

СПУТНИКОВЫЙ МОНИТОРИНГ КЛИМАТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ОКЕАНА. ЧАСТЬ 2

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 Части 1 и Части 2 статьи рассматриваются те основные климатические переменные, которые относятся к океанам и морям. В данной статье (Часть 2) приводится информация о спутниковом мониторинге характеристик волнения, концентрации морского льда, поверхностных течений, цвета океана и фитопланктона, о приборах и спутниках, которые используются для исследования климатических переменных. Приводятся 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 OCEAN CLIMATE PARAMETERS. PART 2

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 current capabilities of remote sensing of oceans and seas from space to monitor parameters of the Earth's climate system. Parts 1 and 2 of the article discuss those essential climate variables that relate to the oceans and seas. This article (Part 2) gives brief information about satellite monitoring of wave characteristics, sea ice concentration, surface currents, ocean color and phytoplankton. Satellites and sensors used for the study of climate variables, as well as some results of monitoring of the Baltic, Black and Caspian

seas are presented. The main advantages and disadvantages of remote sensing for monitoring of marine parameters of the Earth's climate system are discussed.

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

Введение

В первой части статьи (Костяной, 2017) был дан краткий обзор возможностей дистанционного зондирования океанов и морей из космоса для мониторинга следующих параметров климатической системы Земли, относящихся к океану: температура поверхности океана, соленость поверхности океана и уровень океана. В данной статье (Часть 2) будут рассмотрены следующие параметры: характеристики волнения, концентрация морского льда, поверхностные течения, цвет океана и фитопланктон. В следующих номерах журнала будут рассмотрены возможности ДЗЗ для мониторинга основных климатических параметров суши и атмосферы.

(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 (дискретность) 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. 1, 2). На рис. 1 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. 2 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).

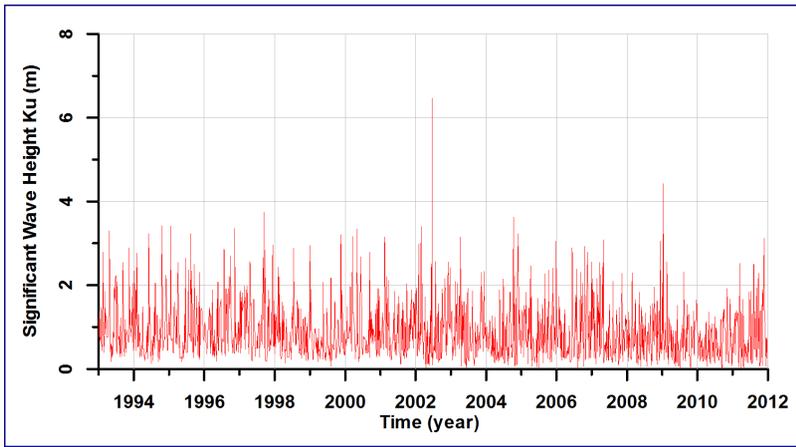


Рисунок 1. Сезонная и межгодовая изменчивость высоты волн (м) в юго-восточной части Каспийского моря по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 в точке пересечения треков 031-092 с января 1992 г. по декабрь 2011 г. (Kostianoy et al., 2014)

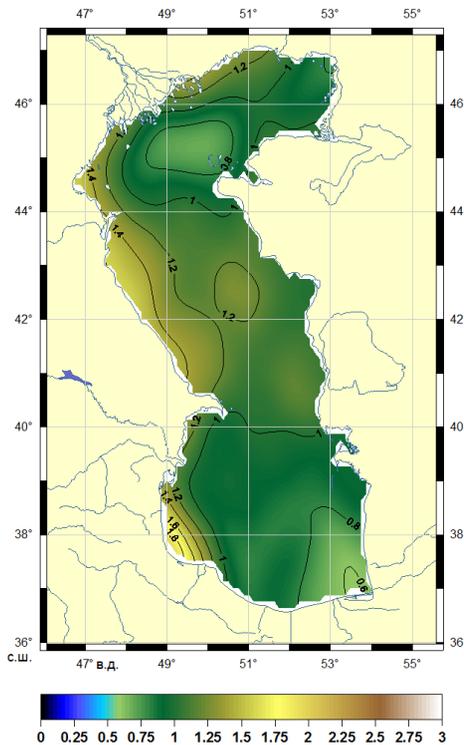


Рисунок 2. Пространственное распределение средней высоты волн (м) по данным альтиметрических измерений спутников Т/Р и J1/2 за период с сентября 1992 г. по декабрь 2012 г. (Лебедев, 2014)

На рис. 3 представлены глобальные поля скорости приводного ветра и высоты ветровых волн для всего Мирового океана, полученные по данным спутниковой альтиметрии за июнь 1995 г.

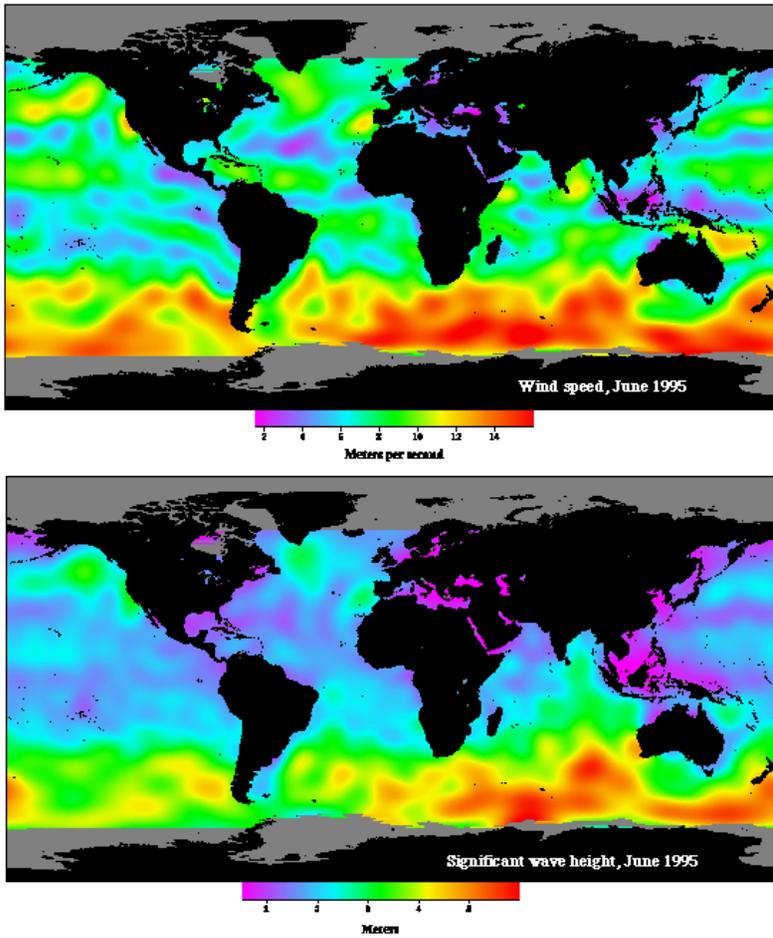


Рисунок 3. Пространственное распределение средней скорости ветра (м/с) (верх) и высоты волн (м) (низ) по данным альтиметрических измерений спутника Т/Р за июнь 1992 г. (http://sealevel.jpl.nasa.gov/files/archive/online-tutorial/wind_wave_jun.gif)

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. 4 и 5 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. 6 представлена карта нового параметра – крутизны волн, рассчитанной по данным спутниковой альтиметрии.

