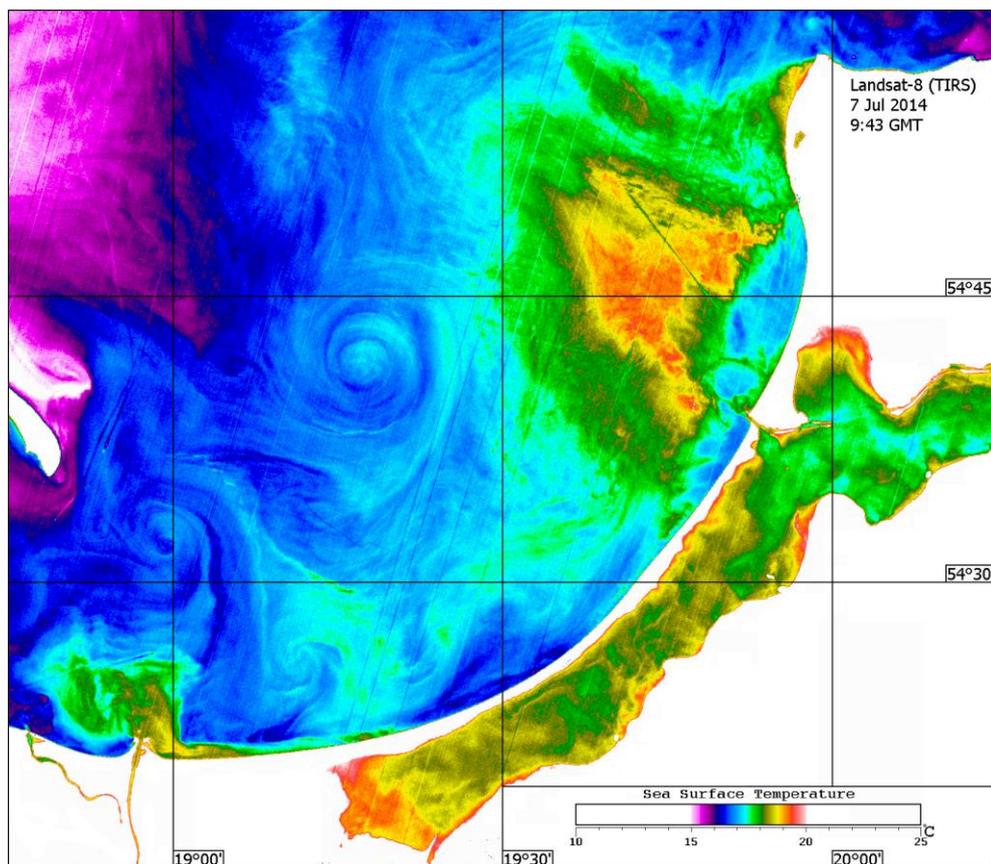


Рисунок 3. Поле ТПО восточной части Гданьского залива (7 июля 2014 г., 09:43 GMT, TIRS Landsat-8).

Рис. 2 был подобран таким образом, чтобы показать несколько характерных эффектов, свойственных полям ТПО. По локальным аномалиям ТПО хорошо видно положение циклонических и антициклонических вихрей, струи, а также зоны прибрежного апвеллинга с относительно холодной водой (темно-синий цвет) вдоль побережья Германии, Польши, России, Литвы и Латвии. Красное пятно в Гданьском заливе показывает положение относительно теплых вод, образовавшихся в результате сильного солнечного прогрева верхнего слоя моря практически в полдень, в безоблачных и безветренных условиях. Такой прогрев обычно сильно маскирует все динамические структуры в море и затрудняет интерпретацию спутниковых данных, поэтому очень часто используются тепловые снимки, полученные в ночное время. Белые пятна мористее Литвы и Латвии представляют собой облачность, которая является препятствием для получения информации о ТПО.

Для решения климатических задач используются композитные карты ТПО, в которых убраны эффекты облачности и локального солнечного прогрева за счет осреднения значений ТПО и с помощью численных методов, например, за неделю, месяц, сезон или год для определенного моря, района или всего Мирового океана в целом. На рис. 4 представлена композитная карта Земного шара в истинных цветах на 1 февраля

2017 г., которая показывает, насколько различные акватории Мирового океана покрыты облачностью. На рис.5 представлена уже композитная карта ТПО также на 1 февраля 2017 г., полученная по совокупности данных радиометров с различных спутников, на которой облачность уже отсутствует.

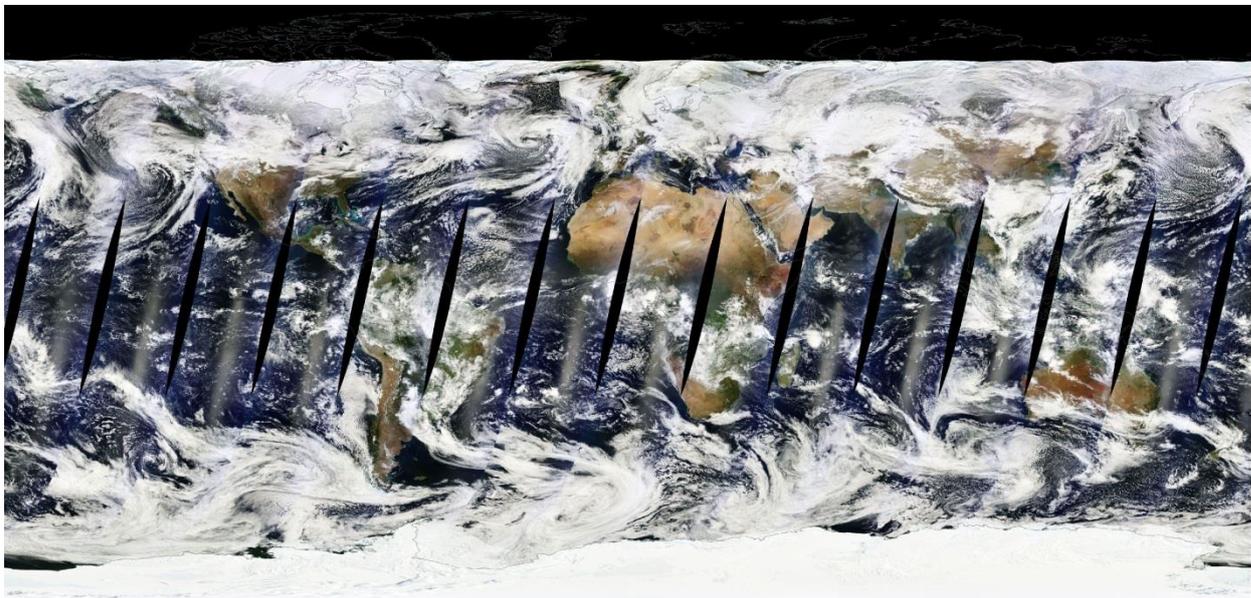


Рисунок 4. Композитная карта Земного шара в истинных цветах (1 февраля 2017 г., MODIS-Terra) (<https://worldview.earthdata.nasa.gov>)

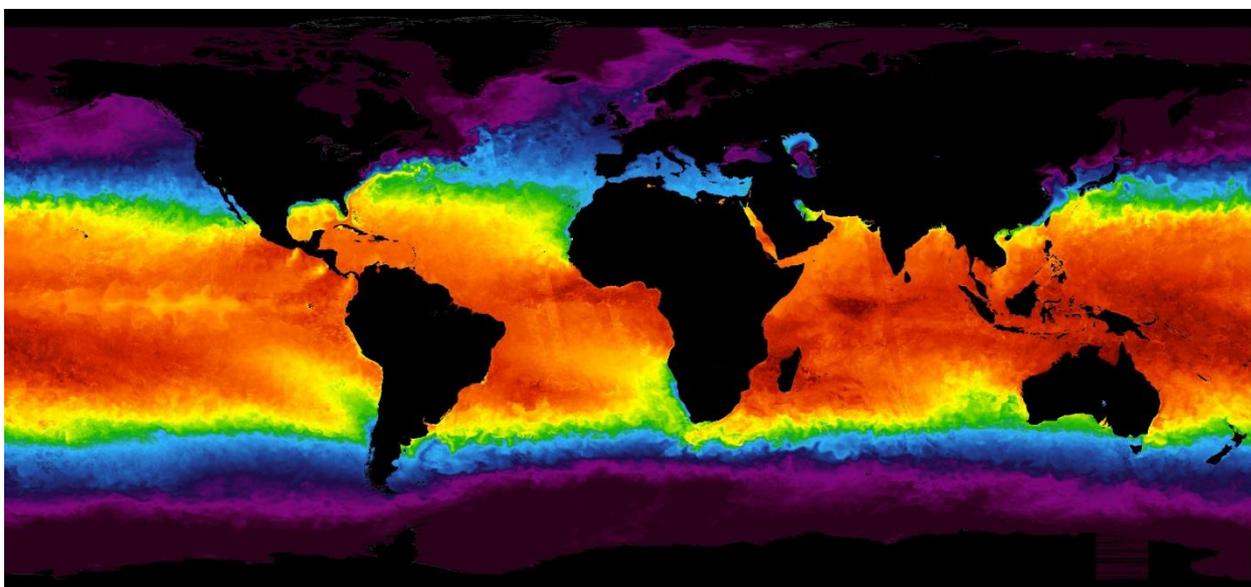


Рисунок 5. Композитная карта ТПО Мирового океана (1 февраля 2017 г.). Диапазон ТПО от 0 до 32⁰С. (<https://worldview.earthdata.nasa.gov>)

Такие карты, а точнее спутниковые базы данных используются для исследования сезонной и межгодовой изменчивости ТПО отдельных морей (Костяной и др., 2014а, б) или всего Мирового океана в целом. На рис. 6 и 7 представлена сезонная и межгодовая

изменчивость ТПМ Черного моря за 1982-2009 гг., полученная по результатам анализа спутниковых данных (Гинзбург и др., 2011; Костяной и др., 2012).

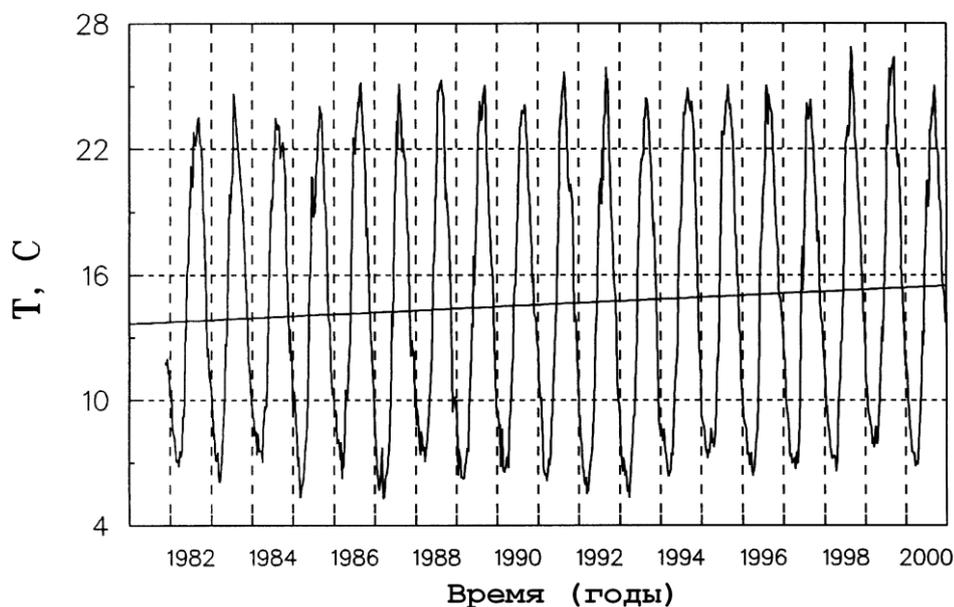


Рисунок 6. Межгодовая и сезонная изменчивость среднемесячных значений ТПМ (°С) Черного моря с 1982 по 2000 год по спутниковым данным. Линейный тренд равен $0.06^{\circ}\text{C}/\text{год}$ (Костяной и др., 2012).

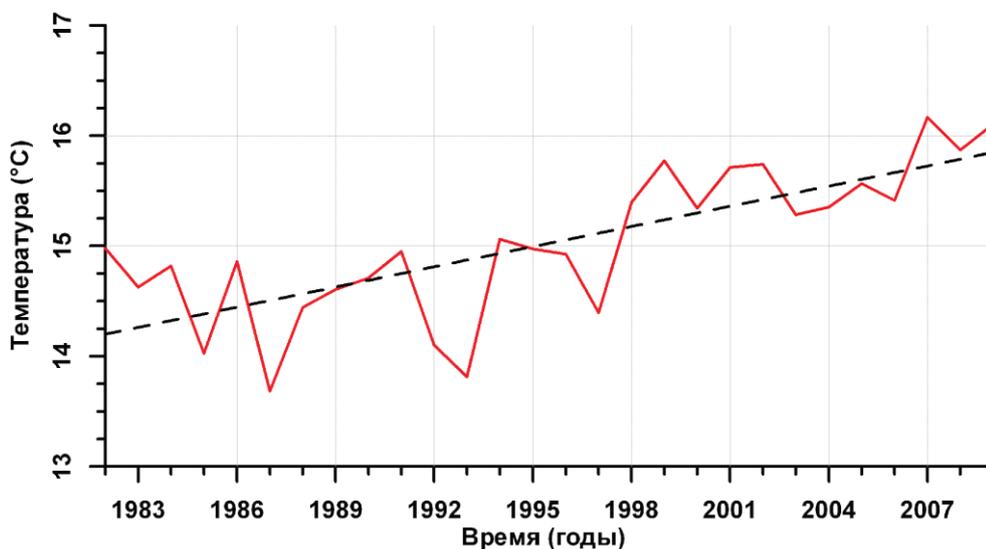


Рисунок 7. Межгодовая изменчивость среднегодовых значений ТПМ (°С) в Черном море в целом в 1982–2009 гг. по спутниковым данным проекта NASA JPL PO.DAAC AVHRR-Pathfinder. Линейный тренд равен $0.06^{\circ}\text{C}/\text{год}$. (Гинзбург и др., 2011).

(2) Соленость поверхности океана

2 ноября 2009 г. на орбиту был запущен спутник SMOS Европейского космического агентства, предназначенный, в частности, для измерения солености на поверхности океана. SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity - влажность почв и соленость

океана) является очередным космическим аппаратом из серии спутников Earth Explorer, задача которых – изучение важнейших параметров Земли в рамках проводимой Европейским космическим агентством (ЕКА) программы «Живая планета» (Living Planet). SMOS – первый спутник, предназначенный для глобальных измерений влажности почв на суше и солености Мирового океана. Космический аппарат SMOS был разработан и изготовлен консорциумом научно-исследовательских учреждений и производственных предприятий Европы.

Программа SMOS использует на одноименном спутнике интерферометр-радиометр MIRAS (Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis), позволяющий проводить в глобальном масштабе измерения влажности почв и растительности суши с пространственным разрешением 60 км и солености морских вод с разрешением 200 км. Радиометр дает изображения, соответствующие интенсивности собственного излучения поверхности в L-диапазоне (длина волны 21 см). Вычисление значений солености осуществляется на основе измеренных значений яркостной температуры в L-диапазоне при разных углах наклона и поляризации приемной антенны. Параллельно с разработкой аппаратуры спутника, выполняющей первичную оценку солености «в точке», активно разрабатывались методы пространственно-временного осреднения результатов таких измерений, позволяющие уменьшать влияние ошибок измерений и статистического шума. После ряда подготовительных процедур 21 мая 2010 г. спутник SMOS приступил к оперативной работе (Костяной и др., 2012). Данные со спутника SMOS впервые позволили построить относительно высокоточную (пространственное разрешение 35 км, точность измерения солености 0.3‰), регулярно обновляемую (каждые 3 дня) глобальную карту солености Мирового океана (Tzortzi et al., 2016), что расширяет наши знания о закономерностях океанических течений, взаимодействии океана и атмосферы, водообмене и их воздействии на климатическую систему (рис.8).

Проблема заключается в том, что соленость вод на поверхности Мирового океана варьируется в диапазоне всего 32-38‰ (или г/кг в современных единицах измерения солености), поэтому современной точности спутниковых методов в 0.3‰ и 7-ми летнего ряда наблюдений пока явно недостаточно для полноценных климатических исследований.

Кроме SMOS, с 2011 по июнь 2015 на орбите работал американо-аргентинский спутник Aquarius/SAC-D (Lagerloef et al., 2008; Tzortzi et al., 2016), а 31 января 2015 г. был запущен спутник НАСА SMAP (Soil Moisture Active Passive), который, несмотря на свою нацеленность на измерение влажности почвы, будет давать информацию о поле солености поверхности Мирового океана (Brown et al., 2013).

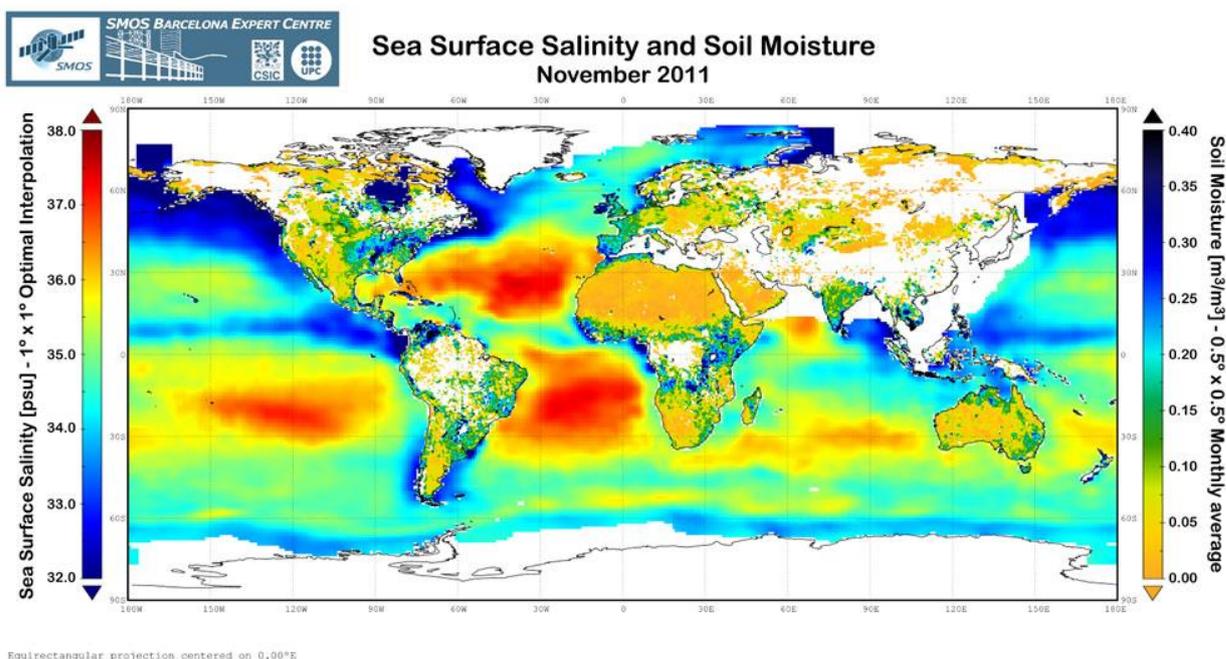


Рисунок 8. Среднемесячная соленость Мирового океана и влажность почвы за ноябрь 2011 г. по данным SMOS (http://www.smos-bec.icm.csic.es/new_combined_map)

(3) Уровень океана

Среди дистанционных методов определения уровня океанов и морей в первую очередь следует выделить спутниковую альтиметрию как основной инструмент исследования изменчивости уровня по всей акватории океанов и внутренних морей, а не только у их побережья на метеостанциях и постах. Спутниковая альтиметрия относится к одному из активных методов дистанционного зондирования поверхности Земли с борта космического аппарата. Более подробно ознакомиться с методом спутниковой альтиметрии можно в работах (Радиолокационные методы, 1980; Chelton et al., 2001; Rees, 2001; Remote sensing..., 2003; Seelye, 2004; Лебедев, Костяной, 2005; Vignudelli et al., 2011; Лебедев, 2014). Параметры орбит и общие характеристики всех спутников, проводящих альтиметрические измерения, приведены в (Лебедев, Костяной, 2005; Vignudelli et al., 2011; Лебедев, 2014).

Основные программы спутниковой альтиметрии можно условно разделить на два типа. Первые направлены на решение геодезических задач: уточнение формы и высот геоида и гравитационного поля Земли. Они получили название геодезических программ. Вторые – на осуществление мониторинга изменчивости высоты морской поверхности. Круг задач, которые могут решаться в рамках этих программ, достаточно широк – от различных океанологических задач до исследований глобальных изменений климата. Эти программы получили название изомаршрутных.

Изомаршрутные программы предполагают повторяемость трасс в пределах ± 1 км через определенный период (цикл) времени. Они позволяют реализовать режим повторных измерений по сетке равномерно расположенных по поверхности Земли треков. Изомаршрутные программы направлены в первую очередь на решение задач мониторинга пространственно-временной изменчивости высоты морской поверхности или уровня океана. Подспутниковые трассы для разных программ имеют разные расстояния между трекам одного типа (восходящими или нисходящим) в зависимости от широты места.

Принципиальная схема измерений, проводимых альтиметром или радиовысотомером, представлена на рис. 9, на котором показаны различного рода поверхности, определяющие суть данного метода дистанционного зондирования из космоса.

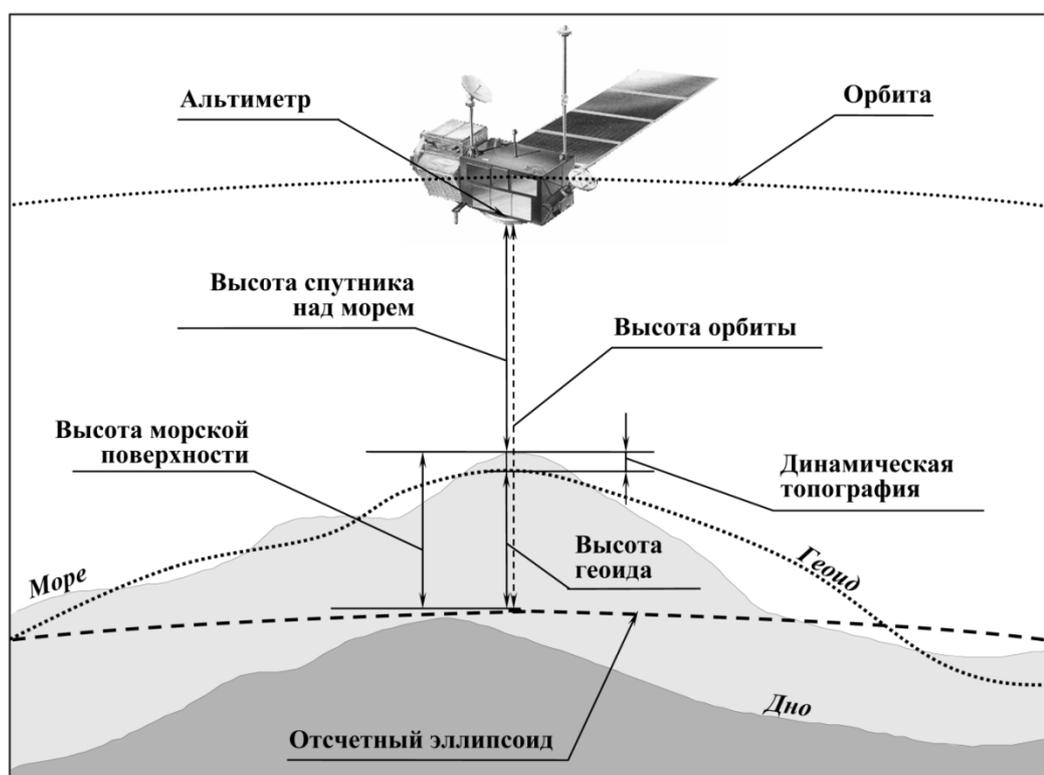


Рисунок 9. Принципиальная схема альтиметрических измерений и основные поверхности, связанные с ними (Лебедев, Костяной, 2005).

С 1992 г. по настоящее время регулярные альтиметрические измерения выполняются спутниками TOPEX/Poseidon, GFO-1, Envisat, Jason-1, Jason-2, Jason-3, Sentinel-3A и др. Для анализа межгодовой и сезонной изменчивости уровня Мирового океана, а также внутренних морей, например, Каспийского или Черного лучше использовать данные спутников TOPEX/Poseidon (Т/Р) и Jason-1, -2, -3 (J1/2/3), что обусловлено следующими причинами.

Точность измерения высоты спутника над морской поверхностью для этой программы составляет 1.7 см (Fu and Pihos, 1994), а точность расчета самой высоты моря относительно отсчетного эллипсоида для открытого океана — 4.2 см. Это - наилучший показатель по сравнению с другими программами альтиметрических измерений (Chelton et al., 2001). Расположение восходящих и нисходящих треков (внутри каждого 10-суточного цикла) по акваториям даже внутренних морей (например, Каспийского, Черного и Балтийского) оптимально, что позволяет анализировать изменчивость уровня вдоль треков с пространственным разрешением 5-6 км. Временной масштаб повторения измерений вдоль трека - 9.916 суток (т.е. примерно 3 раза в месяц или 6 раз в месяц в точках пересечения треков) - оптимален для исследования синоптической и сезонной изменчивости уровня океанов и морей (Лебедев, Костяной, 2005, 2016; Lebedev, Kostianoy, 2008; Kouraev et al., 2011, Лебедев, 2014; Kostianoy et al., 2014).

Данные TOPEX/Poseidon представляют собой непрерывный и наиболее длинный по времени ряд измерений (с сентября 1992 г. по август 2002 г.). Этот ряд продлевают данными спутников Jason-1 (с января 2002 г. по февраль 2009 г.) и Jason-2 (с июля 2008 г. по настоящее время), расположение треков которых полностью совпадает с расположением треков спутников TOPEX/Poseidon и Jason-1 до совершения ими маневра коррекции орбиты 19 августа 2002 г. и 2 февраля 2009 г., соответственно.

Большинство баз данных спутниковой альтиметрии имеют одинаковую структуру. Всю информацию в них условно можно разбить на следующие группы, которые содержат:

(а) пространственно-временное положение спутника (геоцентрические координаты и ошибки их определения, время проведения измерений, результаты расчета высоты орбиты спутника относительно отсчетного эллипсоида);

(б) высоту спутника над подстилающей поверхностью, полученную в результате обработки времени возврата зондирующего импульса, или высоту моря относительно отсчетного эллипсоида;

(в) поправки, влияющие на время возврата зондирующего импульса (поправка на состояние подстилающей поверхности, поправки на влияние окружающей среды: ионосферная поправка, поправка на влажность, «сухая» тропосферная поправка);

(г) результаты анализа формы отраженного импульса (значимая высота ветровых волн, коэффициент обратного рассеяния, модуль скорости приводного ветра), что существенно расширяет круг применения спутниковой альтиметрии в научных и прикладных исследованиях;

(д) дополнительную геофизическую информацию (поправка обратного барометра, высоту геоида и средней морской поверхности, высоту приливов — морского, солнечного,

твердой Земли и полюсного, данные батиметрии), необходимую для решения геофизических задач разных классов.

Более подробно с существующими базами данных спутниковой альтиметрии можно ознакомиться в работах (Лебедев, Костяной, 2005; Vignudelli et al., 2011; Лебедев, 2014). В РФ особенно следует выделить Интегрированную Базу Данных Спутниковой Альтиметрии Каспийского моря (ИБДСА – «Каспий»), которая создана совместно специалистами Геофизического Центра РАН и Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН и внесена в Государственный регистр баз данных за № 0220611211 (Свидетельство № 10505 от 14 июля 2006 г.) (Лебедев, 2014).

В РФ большое внимание уделяется комплексному изучению Каспийского моря (Kostianoy, Kosarev, 2005), что связано не только с интенсивным развитием добычи нефти (Zhiltsov et al., 2016), значительными изменениями регионального климата (Костяной и др., 2014а, б), но и с продолжающимися значительными колебаниями уровня Каспия, амплитуда которых за время инструментальных наблюдений (с 1837 г.) составила более 3 м (Kostianoy, Kosarev, 2005; Лебедев, Костяной, 2005, 2016; Lebedev, Kostianoy, 2008; Kouraev et al., 2011; Лебедев, 2014; Костяной и др., 2014а, б). На рис. 10 представлены результаты альтиметрических измерений среднего уровня Каспийского моря за период с 1993 г. по 2015 г.

С зимы 1992/1993 г. до лета 1995 г. наблюдался резкий рост уровня моря до отметки -26,4 м в Балтийской системе высот со скоростью 20 см/год. Затем до зимы 1997/1998 г. наблюдалось очередное резкое понижение до отметки -27,1 м со скоростью 22 см/год. Умеренное падение продолжилось до зимы 2001/2002 г. до отметки -27,4 м со скоростью 6 см/год. Последующий умеренный рост до отметки -26,7 м со скоростью 10 см/год наблюдался до лета 2005 г. С лета 2005 г. по зиму 2009/2010 гг. уровень моря умеренно падал до отметки -27,3 м со скоростью -8.5 см/год. Это падение продолжилось и в 2010 г. В 2010–2012 гг. скорость падения уровня Каспия увеличилась до 15 см/год и к марту 2013 г. уровень моря составил -27,6 м. Падение уровня Каспия продолжилось и в последующие годы, что отчетливо видно по спутниковым данным до конца 2015 г., когда уровень моря в июне достиг отметки -27.74 м, а уже в декабре -28.2 м (рис. 10). Поскольку в июне 2016 г. уровень моря находился на уровне -27.72 м, примерно на той же отметке, что и в июне 2015 г., то пока трудно говорить о стабилизации уровня Каспия. При этом следует отметить, что рост и падение уровня Каспийского моря происходит в разных частях моря по-разному, что объясняется различными гидрометеорологическими и гидродинамическими факторами (Лебедев, Костяной, 2016).

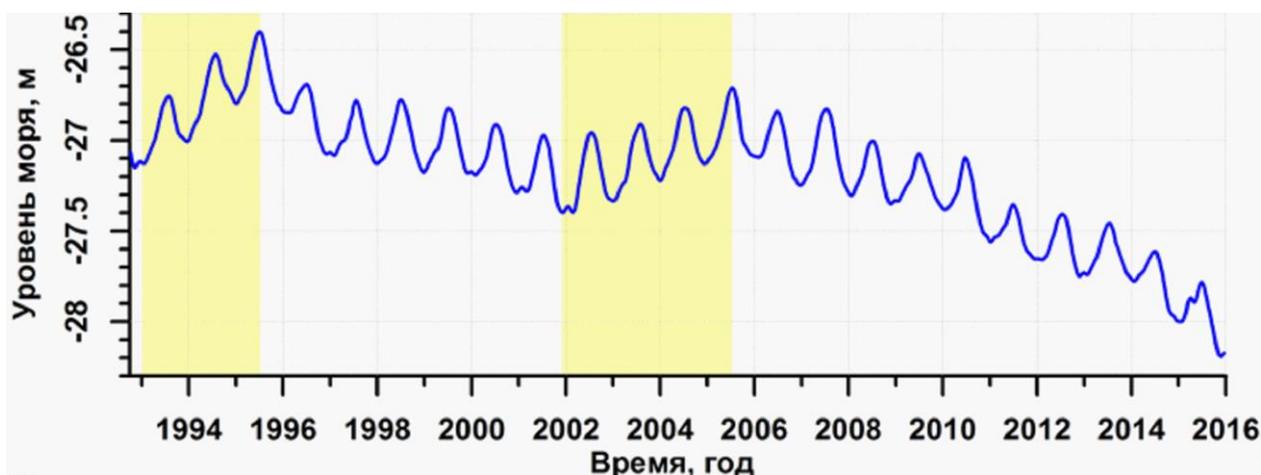


Рисунок 10. Сезонная и межгодовая изменчивость уровня Каспия по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 с января 1993 г. по декабрь 2015 г. Периоды роста уровня выделены желтым цветом (Лебедев, Костяной, 2016).

С помощью альтиметрических данных строятся региональные и глобальные карты аномалий уровня океана и динамической топографии за различные сроки и с использованием данных различных спутниковых миссий. На рис.11 представлена карта аномалий уровня Мирового океана на 7 июля 2004 г., на которой отчетливо видны крупные антициклонические (положительные изолированные аномалии) и циклонические (отрицательные изолированные аномалии) вихри и меандры течений, а также такие мощные течения как Гольфстрим, Куроисио, Агульясово и др. благодаря аномалиям в скорости и положении этих течений. Интерпретация таких карт в смысле изучения динамики вод осложняется тем, что мы имеем дело с аномалиями уровня, а не с самим уровнем океана.

С сентября 1992 г. имеются многолетние альтиметрические наблюдения за уровнем Мирового океана, что позволяет исследовать сезонную и межгодовую изменчивость уровня океана в любой его точке, исследовать пространственную неоднородность изменения уровня (рис. 12), а также изучать глобальные осредненные характеристики изменчивости уровня в связи с глобальным изменением климата (рис. 13) (IPCC, 2013; Rhein et al., 2013). Последний график, в частности, показывает, что по данным спутниковой альтиметрии за период с 1993 по 2015 г. уровень Мирового океана в среднем растет со скоростью 3.3 мм в год.