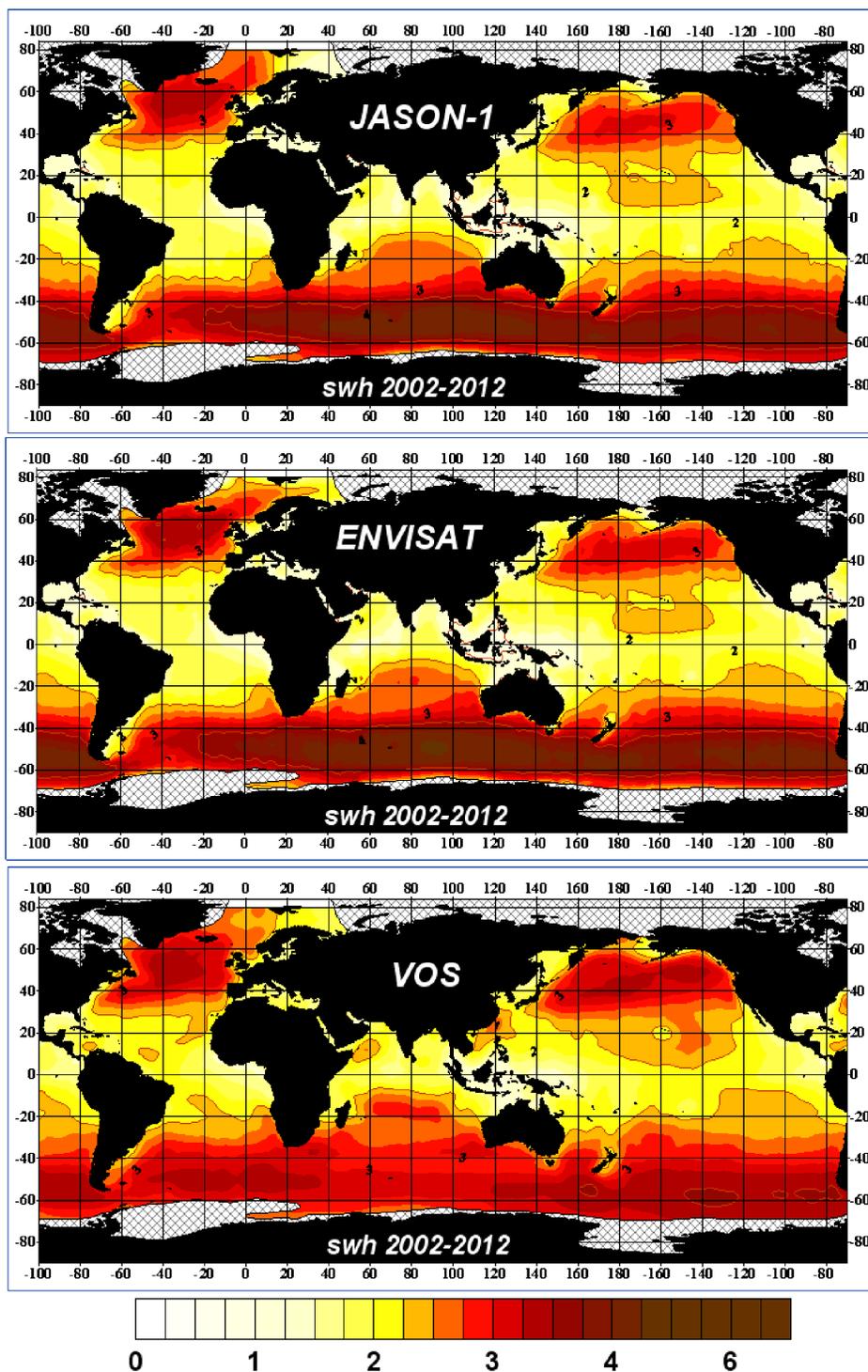


Рисунок 4. Средняя высота волн (м) за период с 2002 по 2012 г. по данным альтиметрических спутников Jason-1, Envisat и по данным визуальных наблюдений (VOS)
(Григорьева, Бадулин, 2016)