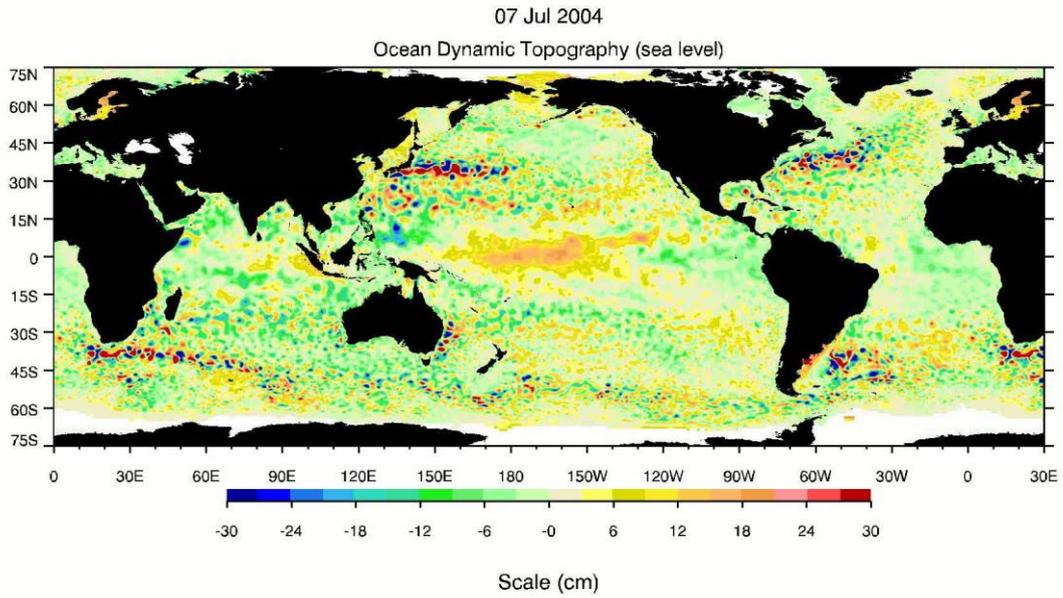


Рисунок 11. Карта аномалий уровня Мирового океана на 7 июля 2004 г., построенная по данным спутниковой альтиметрии (<https://i.ytimg.com/vi/SdsHpKAfzi0/maxresdefault.jpg>)

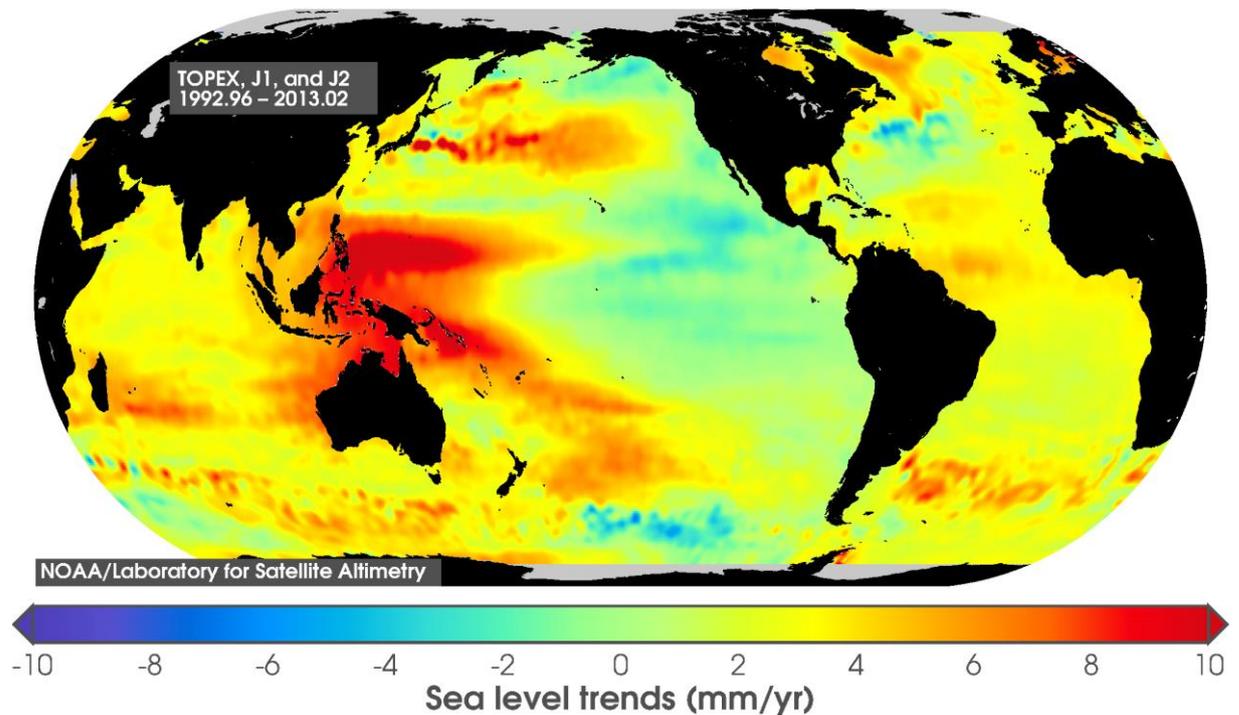


Рисунок 12. Карта скорости изменения уровня Мирового океана (мм/год) за период с 1992 по 2013 г., построенная по данным спутниковой альтиметрии Т/Р, J1/2 (<http://notrickszone.com/wp-content/uploads/2015/01/sea-level-rise-rate-western-pacific.png>)

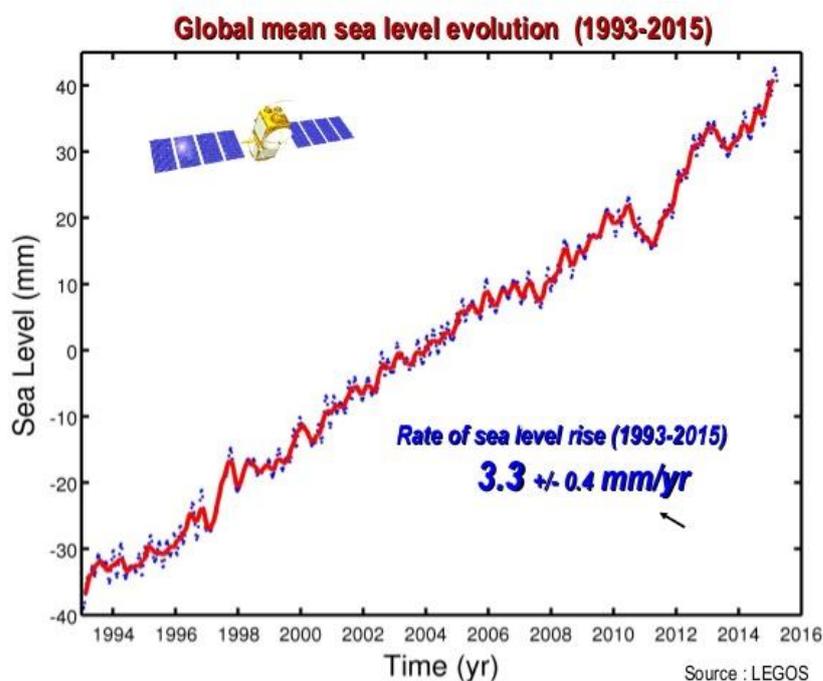


Рисунок 13. Межгодовая изменчивость уровня Мирового океана (мм) за период с 1993 по 2015 г. (<http://www.slideshare.net/CFCC15/pre0082-cazenave-a>)

(4) Состояние поверхности океана

В документах программы Глобальной системы наблюдений за климатом (GCOS) под ОКП «состояние поверхности моря» понимается высота, длина и период морских волн. Напрямую эти характеристики волнения из космоса не измеряются, однако, они косвенным образом вычисляются по данным спутниковой альтиметрии, а именно по скорости приводного ветра, форме отраженного радиоимпульса и коэффициенту обратного рассеяния отраженного радиоимпульса. При этом точность расчета высоты волн составляет 5-10% или 20-50 см (Chelton et al., 2001; Лебедев, Костяной, 2005; Костяной и др., 2012; Лебедев, 2014; Kostianoy et al., 2014).

Данные спутниковой альтиметрии позволяют получать информацию о высоте ветровых волн и скорости приводного ветра, и исследовать режим волнения и ветра в открытых частях Мирового океана и внутренних морей. Однако скважность поступления информации со спутников Т/Р и J1/2 (около 10 суток), а также невозможность определения направления распространения волн и направления ветра накладывают определенные ограничения на получаемую информацию. Тем не менее, данные спутниковой альтиметрии позволяют исследовать пространственно-временную (сезонную и межгодовую) изменчивость высоты волн и скорости ветра, например, на всей акватории Каспийского моря (рис. 14, 15). На рис. 14 представлены результаты альтиметрических измерений высоты волн в точке пересечения треков 031-092, расположенной в юго-восточной части Каспийского моря у побережья Туркменистана с января 1992 г. по

декабрь 2011 г. Рис. 15 дает представление о пространственных особенностях режима волнения на Каспии за 20 лет альтиметрических наблюдений. Аналогичные карты строятся для отдельных годов, сезонов или месяцев (Лебедев, 2014).

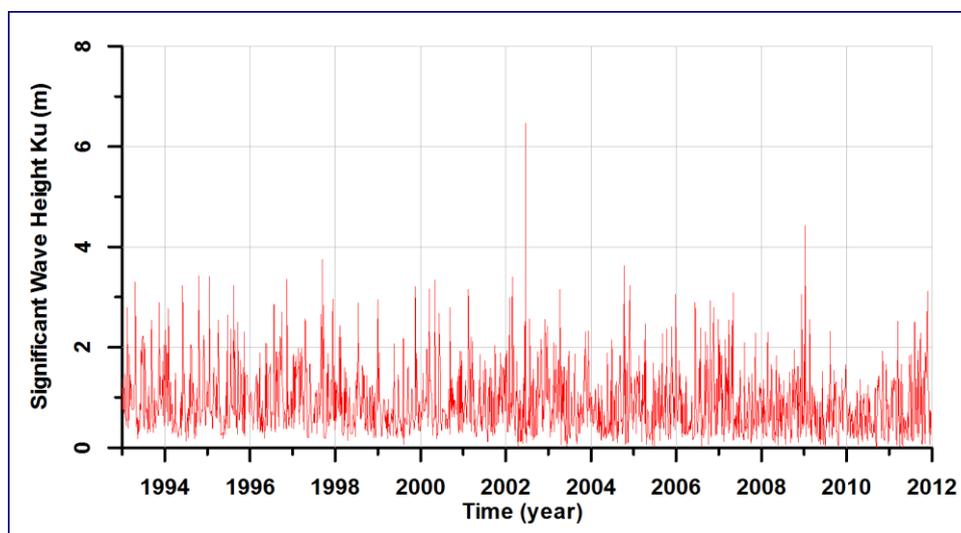


Рисунок 14. Сезонная и межгодовая изменчивость высоты волн (м) в юго-восточной части Каспийского моря по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 в точке пересечения треков 031-092 с января 1992 г. по декабрь 2011 г. (Kostianoy et al., 2014)

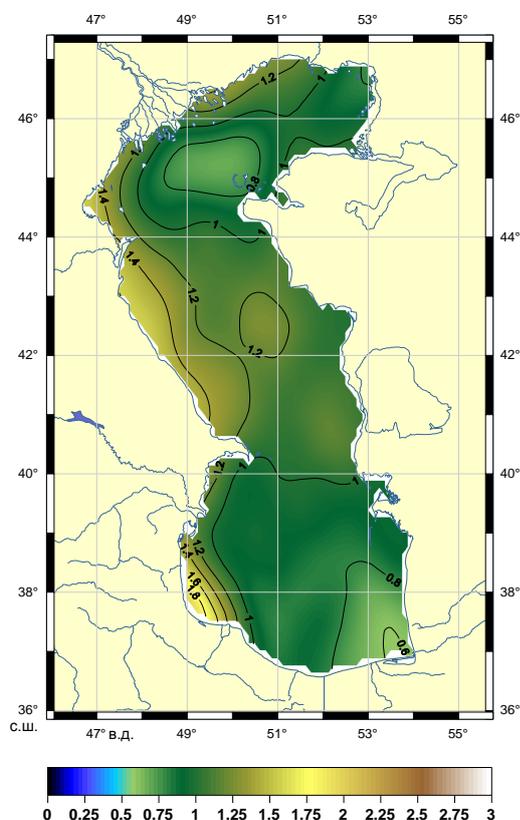


Рисунок 15. Пространственное распределение средней высоты волн (м) по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г. (Лебедев, 2014)

На рис. 16 представлены глобальные поля скорости приводного ветра и высоты ветровых волн для всего Мирового океана, полученные по данным спутниковой альтиметрии за июнь 1995 г.

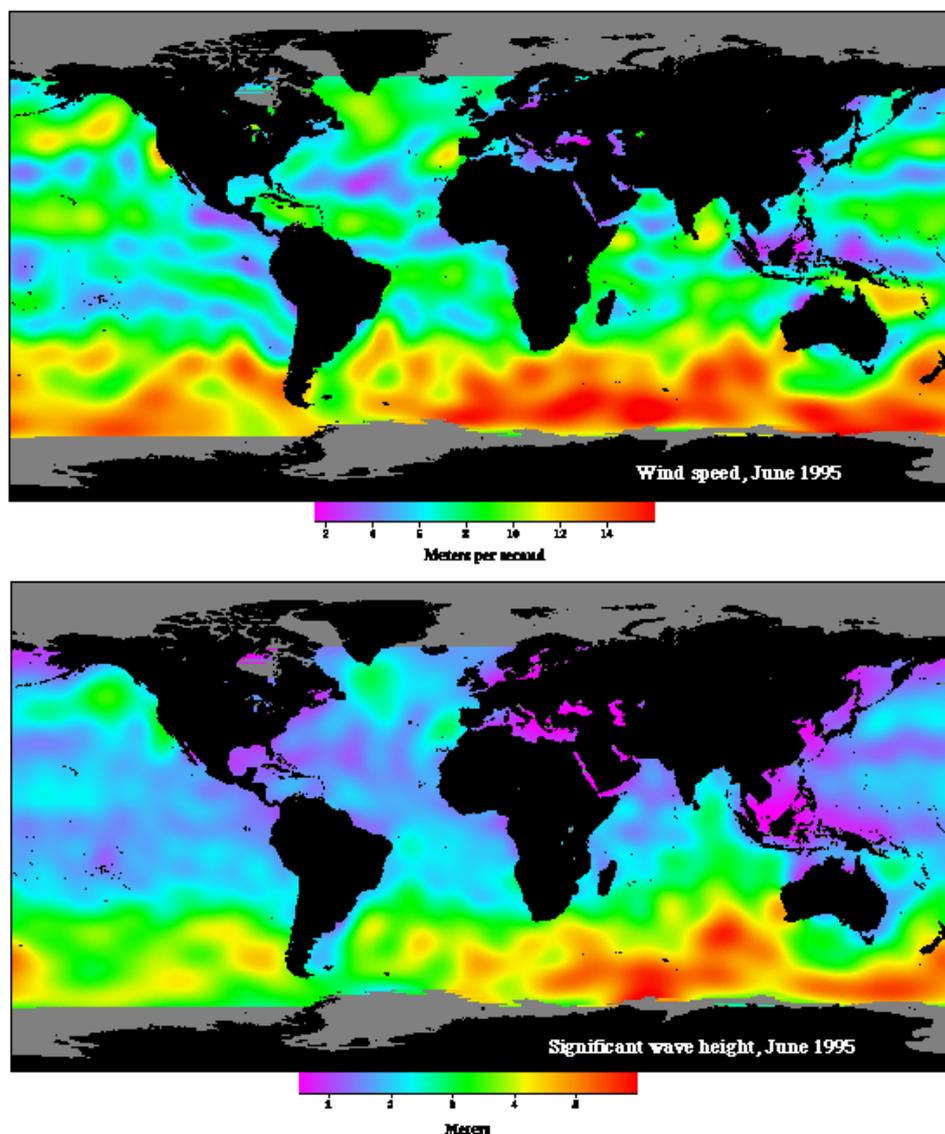


Рисунок 16. Пространственное распределение средней скорости ветра (м/с) (верх) и высоты волн (м) (низ) по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р за июнь 1992 г. (http://sealevel.jpl.nasa.gov/files/archive/online-tutorial/wind_wave_jun.gif)

В последние годы, благодаря новым физическим принципам, предложенным для измерения крутизны и периода морских волн по данным спутниковой альтиметрии, удалось значительно расширить существующую климатологию волнения введением параметра крутизны волн. Модифицированные и дополненные новыми параметрами глобальные базы данных о волнении позволяют значительно расширить область применения спутниковых данных в задачах мониторинга окружающей среды, оценки вероятности экстремальных событий, а также диагностики и прогноза климатических

изменений на региональных и глобальных масштабах (Badulin, 2014; Григорьева, Бадулин, 2016; Гавриков и др., 2016; Badulin et al., 2017). На рис. 17 и 18 представлены глобальные карты средней высоты волн и периодов волн за период с 2002 по 2012 г. по данным альтиметрических спутников Jason-1, Envisat и по данным визуальных наблюдений. На рис. 19 представлена карта нового параметра – крутизны волн, рассчитанной по данным спутниковой альтиметрии.

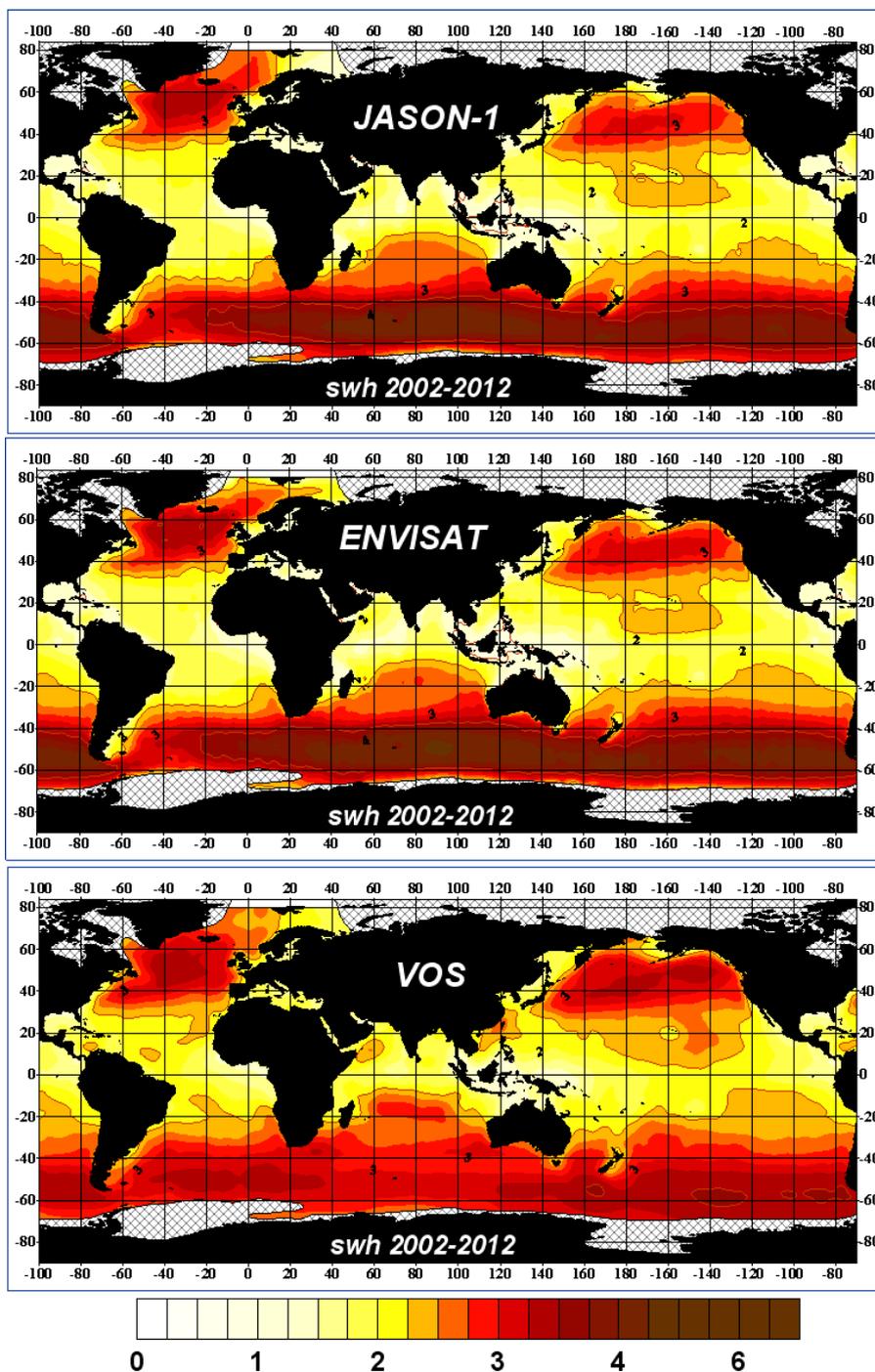


Рисунок 17. Средняя высота волн (м) за период с 2002 по 2012 г. по данным альтиметрических спутников Jason-1, Envisat и по данным визуальных наблюдений (VOS) (Григорьева, Бадулин, 2016).