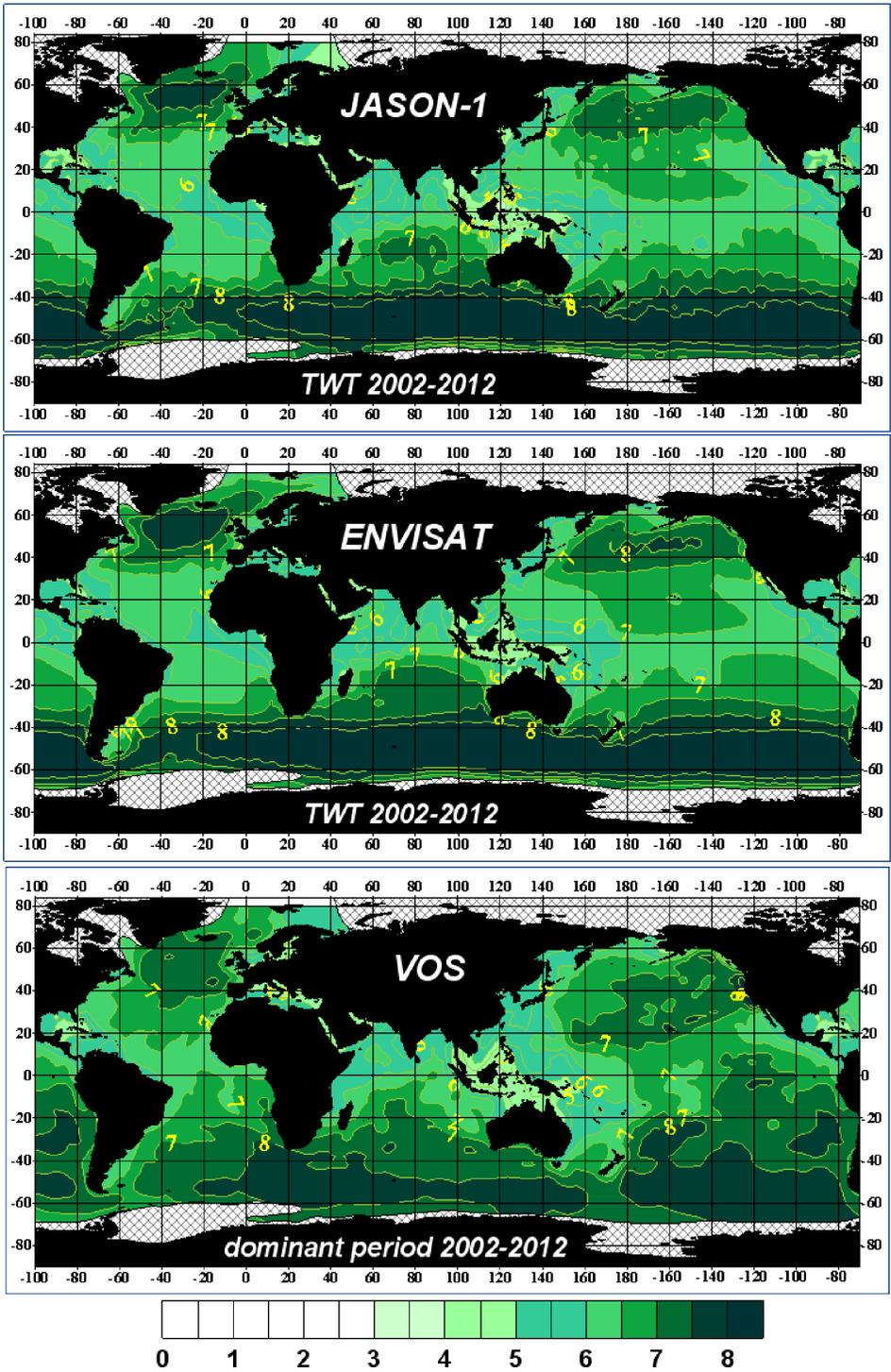


Рисунок 5. Средний период волн (сек) за период с 2002 по 2012 г. по данным альтиметрических спутников Jason-1, Envisat и по данным визуальных наблюдений (VOS) (Григорьева, Бадулин, 2016)

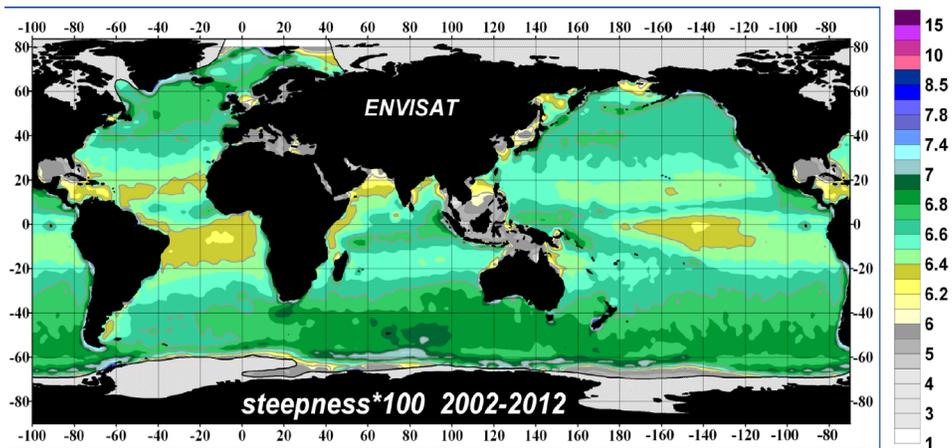


Рисунок 6. Средняя крутизна волн (м/м) за период с 2002 по 2012 г. по данным альтиметрического спутника Envisat (Григорьева, Бадулин, 2016)

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. 7 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. 8). Пространственное разрешение таких карт составляет 12-25 км.

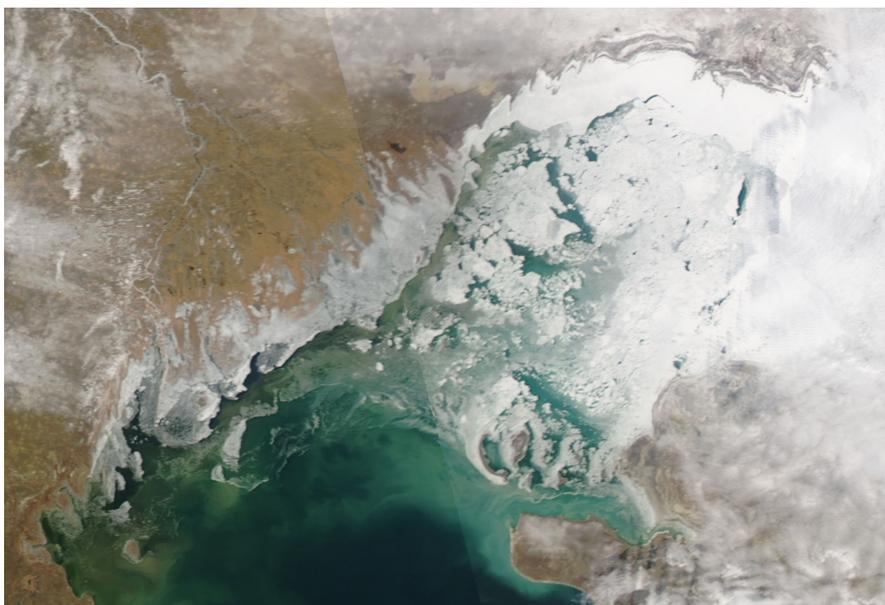


Рисунок 7. Лед на Северном Каспии (24 января 2017 г., MODIS-Aqua)
(<https://lance.modaps.eosdis.nasa.gov/imagery/subsets/?subset=CaspianSea.2017024.aqua.250m>)