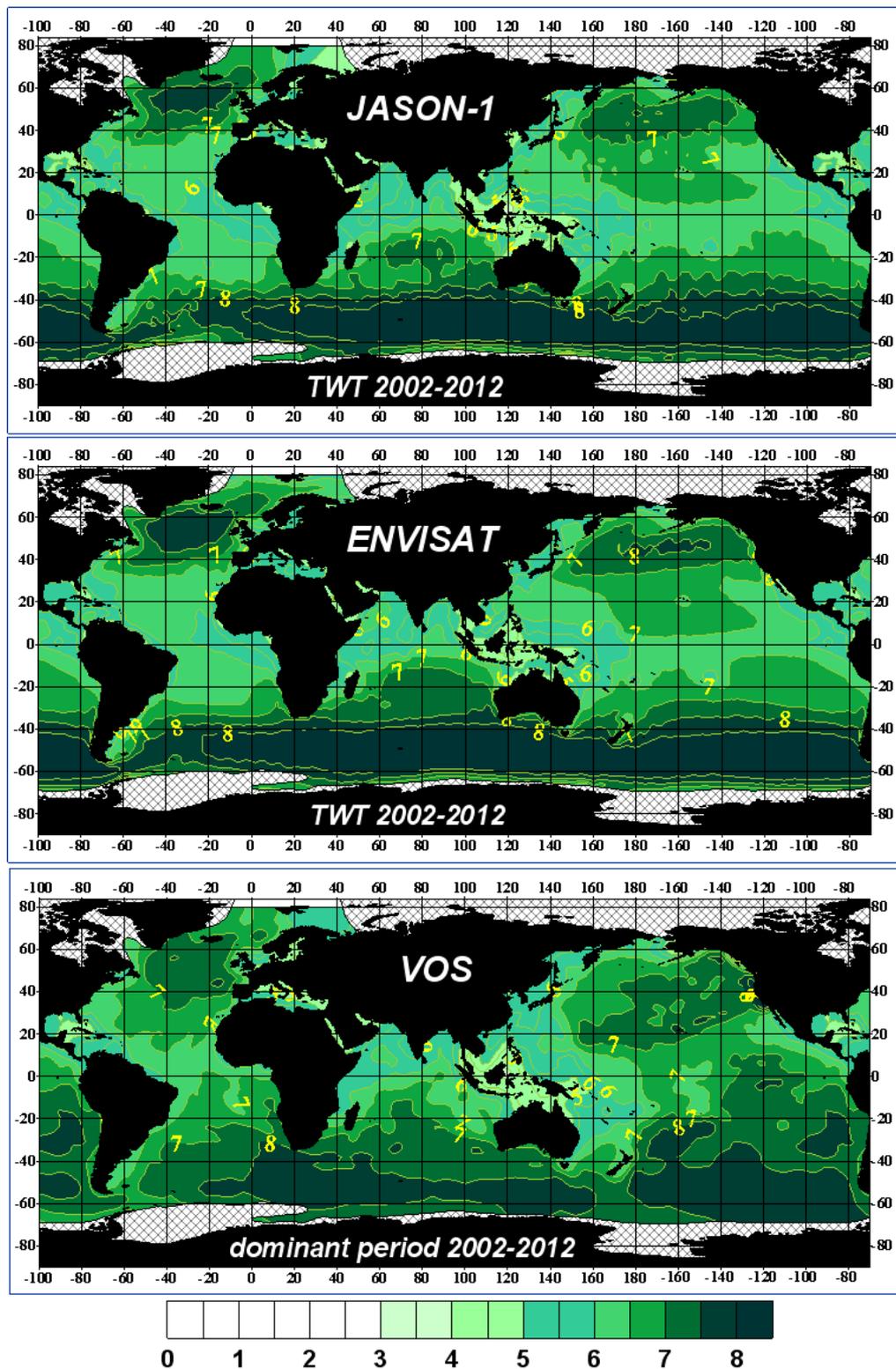


Рисунок 18. Средний период волн (сек) за период с 2002 по 2012 г. по данным альтиметрических спутников Jason-1, Envisat и по данным визуальных наблюдений (VOS) (Григорьева, Бадулин, 2016).

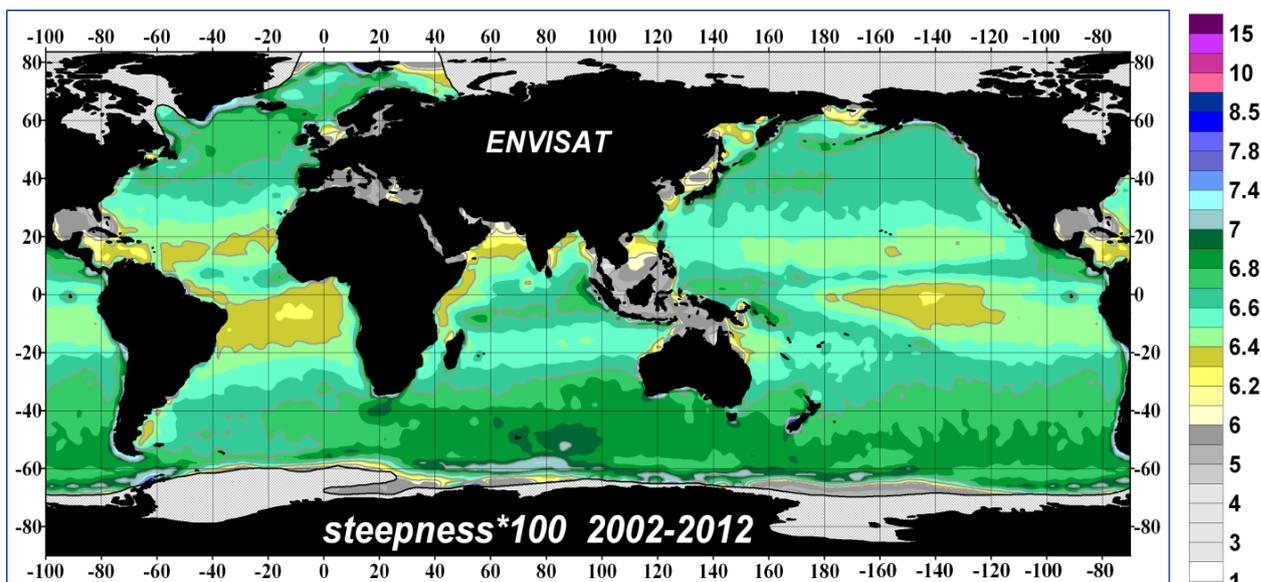


Рисунок 19. Средняя крутизна волн (м/м) за период с 2002 по 2012 г. по данным альтиметрических спутника Envisat (Григорьева, Бадулин, 2016).

Кроме методов спутниковой альтиметрии для оценки характеристик ветрового волнения и параметров внутренних волн используются данные спутниковой радиолокации (см., например, Лаврова и др., 2011, 2016, Kostianoy et al., 2017).

(5) Концентрация морского льда

Морской лед – является важнейшей океанической ОКП, которая характеризует региональное или глобальное потепление климата и которая хорошо измеряется со спутников. Морской лед определяется по оптическим изображениям (благодаря белому цвету, который сильно отличается от темных тонов моря), по данным инфракрасных и микроволновых радиометров (благодаря контрасту радиоярких температур льда и открытой воды), по данным радиолокационной съемки (благодаря контрасту в шероховатости льда и открытой воды), а также по данным спутниковой альтиметрии и скаттерометрии (благодаря разному рассеянию излученного приборами импульса от морской поверхности и ледяного покрова) (Lubin, Massom, 2006; Massom, Lubin, 2006; Comiso, 2010).

На рис. 20 приведено спутниковое изображение Северного Каспия в оптическом диапазоне с разрешением 250 м за 24 января 2017 г., на котором хорошо видна концентрация морского льда на разных его участках. Облачность является препятствием для получения информативных ежедневных снимков даже для таких южных районов как Каспийское и Азовское моря. В Арктике, где облачность практически постоянно закрывает акваторию Северного Ледовитого океана, для ежедневного мониторинга

ледяного покрова используют данные микроволновых радиометров, для которых облачность не является помехой (рис. 21). Пространственное разрешение таких карт составляет 12-25 км.

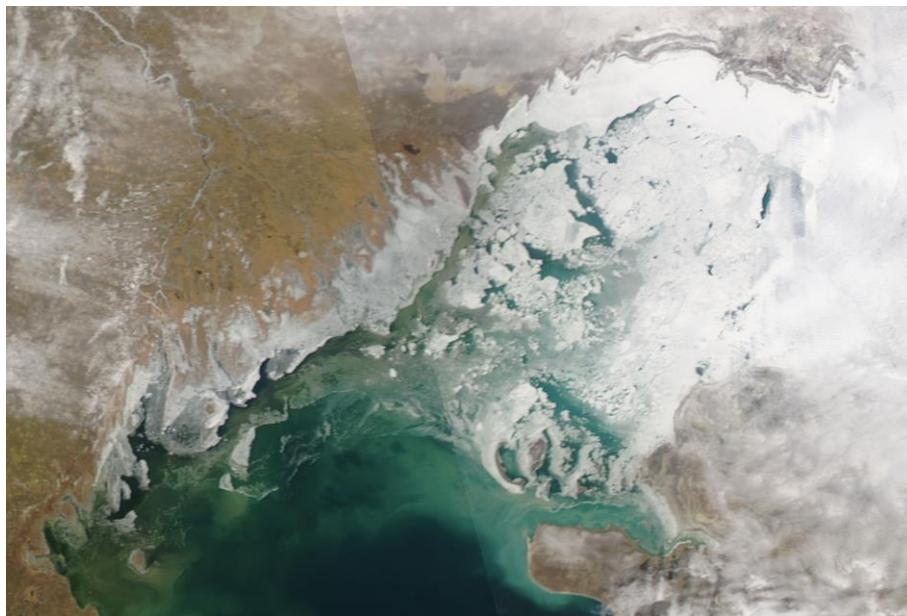


Рисунок 20. Лед на Северном Каспии (24 января 2017 г., MODIS-Aqua)
(<https://lance.modaps.eosdis.nasa.gov/imagery/subsets/?subset=CaspianSea.2017024.aqua.250m>)

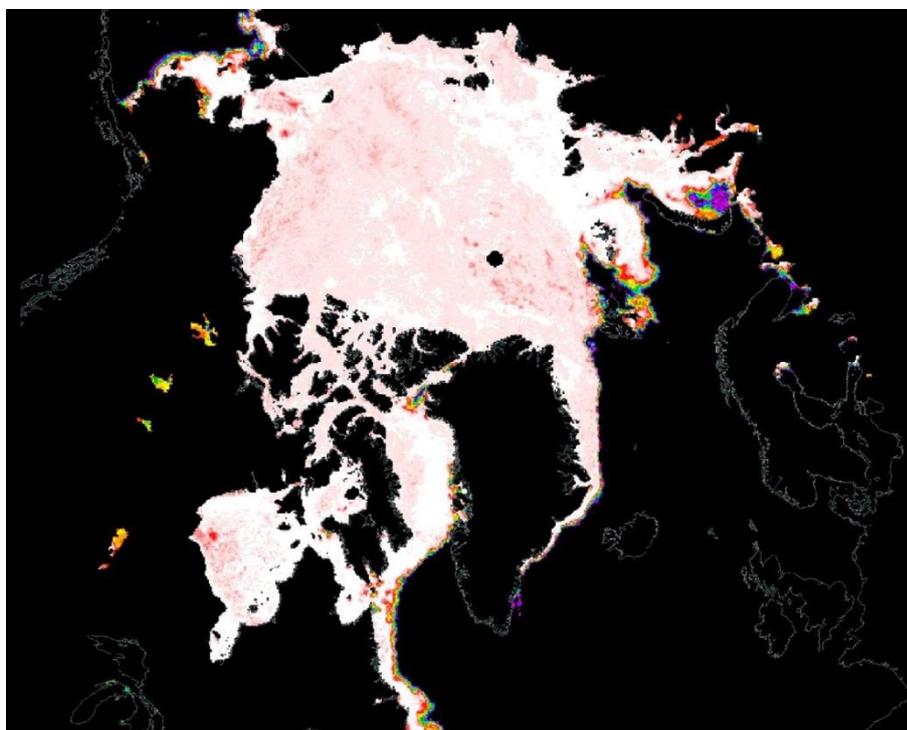


Рисунок 21. Концентрация льда в Арктике. Розовый цвет – 100%, синий – 30% (1 февраля 2017 г., микроволновой радиометр AMSR2, спутник GCOM-W1, <https://worldview.earthdata.nasa.gov>)

Радиолокаторы с синтезированной апертурой (ASAR), установленные на спутниках Envisat, Radarsat-1, Radarsat-2, Sentinel-1A, Sentinel-1B, TerraSAR-X, COSMO-SkyMed и др., также эффективно используются для детектирования морского льда с пространственным разрешением 25-75 м, при этом облачность и освещенность не являются помехой для съемки акваторий. На рис.22 представлен фрагмент радиолокационного изображения ASAR Envisat северо-западной части Карского моря, на котором хорошо видна структура ледяного покрова (серые тона), а также огромная полынья (черный цвет) у северо-восточной оконечности Новой Земли. На рис.23 представлен фрагмент радиолокационного изображения Sentinel-1B Азовского моря, на котором хорошо видна структура ледяного покрова (серые тона) в море и в Керченском проливе северо-восточнее строящегося моста.

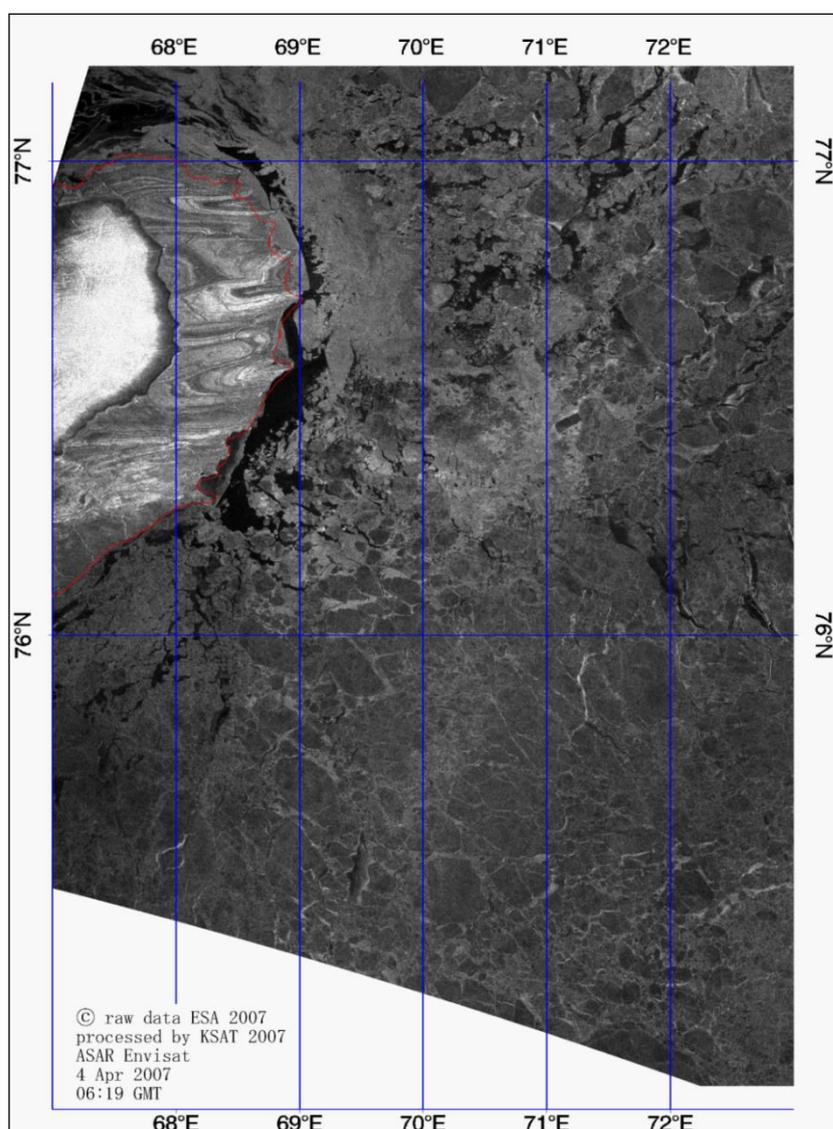


Рисунок 22. Структура ледяного покрова в северо-западной части Карского моря (4 апреля 2007, 06:19 GMT, ASAR Envisat). Пространственное разрешение 75 м.