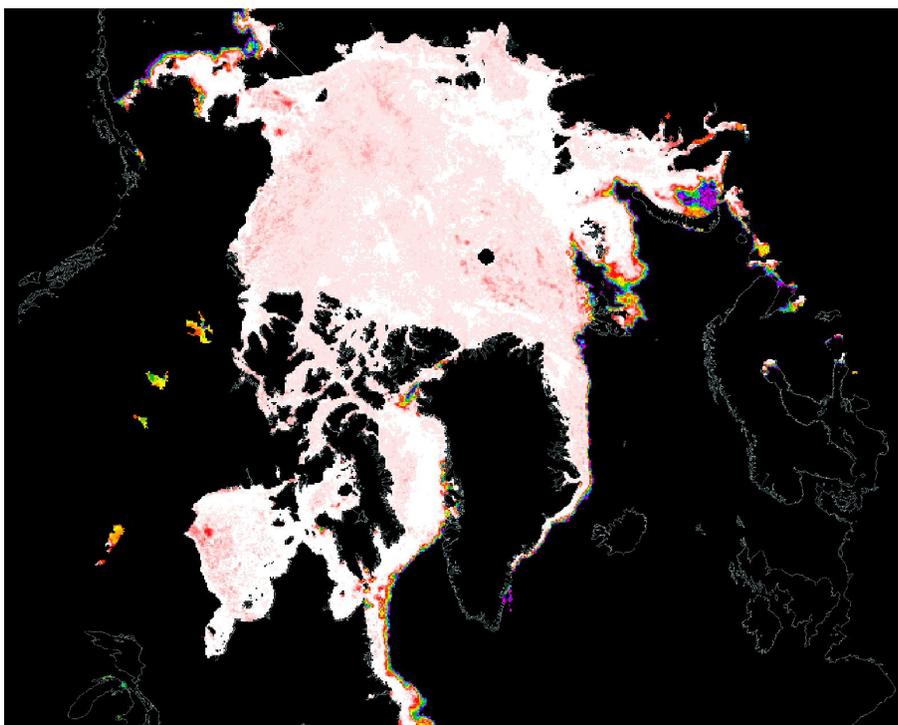


Рисунок 8. Концентрация льда в Арктике
Розовый цвет – 100%, синий – 30% (1 февраля 2017 г., микроволновой радиометр AMSR2, спутник GCOM-W1, <https://worldview.earthdata.nasa.gov>)

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. 9 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. 10 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. Радиолокационные и оптические изображения высокого пространственного разрешения, полученные в феврале 2017 г., показали, что строящийся Крымский мост фактически перегородил Керченский пролив и стал существенной преградой для свободного дрейфа льда из Азовского моря (Лупян и др., 2017а, б).

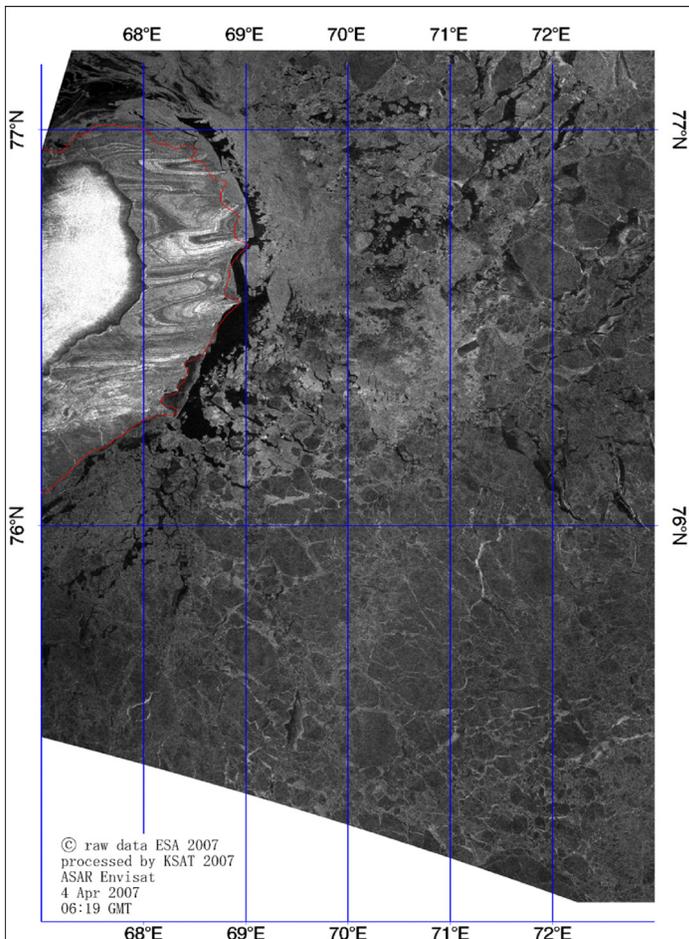


Рисунок 9. Структура ледяного покрова в северо-западной части Карского моря (4 апреля 2007, 06:19 GMT, ASAR Envisat)

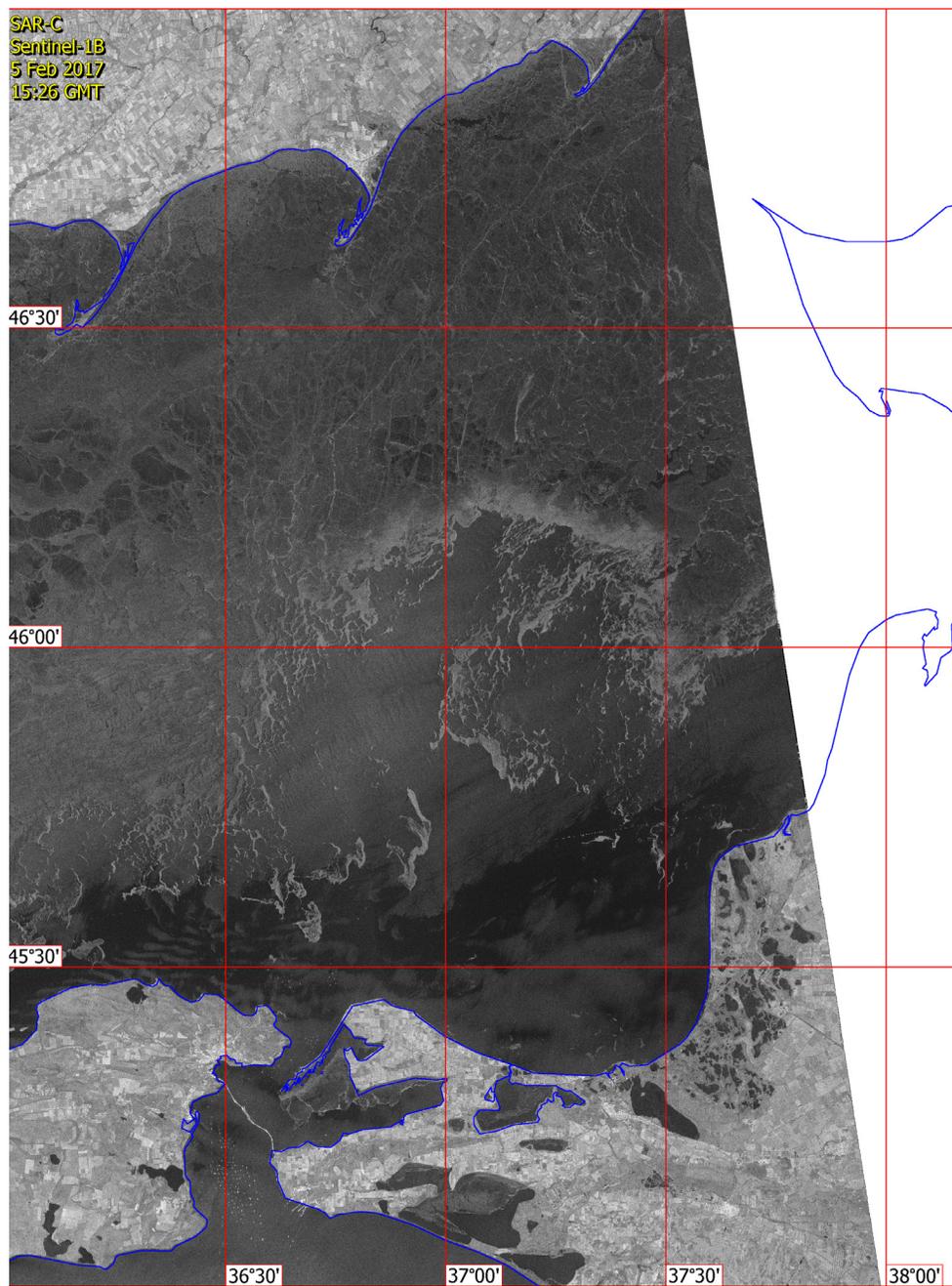


Рисунок 10. Структура ледяного покрова в Азовском море и в Керченском проливе (5 февраля 2017, 15:26 GMT, Sentinel-1B)
Пространственное разрешение 20 м.