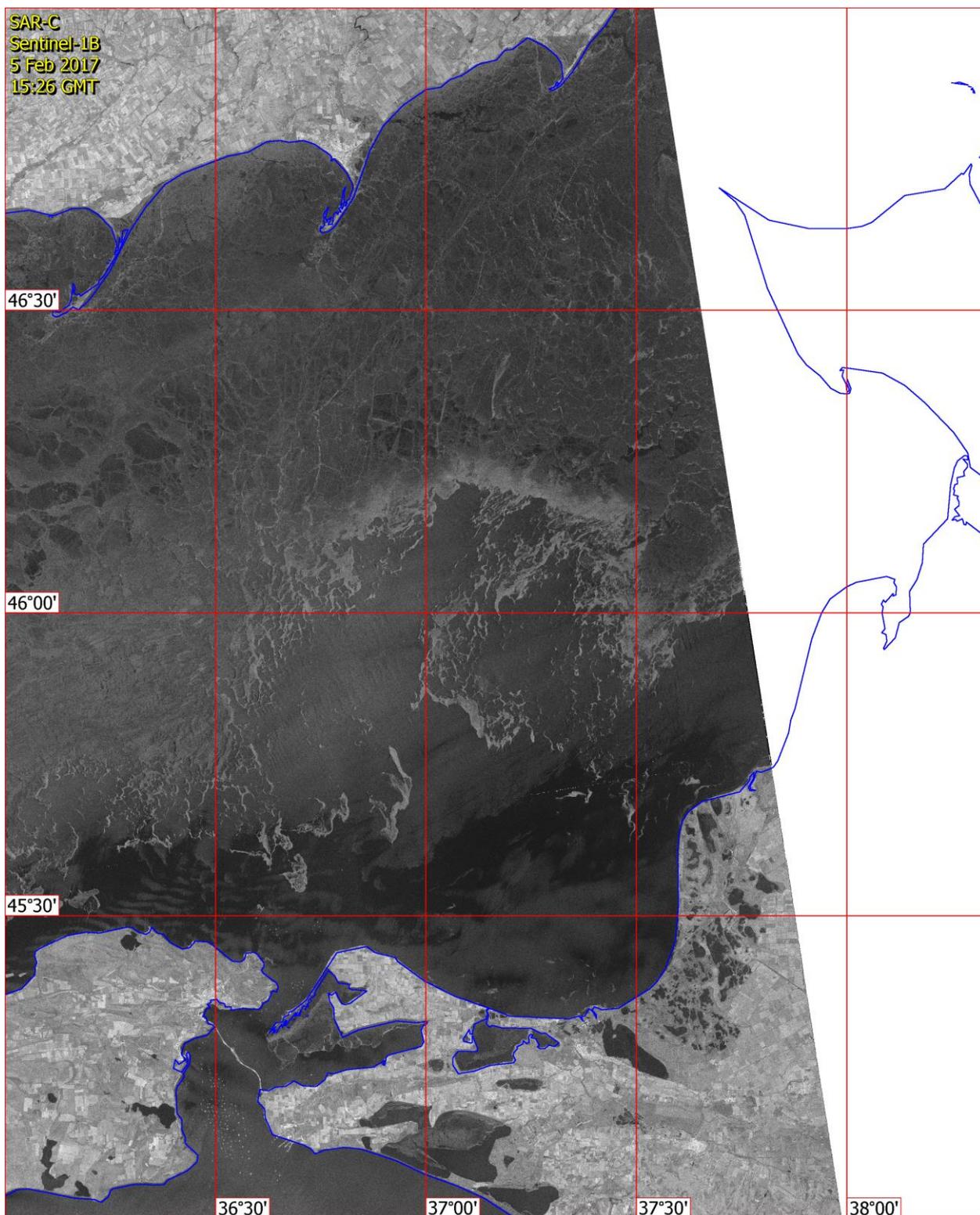


Рисунок 23. Структура ледяного покрова в Азовском море и в Керченском проливе (5 февраля 2017, 15:26 GMT, Sentinel-1B). Пространственное разрешение 20 м.

Различные возможности спутниковой альтиметрии и скаттерометрии также используются для детектирования морского льда (см., например, Lebedev et al., 2011; Kouraev et al., 2011; 2015; Zakharova et al., 2015). Например, в настоящее время можно строить карты высоты морского льда относительно поверхности океана (рис. 24),

толщины льда (рис. 25) или распределение однолетнего и многолетнего льда по акватории Северного Ледовитого океана (рис. 26), что чрезвычайно важно для климатических исследований. Последние данные о межгодовой изменчивости ледяного покрова в Арктике показывают, что в 2016 г. среднегодовая площадь льда была минимальная за всю историю спутниковых наблюдений начиная с 1979 г. (рис. 27). В начале февраля 2017 г. Американский национальный центр по исследованию снега и льда (NSIDC) опубликовал ежедневные данные, из которых следует, что площадь ледяного покрова в Арктике с октября 2016 г. по февраль 2017 г. постоянно была минимальной за последние 38 лет спутниковых наблюдений, при этом площадь льда в январе 2017 г. оказалась на 260 тыс. км² меньше предыдущего рекорда, установленного в январе 2016 г., и на 1.26 млн км² меньше средней площади за 1981-2010 гг. (рис. 28).

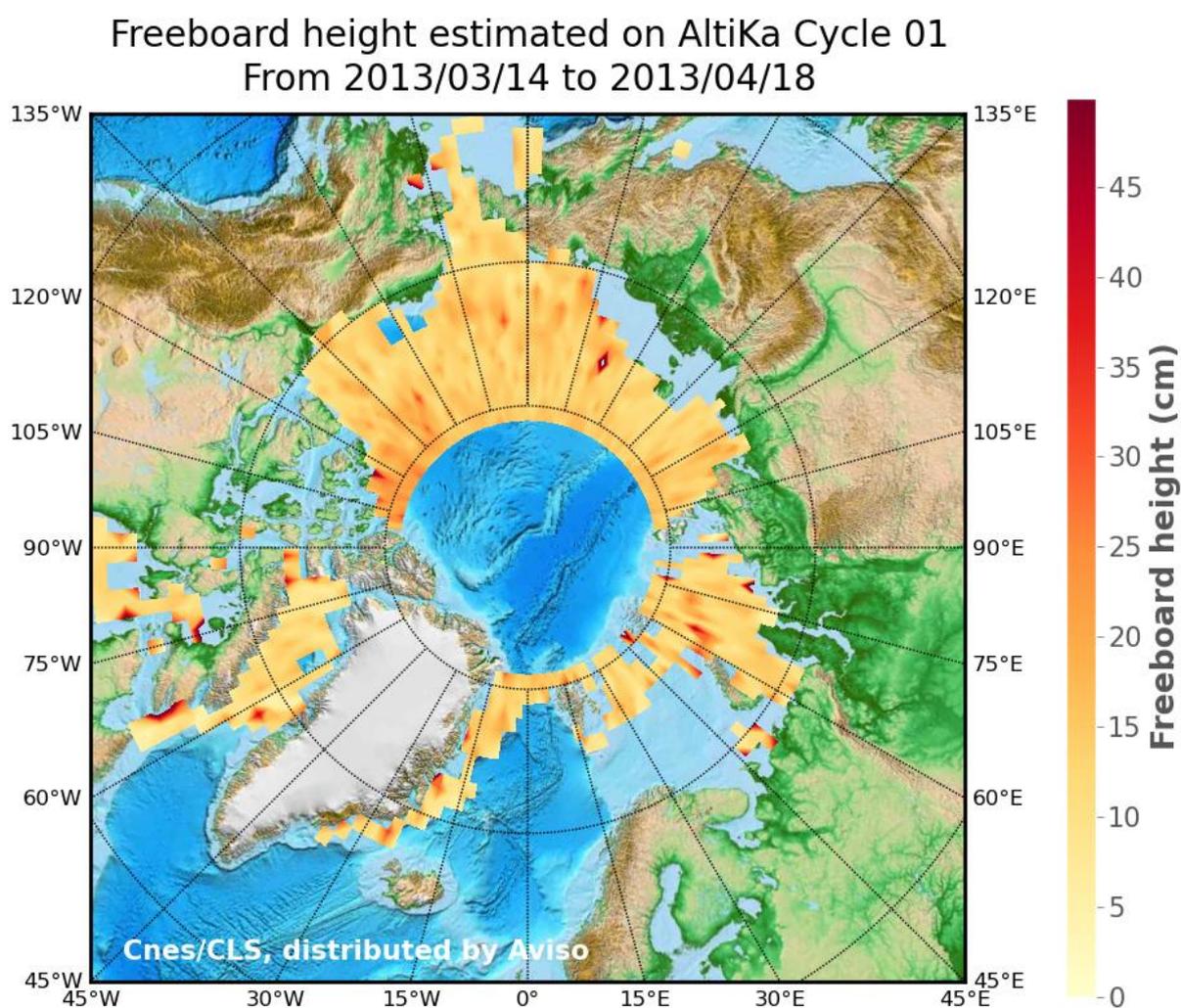


Рисунок 24. Высота льда (см) над морской поверхностью Северного Ледовитого океана по альтиметрическим данным спутника AltiKa за период с 14 марта по 18 апреля 2013 г. Центральная часть Арктики не покрывается треками спутника, поэтому данные отсутствуют. (<http://www.aviso.altimetry.fr/en/applications/ice-and-cryosphere/sea-ice/saralaltika-sea-ice-results.html>)

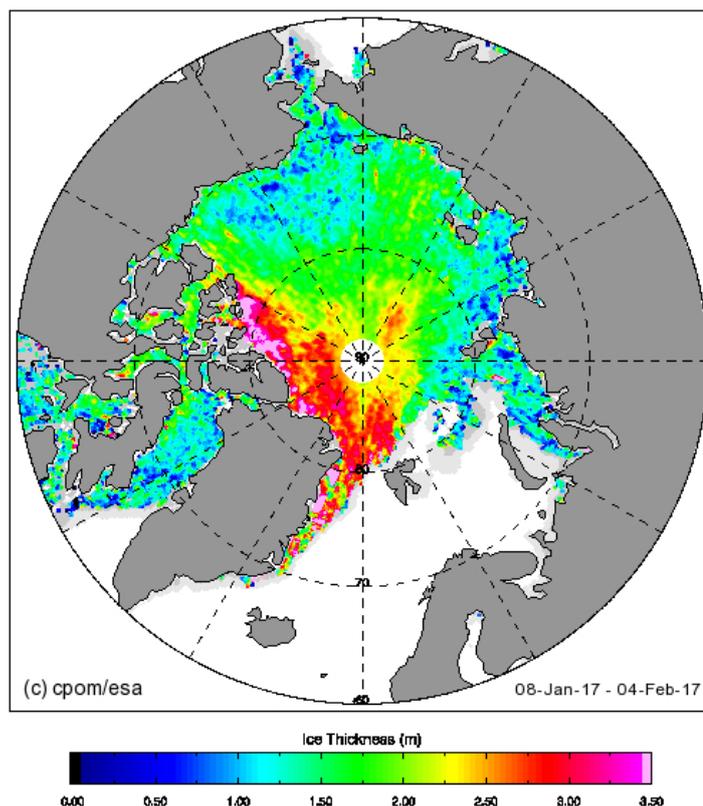


Рисунок 25. Толщина льда (м) на акватории Северного Ледовитого океана по спутниковым данным за период с 8 января по 4 февраля 2017 г. (http://www.cpom.ucl.ac.uk/csopr/sidata/thk_28.png)

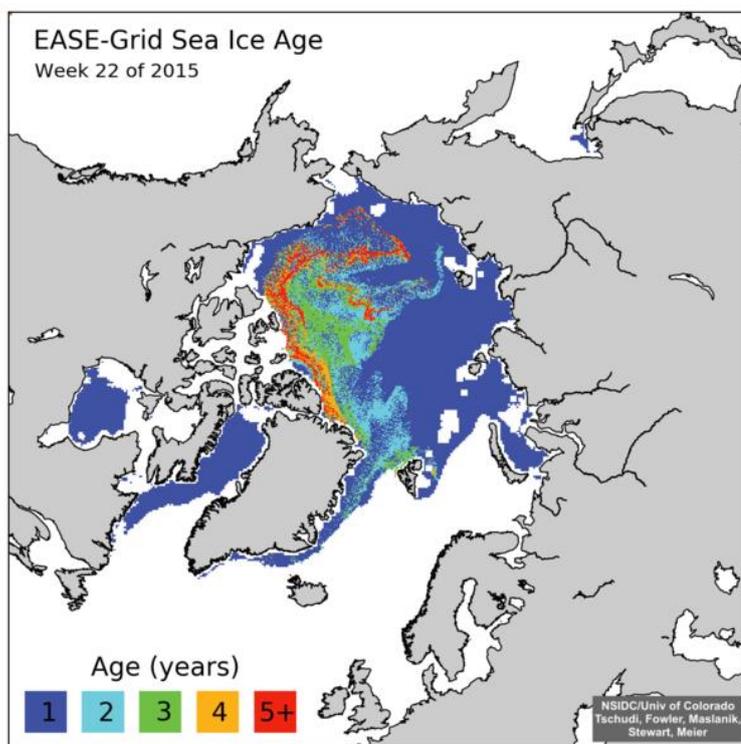


Рисунок 26. Возраст льда (года) на акватории Северного Ледовитого океана по спутниковым данным на 25-31 мая 2015 г. (<https://icdc.cen.uni-hamburg.de/>)

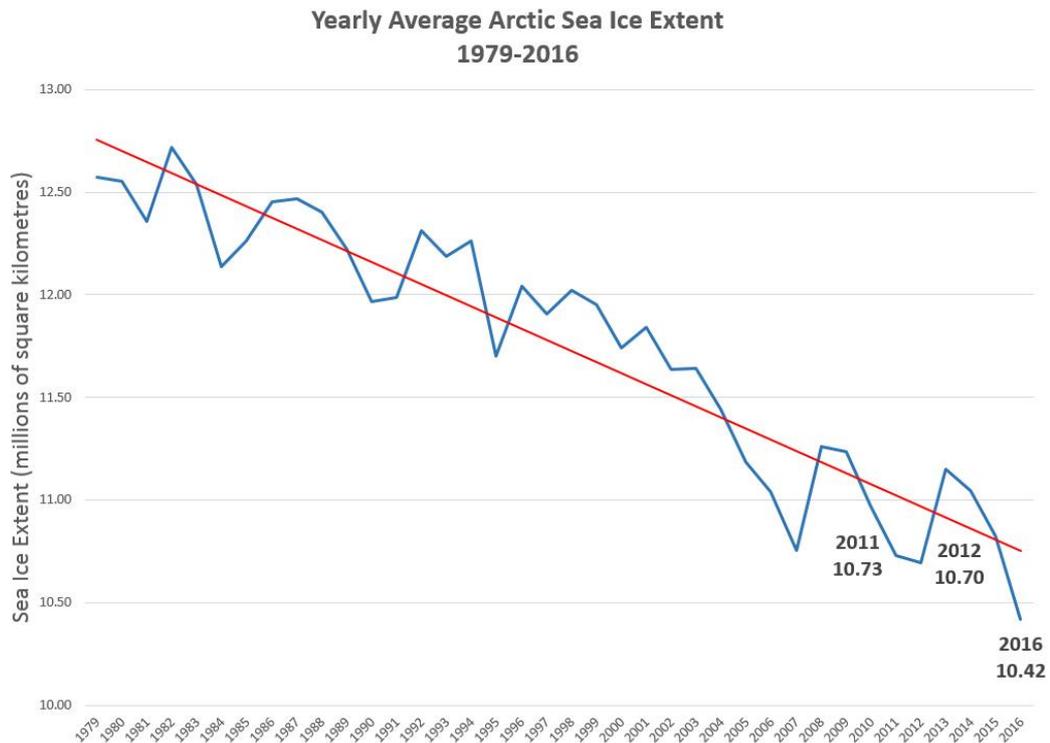


Рисунок 27. Среднегодовая площадь ледяного покрова (млн км²) Северного Ледовитого океана по спутниковым данным на 1979-2016 гг.
(https://c1.staticflickr.com/1/255/31752304360_d63c0194d1_o.jpg)

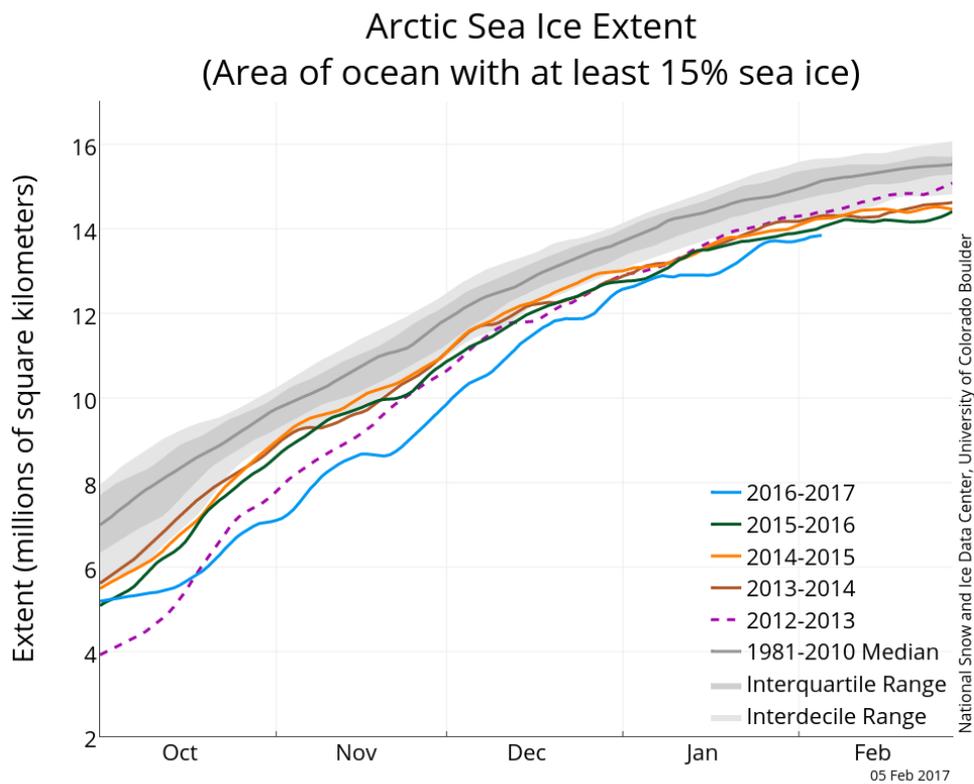


Рисунок 28. Площадь ледяного покрова (млн км²) Северного Ледовитого океана за октябрь-февраль 1981-2017 гг.
(http://nsidc.org/arcticseaicenews/files/2017/02/asina_N_iqr_timeseries.png)

(б) Поверхностные течения

Спутниковая альтиметрия - единственный тип данных ДЗЗ, позволяющий вне зависимости от погодных условий на регулярной основе создавать карты динамической топографии морской поверхности. Сегодня точность альтиметров достигла такого уровня, что дает возможность рассчитывать по градиентам уровня моря поля поверхностных геострофических течений с точностью в несколько см/с (Сирота и др., 2004; Кошляков и др., 2007; Kubryakov, Stanichny, 2011; Кубряков, Станичный, 2011; Лебедев, 2014).