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. 11), толщины льда (рис. 12) или распределение однолетнего и многолетнего льда по акватории Северного Ледовитого океана (рис. 13), 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. 14). 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. 15).

Freeboard height estimated on AltiKa Cycle 01
From 2013/03/14 to 2013/04/18

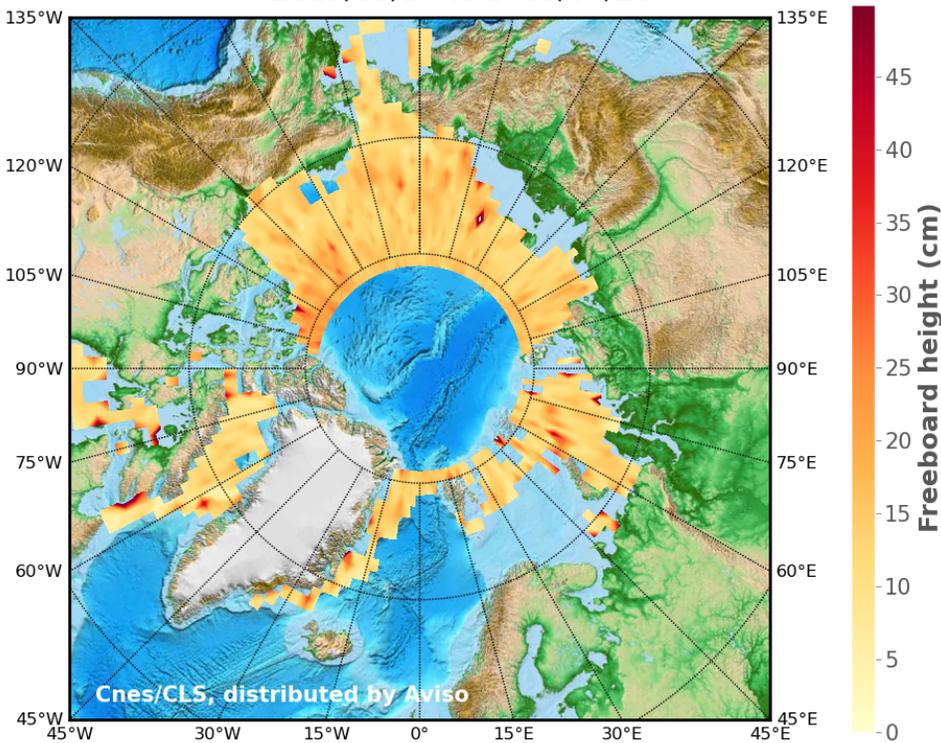


Рисунок 11. Высота льда (см) над морской поверхностью Северного Ледовитого океана по альтиметрическим данным спутника AltiKa за период с 14 марта по 18 апреля 2013 г. Центральная часть Арктики не покрывается треками спутника, поэтому данные отсутствуют. (<http://www.aviso.altimetry.fr/en/applications/ice-and-cryosphere/sea-ice/saralaltika-sea-ice-results.html>)

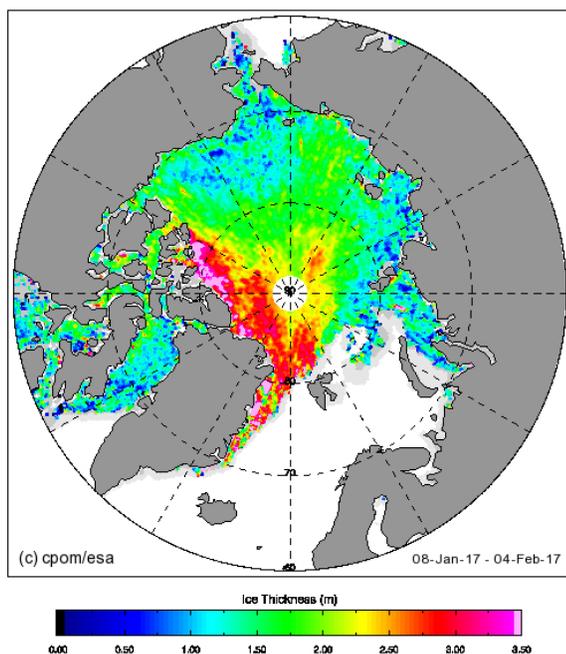


Рисунок 12. Толщина льда (м) на акватории Северного Ледовитого океана по спутниковым данным за период с 8 января по 4 февраля 2017 г.
(http://www.cpm.ucl.ac.uk/csopr/sidata/thk_28.png)

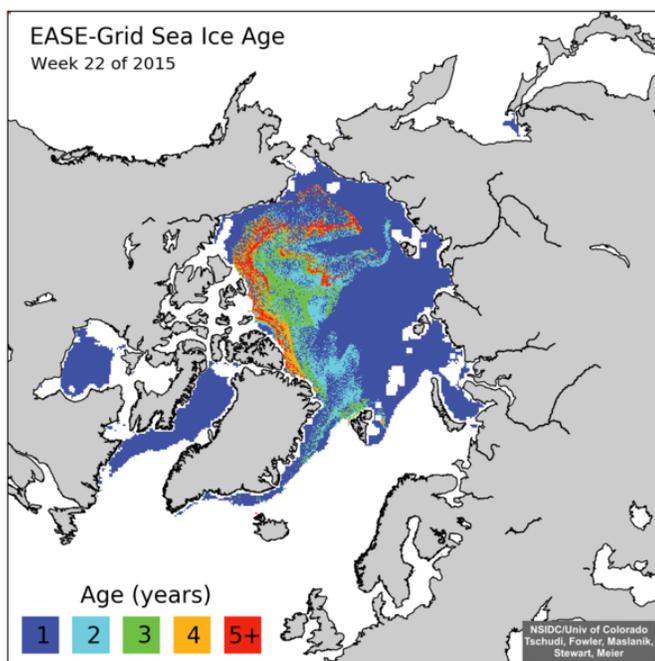


Рисунок 13. Возраст льда (года) на акватории Северного Ледовитого океана по спутниковым данным на 25-31 мая 2015 г.
(<https://icdc.cen.uni-hamburg.de/>)2017 гг.

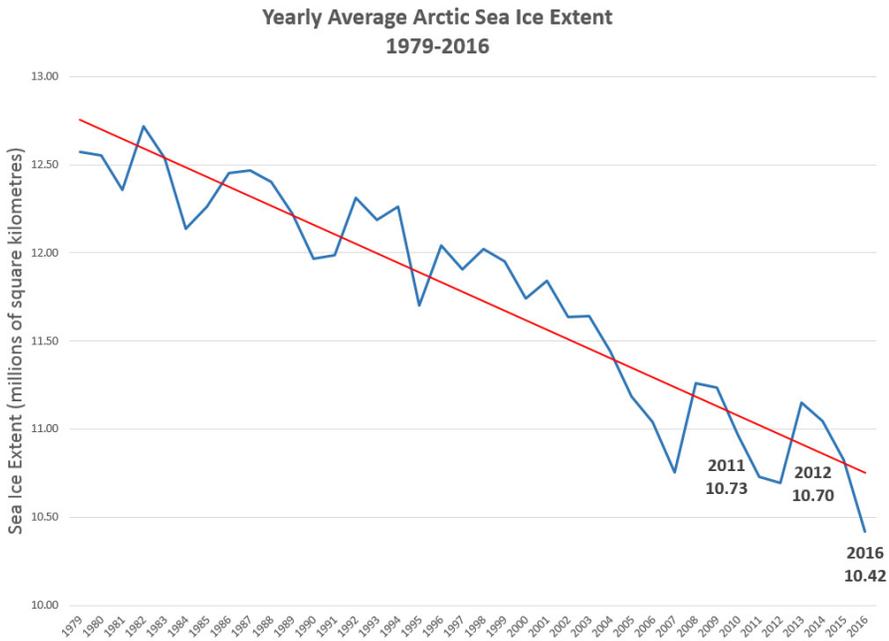


Рисунок 14. Среднегодовая площадь ледяного покрова (млн км²) Северного Ледовитого океана по спутниковым данным на 1979-2016 гг.
(https://c1.staticflickr.com/1/255/31752304360_d63c0194d1_o.jpg)

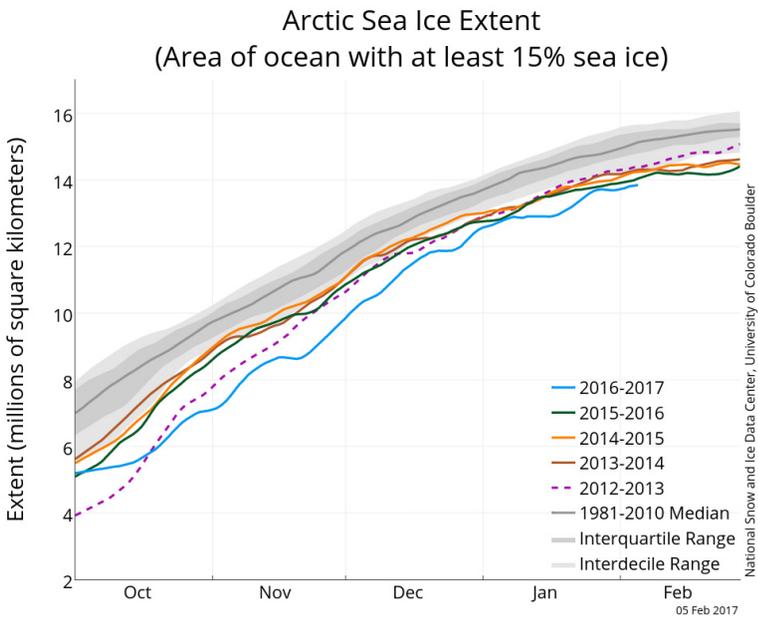


Рисунок 15. Площадь ледяного покрова (млн км²) Северного Ледовитого океана за октябрь-февраль 1981-2017 гг.
(http://nsidc.org/arcticseaicenews/files/2017/02/asina_N_iqr_timeseries.png)

(6) 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 (Tarpley, Kim, 2001). Различают глобальные (рис. 16) (см., например, Лебедев, Костяной, 2005; Rio et al., 2011) и региональные (рис. 17) (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. 18) 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).

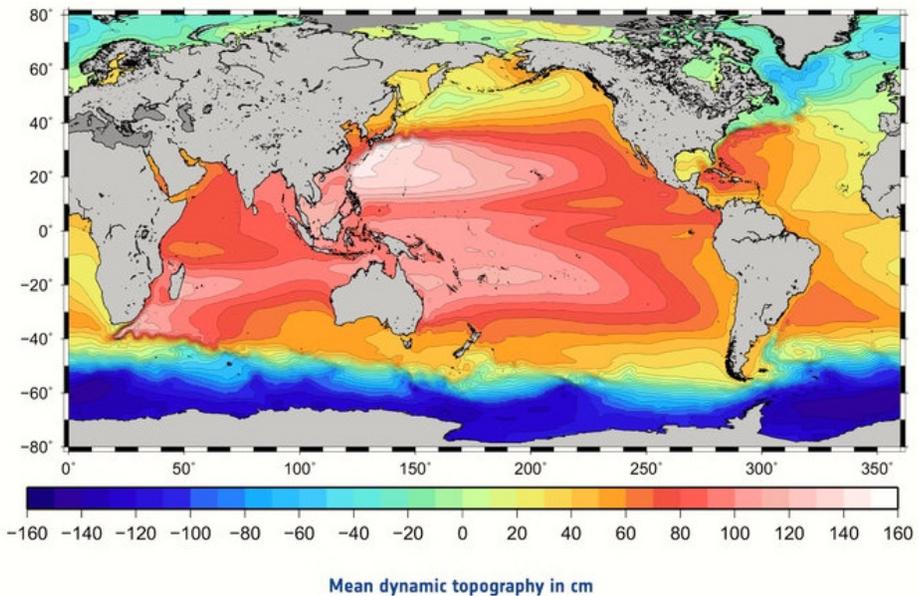


Рисунок 16. Средняя динамическая топография (см) Мирового океана, построенная по данным спутниковой альтиметрии за 1993-2013 гг., включая новые точные данные о геоиде, полученные со спутника GOCE

(http://notrickszone.com/wp-content/uploads/2015/01/Mean_dynamic_topography_node_full_image_2-1.jpg)