Различают два вида динамической топографии (ДТ): среднюю (или среднеклиматическую) и синоптическую. Среднеклиматическая ДТ определяется как отклонение средней высоты морской поверхности (СВМП) от высоты морского геоида. Она рассчитывается по данным спутниковой альтиметрии, дрейфующих буев и результатам расчетов по термогидродинамическим моделям (Tapley, Kim, 2001). Различают глобальные (рис. 29) (см., например, Лебедев, Костяной, 2005; Rio et al., 2011) и региональные (рис. 30) (см., например, Rio et al., 2007; Kubryakov, Stanichny, 2011; Кубряков, Станичный, 2011; Лебедев, 2014; Kubryakov et al., 2016) модели среднеклиматической ДТ. Синоптическая (или абсолютная) динамическая топография (рис. 31) определяется как суперпозиция среднеклиматической ДТ и аномалий уровня моря, рассчитанных, например, по ежедневным или по 10-ти дневным циклическим данным спутниковой альтиметрии (см., например, Сирота и др., 2004; Лебедев, 2014; Kubryakov et al., 2016).

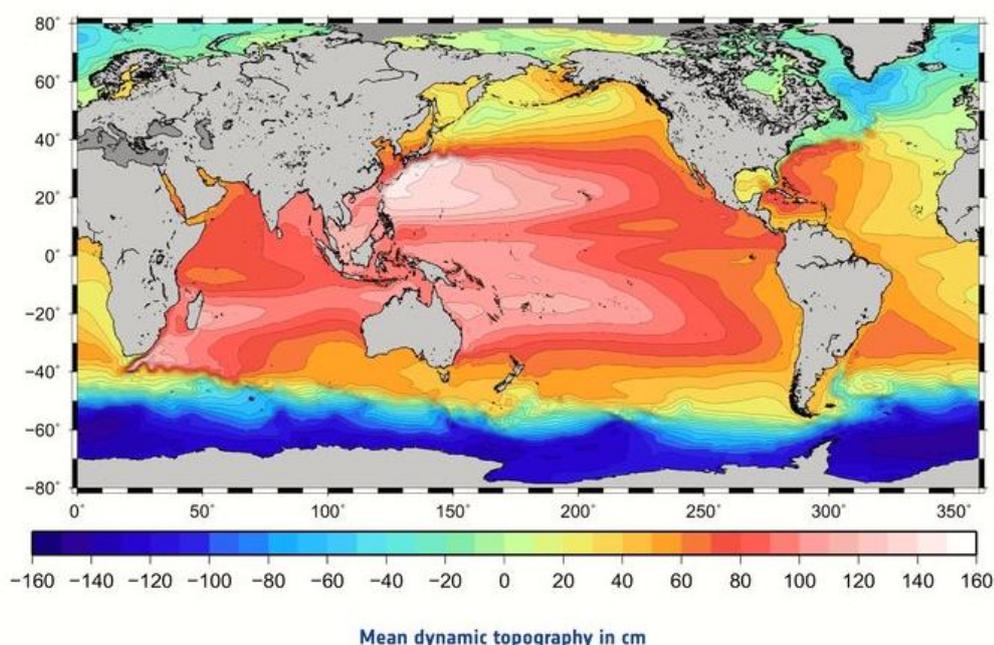


Рисунок 29. Средняя динамическая топография (см) Мирового океана, построенная по данным спутниковой альтиметрии за 1993-2013 гг., включая новые точные данные о геоиде, полученные со спутника GOCE (http://notrickszone.com/wp-content/uploads/2015/01/Mean_dynamic_topography_node_full_image_2-1.jpg)

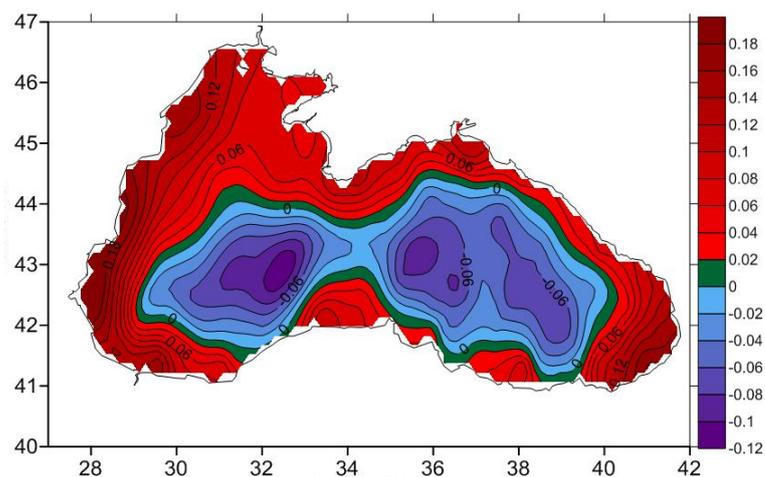


Рисунок 30. Средняя динамическая топография (м) Черного моря, построенная по данным спутниковой альтиметрии (Kubryakov, Stanichny, 2011).

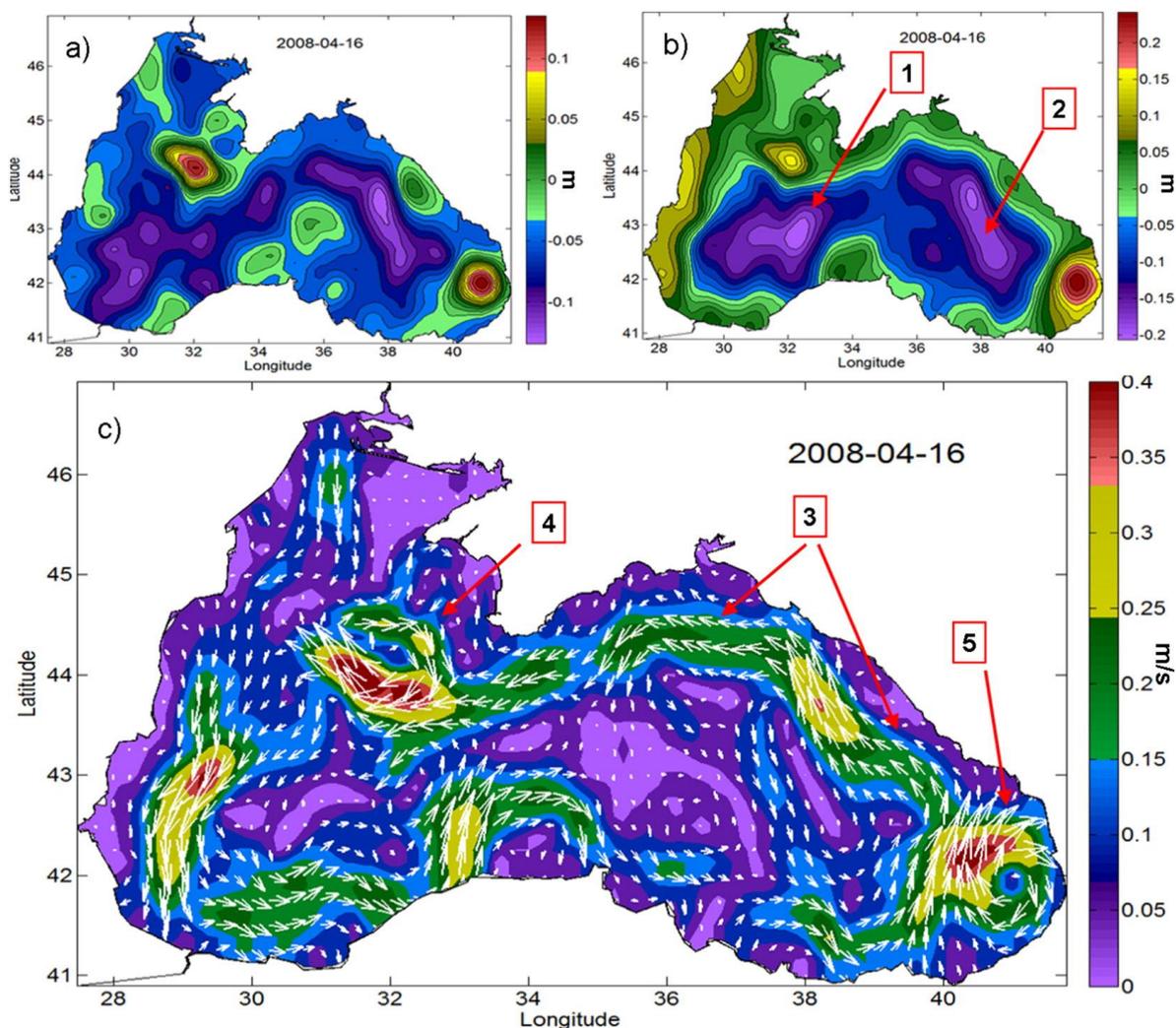


Рисунок 31. Мезомасштабная динамика вод Черного моря по данным спутниковой альтиметрии на 16 апреля 2008 г.: (а) аномалия уровня (м); (б) синоптическая динамическая топография (м); (с) карта геострофических течений. (1) и (2) – западный и восточный циклонические круговороты, (3) – Основное черноморское течение, (4) – Севастопольский антициклон, (5) – Батумский антициклон (Kubryakov et al., 2016).

На основе синоптической динамической топографии, из геострофического соотношения (согласно которому горизонтальный градиент давления балансируется горизонтальной компонентой силы Кориолиса) можно рассчитать поле геострофических скоростей течений на поверхности моря. Такая технология успешно применяется сегодня как для исследования мезомасштабной динамики вод внутренних морей (см. последовательность рисунков 31) (см., например, Лебедев, 2014; Kubryakov et al., 2016), так и Мирового океана в целом (рис. 32).

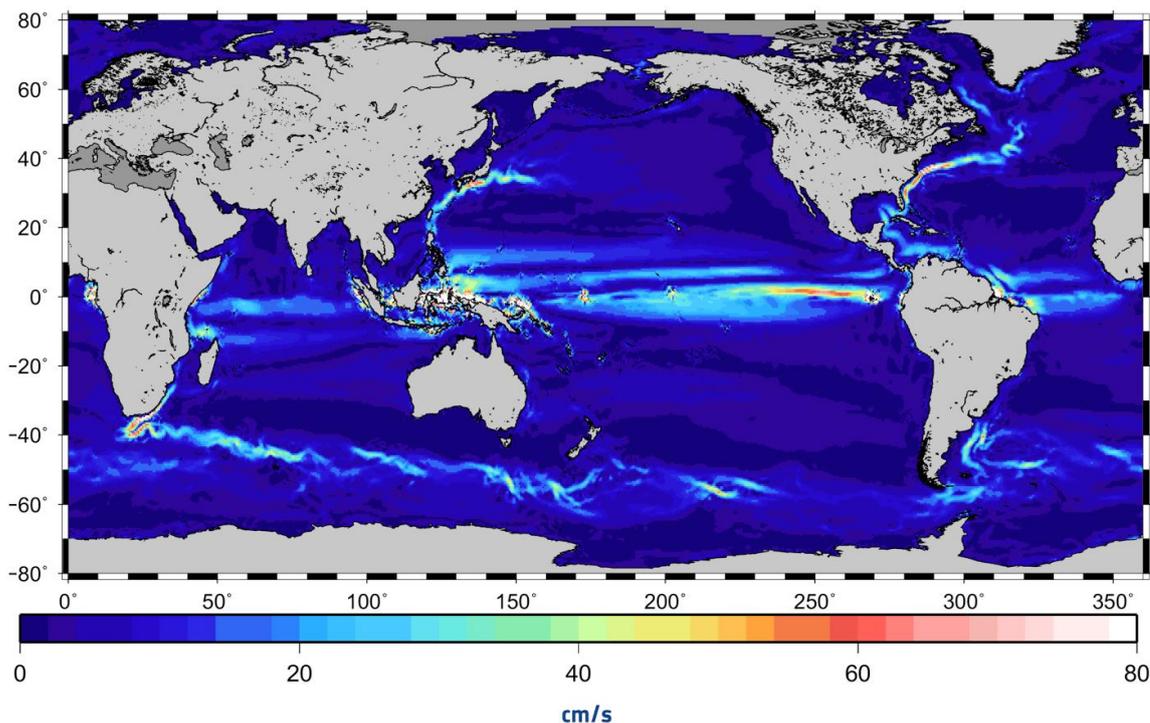


Рисунок 32. Поле геострофических течений (см/с) на поверхности Мирового океана по данным спутника GOCE (http://www.esa.int/spaceinimages/Images/2014/11/Ocean_currents_from_GOCE)

Поле синоптической динамической топографии позволяет анализировать пространственно-временную (с 1993 г.) изменчивость положения океанских фронтов (Костяной и др., 2003; Kostianoy et al., 2004; Sirota et al., 2004; Фукс, 2009; Тараканов, Гриценко, 2011), положения струйных течений (Lebedev, Sirota, 2006) и переноса воды и тепла на основе поля геострофических скоростей, рассчитанных по градиенту ДТ (Кубряков и др., 2011; Мысленков, 2011), а также вихревую активность (Fu, Le Traon, 2006) и изменчивость планетарные градиентно-вихревые волны (Белоненко и др., 2004; Cipollini et al., 2010).

Мезомасштабная и субмезомасштабная динамика вод и поле течений также восстанавливается по анимации последовательности инфракрасных, оптических или

радиолокационных изображений морской поверхности при наличии каких-либо трассеров в виде контрастов ТПМ, взвеси, цветения вод, льда и пр. (Лаврова и др., 2011, 2016), а также методом максимальной кросс-корреляции, например, поля ТПО (Zavialov et al., 2002).

(7) Цвет океана

Видимое излучение — это электромагнитные волны, воспринимаемые человеческим глазом, которые занимают участок спектра с длиной волны приблизительно от 0,38 мкм (фиолетовый) до 0,78 мкм (красный). Дистанционное зондирование в видимом диапазоне основано на наблюдении яркости рассеянного и отраженного океаном солнечного света. Падающее солнечное излучение частично отражается водной поверхностью, верхним слоем моря, взвешенными в нем частицами и морским дном. Отражательные свойства морской поверхности определяются набором нескольких оптических характеристик, включая спектральный и интегральный коэффициенты яркости, спектральное и интегральное альbedo и контраст (Лаврова и др., 2011, 2016).

Коэффициент яркости солнечного излучения, отраженного от морской поверхности, зависит от освещенности, направления наблюдения и состояния поверхности моря. Отраженное излучение формируется под влиянием прямой и рассеянной солнечной радиации. Яркость излучения, отраженного морским дном, определяется условиями освещения, глубиной и прозрачностью воды, отражательной способностью грунта. Интенсивность излучения подповерхностного слоя моря находится в прямой зависимости от интенсивности проникающего в воду солнечного света, являющейся функцией высоты солнца над горизонтом. Глубина, с которой поступает рассеянное в толще моря излучение, определяется величиной коэффициента вертикального ослабления оптического излучения. Голубой цвет глубоких прозрачных вод возникает в результате сильного рассеяния в коротковолновой части светового потока молекулами воды. Так как вода содержит органические и неорганические примеси, то на оптические свойства морской воды сильно влияют взвешенные частицы. Эти примеси можно разделить на 3 группы (Лаврова и др., 2011, 2016):

(1) Окрашенное органическое вещество («желтое вещество») — главный фактор, определяющий поглощение света морской водой в коротковолновой части спектра. В эту группу входят все растворенные в воде органические соединения, которые сильно поглощают ультрафиолетовые и голубые лучи, в связи с чем вода приобретает желто-бурый цвет. Показатель поглощения желтого вещества используется как характеристика

содержания окрашенной органики в морской воде; это одна из основных характеристик качества воды в прибрежной зоне.

(2) Взвешенное вещество, под которым понимают все частицы, присутствующие в воде. В эту группу входят глинистые минералы, песок, зерна и обломки кварца и других минералов, скелеты планктона и других организмов. Они обуславливают очень сильное рассеяние света в воде, которое слабо зависит от длины волны излучения. Показатель рассеяния назад взвешенными частицами достаточно надежно рассчитывается по данным спутниковых сканеров цвета. Он характеризует содержание взвеси в воде, определяет альбедо водной толщи и является удобным параметром мониторинга.

(3) Особую группу примесей образует фитопланктон, который благодаря хлорофиллу дает сильные полосы поглощения в голубой (0,44 мкм) и красной (0,675 мкм) частях спектра излучения. Концентрация хлорофилла — единственная характеристика морских экосистем, изменчивость которой, благодаря спутниковым наблюдениям, может быть изучена в широком диапазоне пространственных и временных масштабов. Это важнейший параметр для характеристики биомассы фитопланктона и расчета первичной продукции океанов и морей.

Таким образом, спутниковые спектрометрические регистрируют величины яркости рассеянного и отражённого излучения, восходящего с поверхности моря, которое обусловлено наличием в морской воде оптически активных компонентов: хлорофилла-а, взвешенного неорганического вещества и окрашенного растворенного органического вещества — жёлтого вещества (Лаврова и др., 2011, 2016). При этом необходимо помнить, что сенсоры, работающие в видимом диапазоне, регистрируют солнечное излучение, рассеянное и отраженное от подстилающей поверхности и прошедшее через атмосферу. Истинный цвет океана обусловлен спектральным составом излучения, выходящего из водной толщи, и определяется оптическими свойствами морской воды, тогда как цвет, видимый спутниковым датчиком, обусловлен в значительной степени влиянием атмосферы. Чтобы выделить излучение, выходящее из водной толщи, проводится атмосферная коррекция, исходной информацией для которой являются спектральные значения яркости восходящего излучения на верхней границе атмосферы, измеренные также спутниковыми сенсорами (Дистанционное..., 1987, Копелевич и др., 2006, 2015; Kopelevich et al., 2007, 2008; Kostianoy et al., 2017).

Исследование различных оптических характеристик морских вод, ареалов распространения взвешенного вещества, определение зон интенсивного цветения фитопланктона проводится многоканальными спектрометрическими приборами, такими как – CZCS,

MODIS Aqua/Terra, MERIS Envisat, MSS и TM Landsat-5, ETM+ Landsat-7, OLI Landsat-8, MSI Sentinel-2, гиперспектральными сенсорами Hyperion, HICO и другими (рис. 33-36).

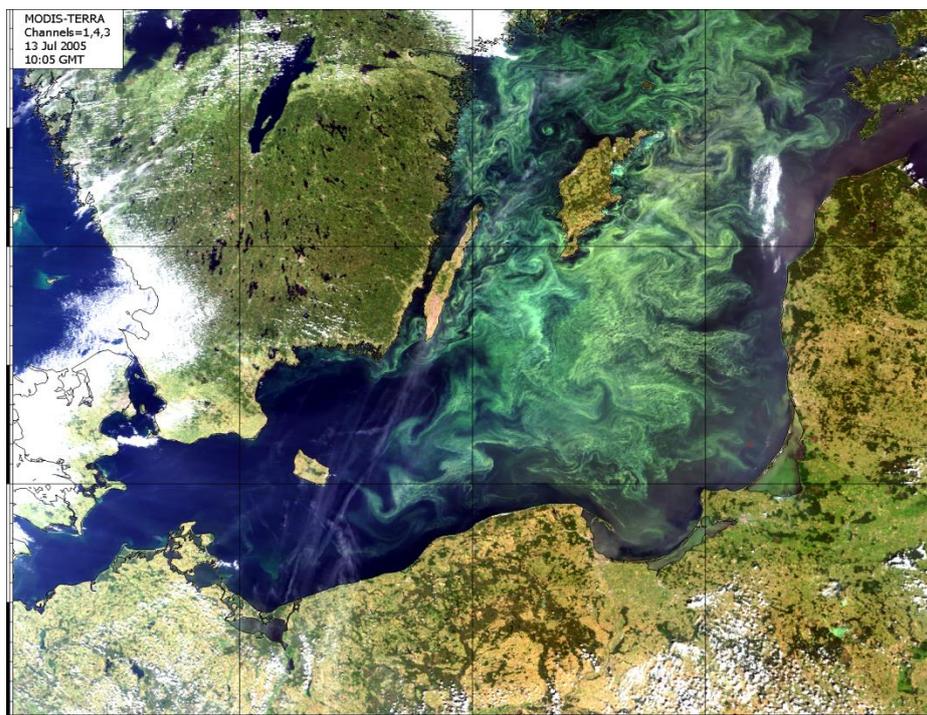


Рисунок 33. Цветение вод Балтики (зеленые цвета) по данным спектрорадиометра MODIS-Terra (комбинация каналов 1, 4, 3) 13 июля 2005 г. (10:05 GMT).



Рисунок 34. Цветение вод Калининградского залива (зеленые цвета) по данным сенсора OLI Landsat-8 26 июля 2016 г. (09:43 GMT).

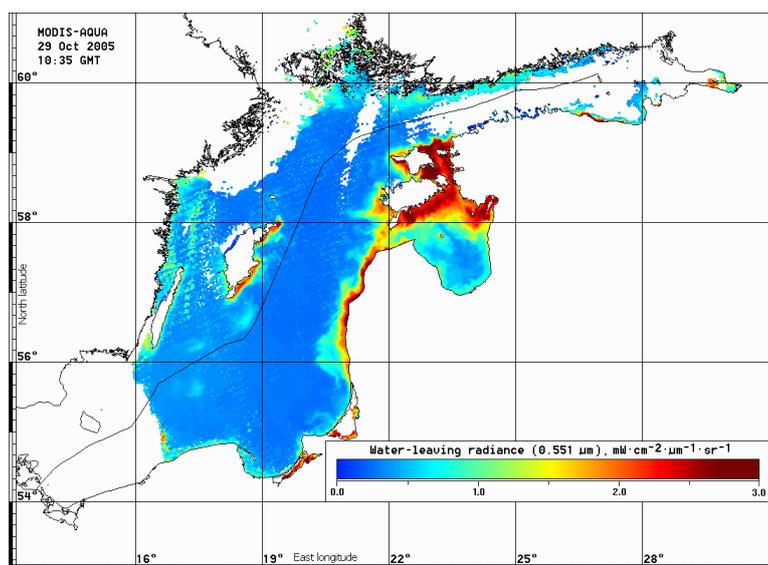


Рисунок 35. Распределение мутности вод на поверхности Балтийского моря по уровню восходящего излучения (Water Leaving Radiance) по данным спектро радиометра MODIS-Aqua 29 октября 2005 г. (10:35 GMT).

Определение концентраций взвешенного вещества по спутниковым данным и интегральная оценка взмученности вод осуществляется, например, по данным сенсоров MODIS и MERIS, отличительной характеристикой которого является возможность рассчитывать концентрацию общего взвешенного вещества (TSM — Total Suspended Matter) в абсолютных единицах ($\text{г}/\text{м}^3$) и строить карты с пространственным разрешением 260 м (рис. 36). Взвешенное вещество входит практически во все существующие в настоящее время классификации качества вод, так как является одним из основных элементов в круговороте вещества в природных водоёмах.

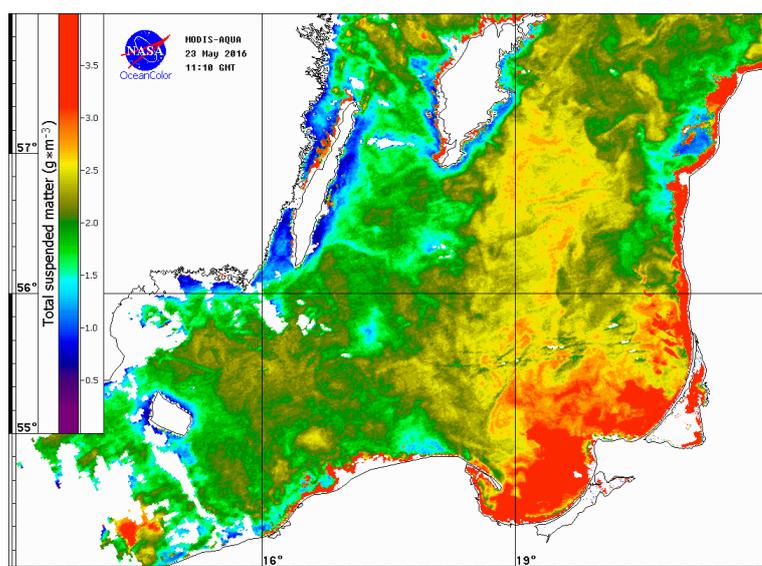


Рисунок 36. Концентрация суммарного взвешенного вещества ($\text{г}/\text{м}^3$) в Балтийском море по данным спектро радиометра MODIS-Aqua 23 мая 2016 г. (11:10 GMT).

(8) Фитопланктон

Наиболее затребованная характеристика, определяемая спектрорадиометрами, — концентрация хлорофилла. Этот параметр характеризует биомассу фитопланктона и является ключевой характеристикой для расчёта первичной продукции океана и морей. Это единственная характеристика морских экосистем, изменчивость которой, благодаря спутниковым наблюдениям, может быть изучена в широком диапазоне пространственных и временных масштабов. Вопрос о построении алгоритмов расчёта концентрации хлорофилла-а по спутниковым данным до конца не решён, поскольку стандартные алгоритмы разработаны для открытых океанических вод и показывают существенное завышение значений для некоторых региональных морей иногда более чем на порядок, по сравнению с натурными данными. Поэтому большое внимание уделяется разработке региональных алгоритмов, которые основываются на использовании данных подспутниковых измерений (Копелевич и др., 2006, 2015; Kopelevich et al., 2007, 2008).

Массовому развитию водорослей вплоть до цветения воды способствует увеличение эвтрофирования водоёмов — насыщение водоёмов биогенными элементами, прежде всего азотом и фосфором, сопровождающееся ростом биологической продуктивности водных бассейнов. Увеличение эвтрофирования водоёмов происходит как под влиянием природных факторов, так и в значительно большей степени под влиянием антропогенных факторов. Региональное изменение климата приводит к увеличению ТПМ, усилению стратификации, и, как следствие, к увеличению содержания биогенных элементов в поверхностных водах. Под цветением воды понимают интенсивное развитие водорослей на поверхности или в толще воды, в результате чего она приобретает различную окраску от сине-зелёного (рис.33), ярко-зелёного (рис.34), серого до жёлто-зелёного, каштанового или ярко-красного, кирпично-красного и красно-бурого и коричневого (в зависимости от окраски организмов, вызывающих цветение, и их численности). Регулярное летнее цветение потенциально токсичных сине-зелёных водорослей вызывает неблагоприятные изменения водного режима, ухудшает кислородный режим водоёма, вызывает замор рыбы и имеет многие другие неблагоприятные последствия (Лаврова и др., 2011, 2016).

Методика детектирования областей интенсивного цветения фитопланктона основана на использовании различных комбинаций спектральных каналов видимого диапазона спектра. В частности, детектирование цветения (частично токсичных) сине-зелёных водорослей с помощью данных спектрорадиометров MODIS и MERIS основывается на применении данных зелёного и красного каналов. Сигнал первого из них формируется в результате отражения взвешенными в воде частицами, в том числе

подповерхностными скоплениями цианобактерий. Сигнал красного участка спектра в большей степени поглощается водой, поэтому его интенсивность определяется отражателями, расположенными в непосредственной близости от поверхности. Таким образом, комбинирование этих каналов делает возможным различие между поверхностными и подповерхностными скоплениями цианобактерий (Лаврова и др., 2011, 2016).

Например, в Балтийском море ежегодно в июле-августе огромное пространство вод охвачено цветением цианобактерий. Эти цветения воды вызываются в основном двумя видами цианобактерий: *Nodularia spumigena* и *Aphanizomenon flosaquae*. Поскольку скопления цианобактерий находятся либо на поверхности воды, либо в её непосредственной близости, это обуславливает повышенные значения нормализованной яркости восходящего излучения по сравнению с водами, свободными от цианобактерий. Анализ временной изменчивости интенсивности цветения цианобактерий в Балтийском море на основе данных сенсоров CZCS (1979–1984 гг.), SeaWiFS и MODIS (1998–2006 гг.) был проведён в работах (Kahru et al., 2007; Kahru, Elmgren, 2014).

На основе стандартных и региональных алгоритмов, по спутниковым данным рассчитываются поля концентрации хлорофилла-а как для отдельных морей (рис. 37), так и для всего Мирового океана (рис. 38).

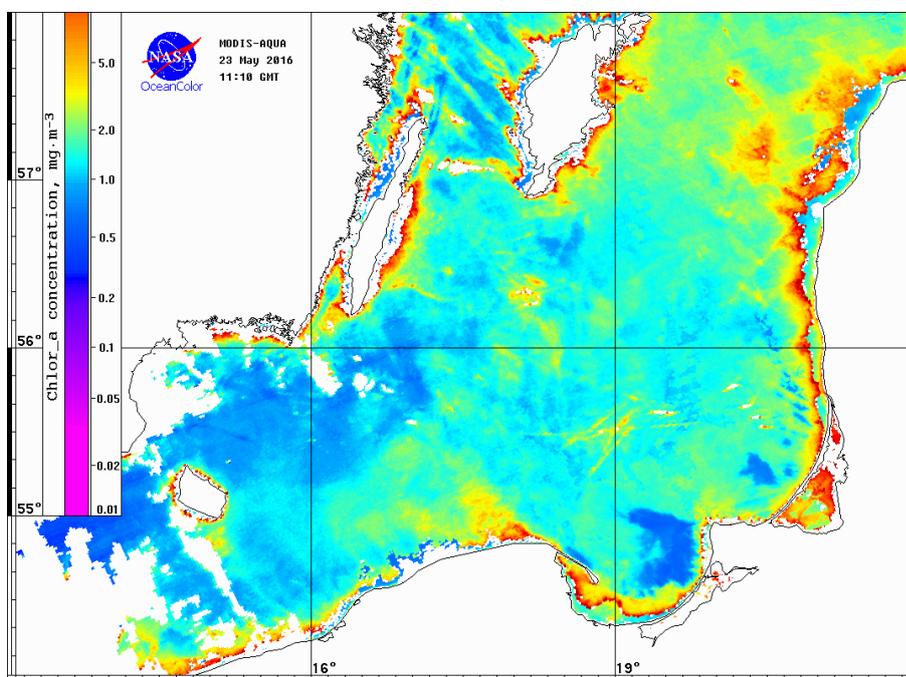


Рисунок 37 Концентрация хлорофилла-а ($\text{мг}/\text{м}^3$) в Балтийском море по данным спектрометриста MODIS-Aqua 23 мая 2016 г. (11:10 GMT).

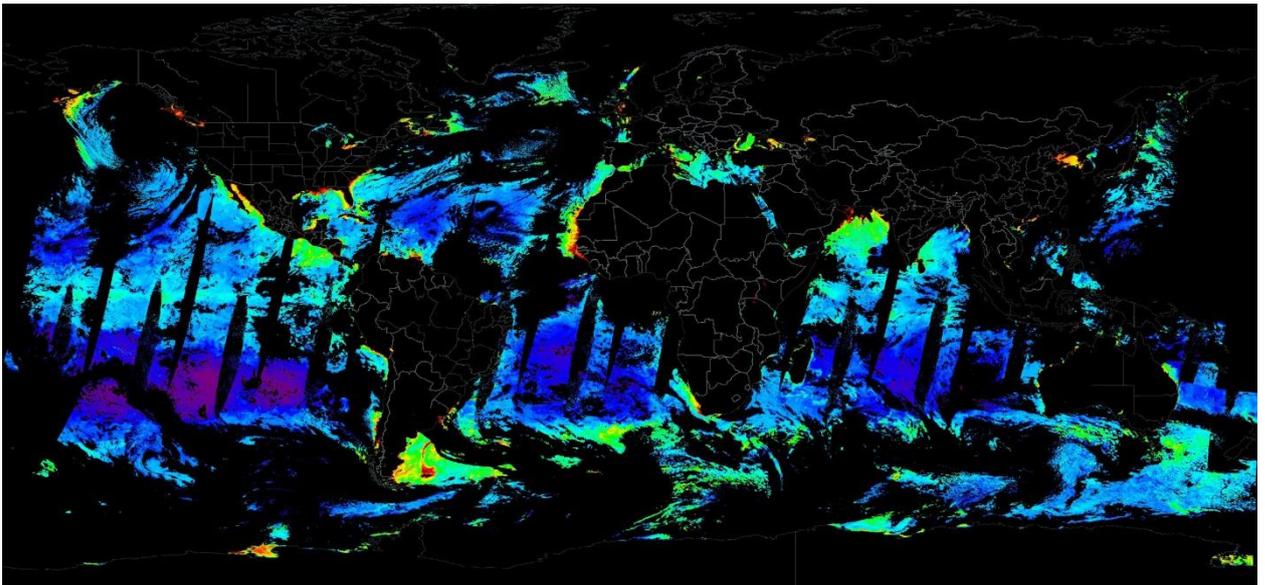


Рисунок 38. Композитная карта концентрации хлорофилла-а (Chl-a) в Мировом океане (1 февраля 2017 г., MODIS-Terra). Диапазон Chl-a от 0.01 (фиолетовый цвет) до 20 мг/м³ (красный цвет). (<https://worldview.earthdata.nasa.gov>)

Преимущества и недостатки спутниковых методов

В работе представлен краткий обзор современных возможностей дистанционного зондирования океанов и морей из космоса для мониторинга параметров климатической системы Земли. В заключении остановимся на преимуществах и недостатках спутниковых методов именно для задач исследования глобального и регионального климата.

Преимущества спутниковых методов заключаются в следующем:

- (1) возможность прямого измерения 8 из 10 океанических ОКП, соответствующих поверхности океана (до глубины 15 м);
- (2) глобальное покрытие Земного шара за 1-10 суток (в зависимости от параметров и сенсоров), включая все районы Мирового океана и труднодоступные районы Арктики и Антарктики;
- (3) измерения океанических ОКП с пространственным разрешением даже в 1 км являются эквивалентом около 360 млн виртуальных метеостанций, что существенно превышает число метеостанций на суше (98 тыс.);
- (4) мгновенная съемка обширных акваторий;
- (5) уникальная возможность точного определения площади, толщины и концентрации льда в Арктике и Антарктике, а также на акватории окраинных и внутренних морей;
- (6) наивысшая оперативность в получении данных;

- (7) возможность ежедневного повтора наблюдений (для некоторых сенсоров и районов – по несколько раз в сутки);
- (8) высокое пространственное разрешение (от 1 км до 60 см);
- (9) получение комплексных и мультисенсорных данных;
- (10) использование тех же спутниковых данных для решения широкого круга научных и прикладных задач;
- (11) существенно низкая стоимость спутникового мониторинга по сравнению с морскими наблюдениями.