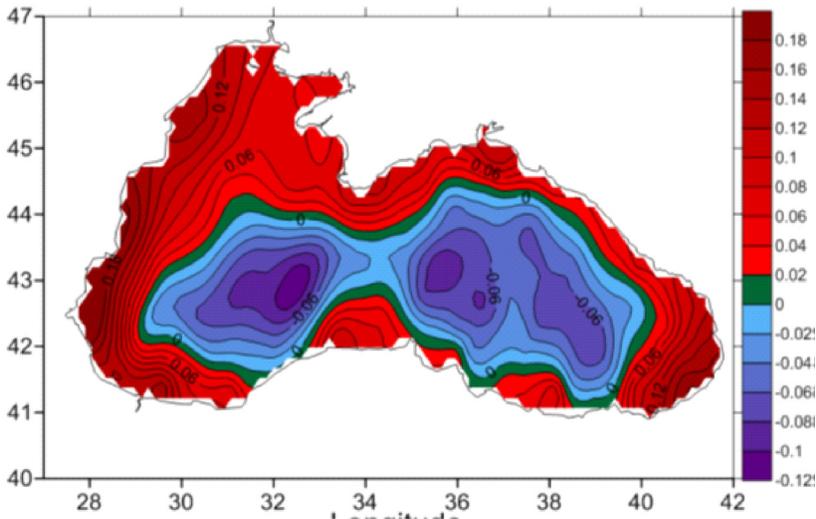


Рисунок 17. Средняя динамическая топография (м) Черного моря, построенная по данным спутниковой альтиметрии (Kubryakov, Stanichny, 2011)

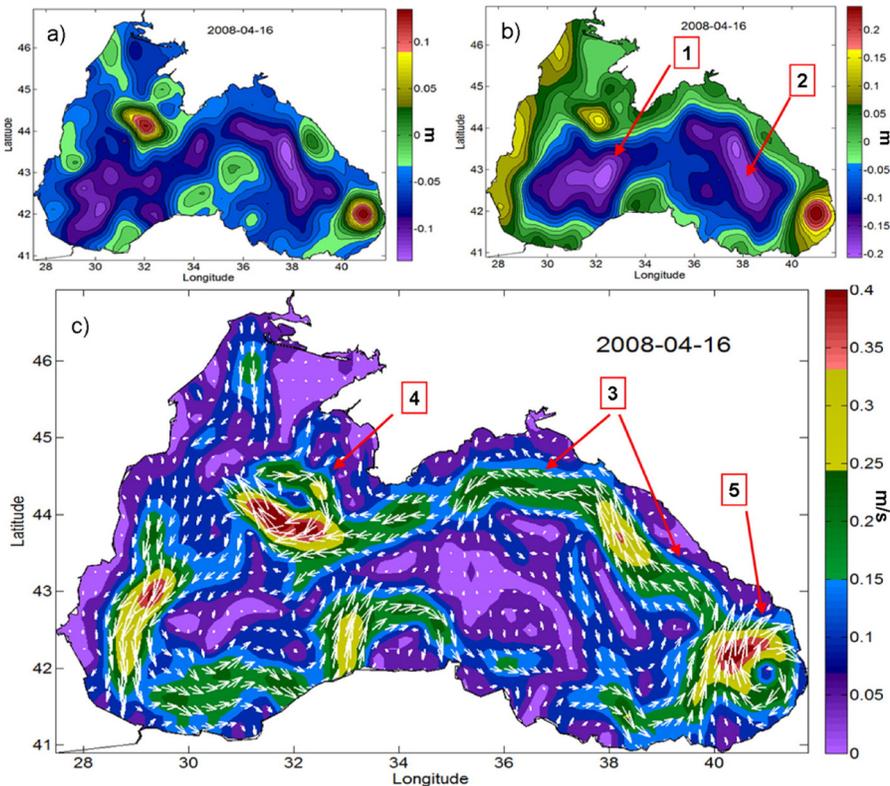


Рисунок 18. Мезомасштабная динамика вод Черного моря по данным спутниковой альтиметрии на 16 апреля 2008 г.:

- (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 18) (см., например, Лебедев, 2014; Kubryakov et al., 2016), так и Мирового океана в целом (рис. 19).

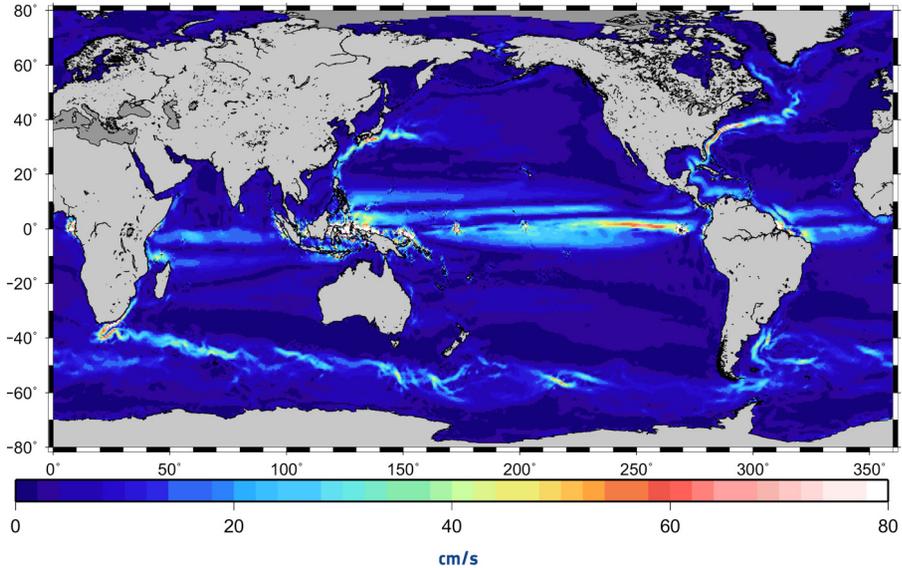


Рисунок 19. Поле геострофических течений (см/с) на поверхности Мирового океана по данным спутника GOCE (http://www.esa.int/spaceinimages/Images/2014/11/Ocean_currents_from_GOCE)

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 планетарных градиентно-вихревых волн (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 че-

ловеческим 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 альbedo водной толщи и является удобным параметром мониторинга.

(3) Особую группу примесей образует фитопланктон, который благодаря хлорофиллу дает сильные полосы поглощения в голубой (0.4 мкм) и красной (0.675 мкм) частях спектра излучения. Концентрация хлорофилла – единственная характеристика морских экосистем, изменчивость которой, благо-

даря 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 спектрорадиометры 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 спектрорадиометрами, 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.20-23).