Ограничения спутниковых методов заключаются в следующем:

- (1) невозможность прямого измерения всех 8 подповерхностных (глубже 15м) океанических ОКП (хотя, некоторые из них можно оценить косвенно);
- (2) облачность является помехой для инфракрасных сенсоров (в районах, закрытых сплошной облачностью, используются микроволновые радиометры);
- (3) облачность и отсутствие дневного света (ночь, полярная ночь) являются помехами для оптических сенсоров;
- (4) спутниковые альтиметры измеряют аномалии уровня, скорость ветра и высоту волн только вдоль фиксированных треков, расстояние между которыми у экватора достигают 300 км (при измерениях вдоль трека с разрешением около 7 км)
- (5) направление ветра и волн не определяется по альтиметрическим данным;
- (6) измерения цвета океана и фитопланктона требуют региональных алгоритмов расчета соответствующих характеристик;
- (7) в целом, точность спутниковых измерений океанических ОКП примерно в 5-10 раз меньше измерений этих параметров *in-situ*.

Благодарности

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №14-50-00095). Автор благодарен научному сотруднику МГИ РАН (г. Севастополь) Д.М. Соловьеву за предоставленные оптические, инфракрасные и радиолокационные спутниковые изображения Балтийского и Азовского морей.

Список литературы

Белоненко Т.В., Захарчук Е.А., Фукс В.Р. 2004. Градиентно-вихревые волны в океане. СПб.: Изд-во СПбГУ, 214 с.

Гавриков А.В., Криницкий М.А., Григорьева В.Г. 2016. Модификация базы данных спутниковой альтиметрии GlobWave для решения задач диагностики поля морского волнения/ - Океанология, т.56, N2, с.322-327.

Гарбук С.В., Гершензон В.Е. 1997. Космические системы дистанционного зондирования Земли. М.:, Издательство А и Б, 296 с.

География России. 2017. <https://geographyofrussia.com/set-meteostancij/>.

Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Шерemet Н.А., 2011. Черное и Азовское моря: сравнительный анализ изменчивости температуры поверхности (1982–2009 гг., спутниковая информация). - Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т. 8, № 4, с. 209–218.

Григорьева В.Г., Бадулин С.И. 2016. Режимные характеристики ветрового волнения по данным попутных судовых наблюдений и спутниковой альтиметрии, - Океанология, т.56, №1, с. 1-8.

Дистанционное зондирование моря с учетом атмосферы. 1987. Под ред. В.А. Урденко, Г. Циммерман. Т. 2. Ч. 2. Москва, Берлин, Севастополь: Изд-во Ин-та космич. исслед. АН ГДР. 197 с.

Катцов В.М., Семенов С.М. (Ред.) 2014. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, М., ИГКЭ, 2014, 1009 с.

Копелевич О.В., Буренков В.И., Шеберстов С.В. 2006. Разработка и использование региональных алгоритмов для расчета биооптических характеристик морей России по данным спутниковых сканеров цвета. - Современ. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса, т. 3, № 2, с. 99–105.

Копелевич О.В., Вазюля С.В., Салинг И.В., Шеберстов С.В., Буренков В.И. 2015. Электронный атлас «Биооптические характеристики морей России по данным спутниковых сканеров цвета 1998-2014 гг.». - Современ. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса, т. 12, № 6, с. 99–110.

Костяной А.Г., Гинзбург А.И., Лебедев С.А., Франкиньоль М., Делиль Б. 2003. Фронты и мезомасштабная изменчивость в южной части Индийского океана по альтиметрическим данным TOPEX/Poseidon и ERS-2. - Океанология, т. 43, № 5, с. 671-682.

Костяной А.Г., Гинзбург А.И., Лебедев С.А. 2014а. Климатические изменения гидрометеорологических параметров в морях России в 1979-2011 гг. – Труды ГГО, N 570, с. 50-87.

Костяной А.Г., Гинзбург А.И., Лебедев С.А., Шеремет Н.А. 2014б. Южные моря России. – В кн.: Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, (Ред.) С.М. Семенов, В.М. Катцов, Москва, ИГКЭ, 2014, с.644-683.

Костяной А.Г., Лебедев С.А., Терзиев Ф.С., Григорьев А.В., Никонова Р.Е., Филиппов Ю.Г. 2012. Глава 11: Моря. – В кн.: Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем, (Ред.) С.М. Семенов, с.430-478.

Кошляков М.Н., Лисина И.И., Морозов Е.Г. Тараканов Р.Ю. 2007. Абсолютные геострофические течения в проливе Дрейка по наблюдениям 2003 и 2005 гг. – Океанология, т. 47, № 4, с. 487–500.

Кубряков А.А., Станичный С.В. 2011. Восстановление средней динамической топографии Черного моря для альтиметрических измерений. - Исследование Земли из космоса, № 4, с. 1-7.

Кубряков А.А., Станичный С.В., Плотников Е.В. 2011. Определение полей скоростей поверхностных течений дистанционными методами. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа, Вып. 24, с. 299-307.

Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Митягина М.И., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А. 2011. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. М., ИКИ РАН, 470 с.

Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Костяной А.Г. 2016. Спутниковые методы выявления и мониторинга зон экологического риска морских акваторий. М., ИКИ РАН, 334 с.

Лебедев С.А. 2014. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. Дисс. соиск. д.ф.-м.н., М., ГЦ РАН, 350 с.

Лебедев С.А., Костяной А.Г. 2005. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. М., Изд. центр «МОРЕ» Международного ин-та океана, 366 с.

Лебедев С.А., Костяной А.Г. 2016. Изменения уровня и динамики вод Каспийского моря по данным спутниковой альтиметрии. – В кн: Система Каспийского моря / под ред. Акад. А.П. Лисицына, М., Наука.

Метеоцентр. 2017. http://meteocenter.net/world_weather_stations.htm.

Мысленков С.А. 2011. Использование спутниковой альтиметрии для расчета переноса вод в Северной Атлантике. - Труды Гидрометцентра РФ, Вып. 345, с. 119-125.

Радиолокационные методы исследования Земли. 1980. Под ред. Ю.А. Мельника. М.: Советское радио, 262 с.

Сирота А.М., Лебедев С.А., Тимохин Е.Н., Чернышков П.П. 2004. Использование спутниковой альтиметрии для диагноза промыслово-океанологических условий в Атлантическом и юговосточной части Тихого океанов. Калининград, АтланНИРО, 68 с.

Строительная климатология. 2003. СНиП 23-01-99* РФ (http://www.tgi-group.ru/upload/information_system_18/2/3/5/item_235/information_items_property_118.pdf)

Тараканов Р.Ю., Гриценко А.М. 2011. Структура фронтов в районе к югу от Африки по данным разреза SR02 в декабре 2009 г. и спутниковой альтиметрии. - Исследовано в России, т. 14, с. 672-684.

Толкачев А.Я. 2013. Глобальная система наблюдений за океаном. <http://ocean.extech.ru/ioc/programs/gosno.php>.

Фукс В.Р. 2009. О возможности оценки положения фронтальных зон в океане по данным спутниковых измерений. - Фундаментальная и прикладная гидрофизика, т. 2, № 1, с. 29-34.

Askne J. (Ed.) 2003. Remote Sensing Using Microwaves. Chalmers University of Technology. Department of Radio and Space Science. Gothenburg, Sweden, 253 pp.

Badulin S.I. 2014. A physical model of sea wave period from altimeter data. - J. Geophys. Res. Oceans, N 119, doi:10.1002/2013JC009336

Badulin S., Grigorieva V., Gavrikov A., Geogjaev V., Krinitsky M. 2017. Wave steepness from satellite altimeter data: a new vision of sea waves from space. - Geoph. Res. Letters, (in press).

Barale V., Gower J.F.R., Alberotanza L. 2010. Oceanography from Space. Springer Dordrecht Heidelberg London New York. 375 p.

Brown M.E., Escobar V., Moran S., Entekhabi D., O'Neill P.E., Njoku E. G., Entin J.K. 2013. NASA's soil moisture active passive (SMAP) mission and opportunities for applications users. - Bulletin of the American Meteorological Society, N 94, p. 1125–1128. <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00049.1>.

Chelton D.B., Ries J.C., Haines B.J., Fu L.-L., Callahan P.S. 2001. Satellite Altimetry. - In: Satellite Altimetry and Earth Sciences. A Handbook of Techniques and Applications. (Eds.) L.-L. Fu and A. Cazenave. Academic Press, p. 1—131.

Cipollini P., Sutcliffe A.C.S., Robinson I.S. 2010. Oceanic planetary waves and eddies: a privileged view from satellite altimetry. – In: Oceanography from Space. (Eds.) V. Barale,

J.F.R. Gower, L. Alberotanza. Dordrecht: Springer, p. 195-209. -doi: 10.1007/978-90-481-8681-5_12.

Comiso, J.C. 2010. Polar Oceans from Space. Springer, New York, Dordrecht, Heidelberg, London, 507 pp. doi 10.1007/978-0-387- 68300-3.

Constable A.J. et al., 2016. Developing priority variables (“ecosystem Essential Ocean Variables” — eEOVs) for observing dynamics and change in Southern Ocean ecosystems. - Journal of Marine Systems, vol. 161, p.26-41. doi:10.1016/j.jmarsys.2016.05.003.

Feistel R., et al. 2016. Metrological challenges for measurements of key climatological observables: oceanic salinity and pH, and atmospheric humidity. Part 1: Overview. - Metrologia, vol. 53, N1, R1-R11.

Fu L.-L., Cazenave A. (Eds.) 2001. Satellite Altimetry and Earth Sciences. A Handbook of Techniques and Applications. Academic Press, 463 pp.

Fu L.-L., Le Traon P.-Y. 2006. Satellite altimetry and ocean dynamics. - Comptes Rendus Geoscience, vol. 338, № 14-15, p. 1063-1076. - doi: 10.1016/j.crte.2006.05.015.

Fu L.-L., Pihos G. 1994. Determining the response of sea level to atmospheric pressure forcing using TOPEX/Poseidon data. - J. Geophys. Res., vol. 99, № C12, p. 24633-24642.

IPCC 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1535 p.

Kahru M., Elmgren R. 2014. Multidecadal time series of satellite-detected accumulations of cyanobacteria in the Baltic Sea. – Biogeosciences, vol. 11, p. 3619-3633.

Kahru M., Savchuk O.P., Elmgren R. 2007. Satellite measurements of cyanobacterial bloom frequency in the Baltic Sea: interannual and spatial variability. - Mar. Ecol. Prog. Ser., vol. 343, p. 15-23.

Kalnay E. et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. – Bull. Amer. Met. Soc., 1996, vol. 77, N 3, p. 437-471.

Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Sheberstov, S.V. 2008. Case studies of optical remote sensing in the Barents Sea, Black Sea and Caspian Sea. - In: Barale V., Gade M. (eds.) Remote Sensing of the European Seas, Springer, p. 53-66.

Kopelevich O.V., Sheberstov S.V., Vazyulya S., Zolotov I.G., Bailey S.W. 2007. New approach to atmospheric correction of satellite ocean color data. - Proc. SPIE 6615, 661502 (Apr.13, 2007).

Kostianoy A.G., Ginzburg A.I., Kopelevich O.V., Kudryavtsev V.N., Lavrova O.Yu., Lebedev S.A., Mitnik L.M., Mityagina M.I., Smirnov V.G., Stanichny S.V., Troitskaya Yu.I. 2017. Ocean Remote Sensing in Russia. In: Comprehensive Remote Sensing, vol. 8: Ocean Remote Sensing. Elsevier (in press).

Kostianoy A.G., Ginzburg A.I., Lebedev S.A., Frankignoulle M., Delille B. 2004. Oceanic fronts in the southern Indian Ocean as inferred from the NOAA SST, TOPEX/Poseidon and ERS-2 altimetry data. *Gayana*, vol. 68, № 2, p. 333-339. doi: 10.4067/S0717-65382004000300003.

Kostianoy A.G., Kosarev A.N. (Eds.) 2005. *The Caspian Sea Environment*. Springer, Heidelberg, 271 p.

Kostianoy A.G., Lebedev S.A., Solovyov D.M. 2014. Satellite monitoring of the Caspian Sea, Kara-Bogaz-Gol Bay, Sarykamysh and Altyn Asyr Lakes, and Amu Darya River. In: *The Turkmen Lake Altyn Asyr and Water Resources in Turkmenistan*. (Eds.) I.S. Zonn and A.G. Kostianoy, Springer, Heidelberg, p. 197-232.

Kouraev A.V., Cretaux J.-F., Lebedev S.A., Kostianoy A.G., Ginzburg A.I., Sheremet N.A., Mamedov R., Zakharova E.A., Roblou L., Lyard F., Calmant S., Berge-Nguyen M. 2011. Satellite Altimetry Applications in the Caspian Sea. In: *Coastal Altimetry*. (Eds.) S. Vignudelli, A.G. Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste. Springer, Berlin, Heidelberg, p. 331-366. doi: 10.1007/978-3-642-12796-0_13.

Kouraev A., Zakharova E., Remy F., Fleury S., Guerreiro K., Willmes S., Suknev A. 2015. SARAL/AltiKa observations for the studies of ice cover on lakes and oceans. – Abstracts, EGU General Assembly, 12-17 April 2015, Vienna, Austria. id.8634.

Kubryakov A.A., Stanichny S.V. 2011. Mean dynamic topography of the Black Sea, computed from altimetry, drifters measurements and hydrology data. *Ocean Sci. Discuss.*, vol. 7, № 6, p. 701-722. doi: 10.5194/osd-8-701-2011.

Kubryakov A.A., Stanichny S.V., Zatsepin A.G., Kremenetskiy V.V. 2016. Long-term variations of the Black Sea dynamics and their impact on the marine ecosystem. - *J. Mar Systems*, N163, p. 80-94.

Lagerloef G., Colomb F.R., Vine D.L., Wentz F., Yueh S., Ruf C., Swift, C. 2008. The Aquarius/SAC-D mission: Designed to meet the salinity remote-sensing challenge. *Oceanography*, vol. 21, N1, p. 68–81.

Lebedev S.A., Kostianoy A.G. 2008. Integrated using of satellite altimetry in investigation of meteorological, hydrological and hydrodynamic regime of the Caspian Sea. – *Journal of Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*, vol. 19, Issue: 1-2, p. 71-82.

Lebedev S.A., Kostianoy A.G., Ginzburg A.I., Medvedev D.P., Sheremet N.A., Shauro S.N.. 2011. Satellite altimetry applications in the Barents and White seas. - In: Coastal Altimetry, (Eds.) S. Vignudelli, A.G. Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, p.389-415, DOI: 10.1007/978-3-642-12796-0_15.

Lebedev S.A., Sirota A.M. 2006. Oceanographic investigation in the Southeastern Pacific Ocean by satellite radiometry and altimetry data. *Adv. Space Res.*, vol. 39, № 1, p. 203-208. doi: 10.1016/j.asr.2006.11.002.

Lubin D., Massom R. 2006. Polar remote sensing. Part I: Atmosphere and oceans. Springer, Praxis Publishing, Berlin, Heidelberg, New York, 868 pp.

Massom R., Lubin D. 2006. Polar remote sensing. Part II: Ice sheets. Springer, Praxis Publishing, Berlin, Heidelberg, New York, 511 pp.

Rees W.G. 2001. Physical Principles of Remote Sensing. 2nd Edition. Cambridge University Press. 372 pp.

Rhein, M., S.R. Rintoul, S. Aoki, E. Campos, D. Chambers, R.A. Feely, S. Gulev, G.C. Johnson, S.A. Josey, A. Kostianoy, C. Mauritzen, D. Roemmich, L.D. Talley and F. Wang, 2013: Observations: Ocean. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. p. 255-315.

Seelye M. 2004. An Introduction to Ocean Remote Sensing. Cambridge University Press, 454 pp.

Sirota A.M., Lebedev S.A., Kostianoy A.G. 2004. Oceanic currents in the southeastern Pacific Ocean as revealed by satellite altimetry data. – *Gayana*, vol.68, № 2, p.539-542. doi: 10.4067/S0717-65382004000300040.

Tapley B.D., Kim M.C. 2001. Applications to Geodesy. – In: Satellite Altimetry and Earth Sciences. A Handbook of Techniques and Applications, (Eds.) L.L. Fu, A. Cazenave. San Diego: Academic Press, p. 371–406.

Tzortzi E., Srokosz M., Gommenginger Ch., Josey S.A. 2016. Spatial and temporal scales of variability in Tropical Atlantic sea surface salinity from the SMOS and Aquarius satellite missions. – *Remote sensing of environment*, N 180, p.418-430.

Vignudelli S., Kostianoy A.G., Cipollini P., Benveniste J. (Eds.) 2011. Coastal Altimetry. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 578 pp. DOI:10.1007/978-3-642-12796-0.

Zakharova E.A., Fleury S., Guerreiro K., Willmes S., Rémy F., Kouraev A.V., Heinemann G. 2015. Sea ice leads detection using SARAL/Altika altimetr. – *Marine Geodesy*, vol.38, Suppl. 1, p.522-523.

Zavialov P.O., Grigorieva J.V., Moller O.O., Kostianoy A.G., Gregoire M. 2002. Continuity preserving modified maximum cross-correlation technique. – *J. Geophys. Res., Oceans*, vol.107, N C10, p.1-10.

Zhiltsov S.S., Zonn I.S., Kostianoy A.G. (Eds.) 2016. Oil and gas pipelines in the Black-Caspian Seas Region. Springer International Publishing AG, Switzerland, 288 pp. DOI 10.1007/978-3-319-43908-2.