Рисунок 20. Цветение вод Балтики (зеленые цвета)

по данным спектрорадиометра MODIS-Terra (комбинация каналов 1, 4, 3) 13 июля 2005 г. (10:05 GMT)

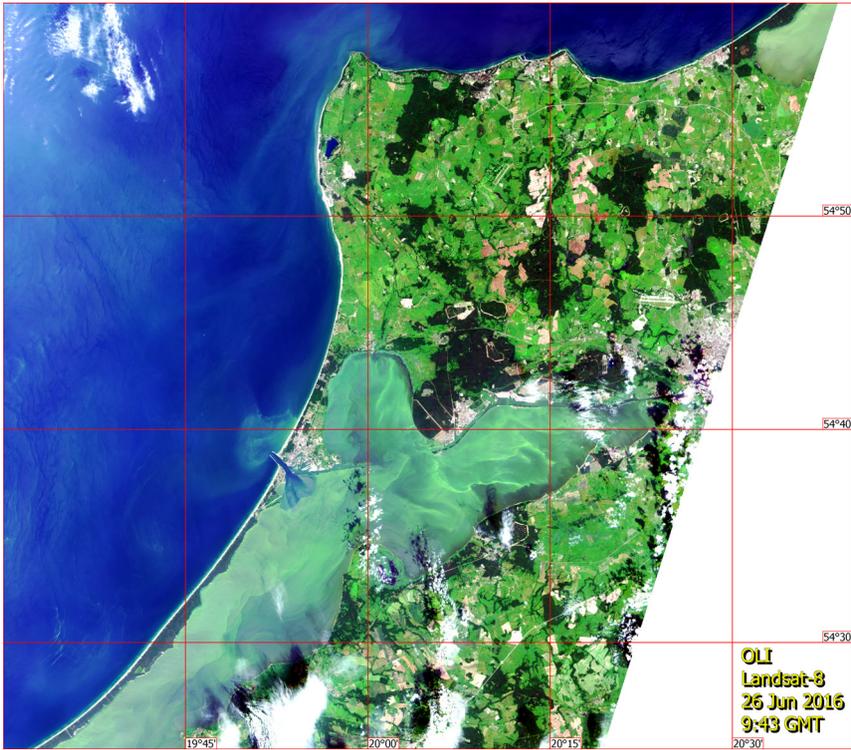


Рисунок 21. Цветение вод Калининградского залива (зеленые цвета) по данным сенсора OLI Landsat-8 26 июля 2016 г. (09:43GMT)

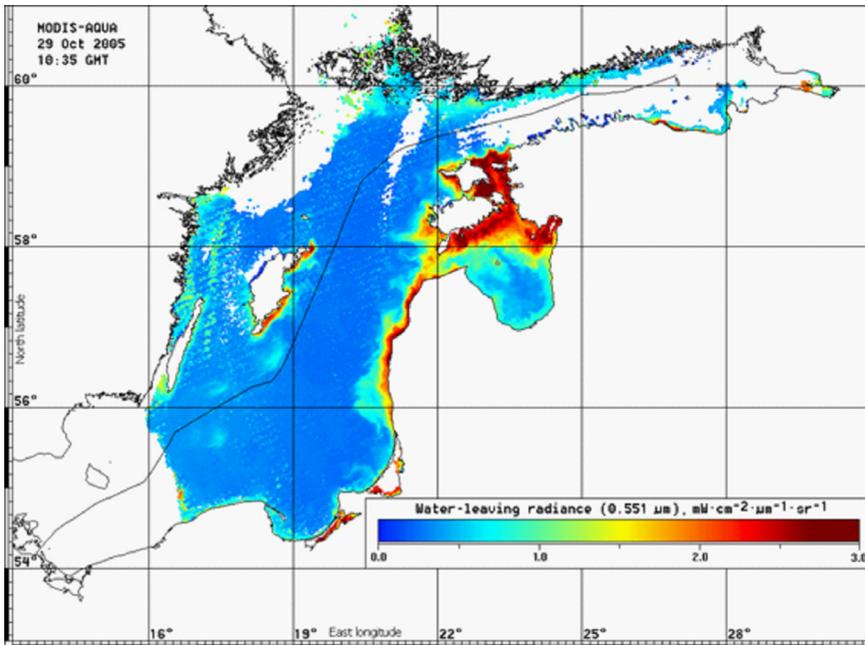


Рисунок 22. Распределение мутности вод на поверхности Балтийского моря по уровню восходящего излучения (Water Leaving Radiance) по данным спектро радиометра MODIS-Aqua 29 октября 2005 г. (10:35 GMT)

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. 23). 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.

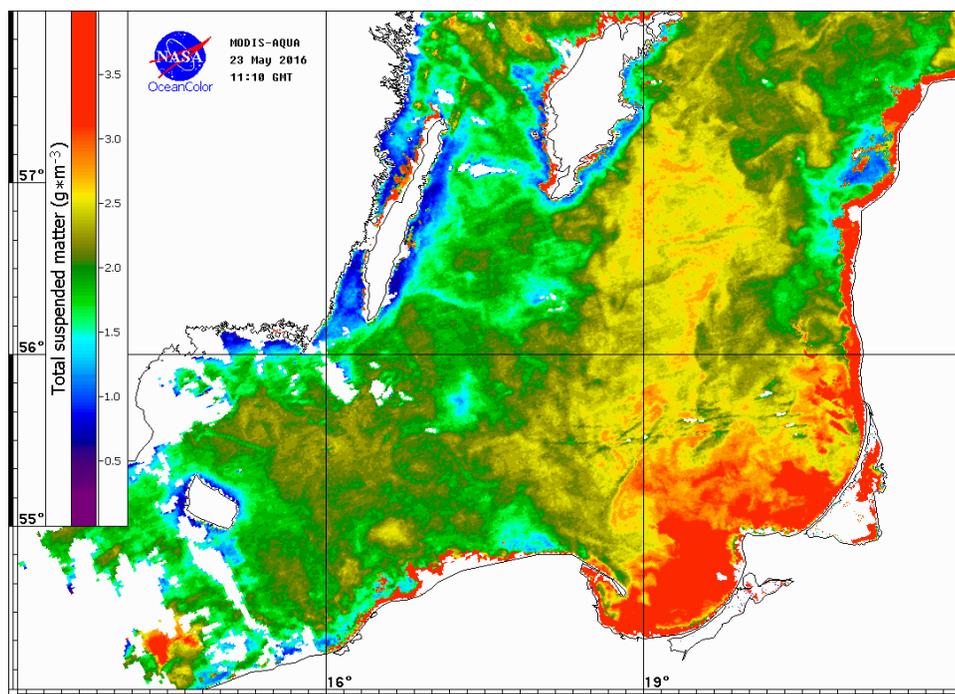


Рисунок 23. Концентрация суммарного взвешенного вещества ($\text{г}/\text{м}^3$) в Балтийском море по данным спектро радиометра MODIS-Aqua 23 мая 2016 г. (11:10 GMT)

(8) Фитопланктон

Наиболее затребованная характеристика, определяемая спектро радиометрами, – 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. 20), ярко-зелёного (рис. 21), 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 различение 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.), Sea WiFS 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. 24), так и для всего Мирового океана (рис. 25).

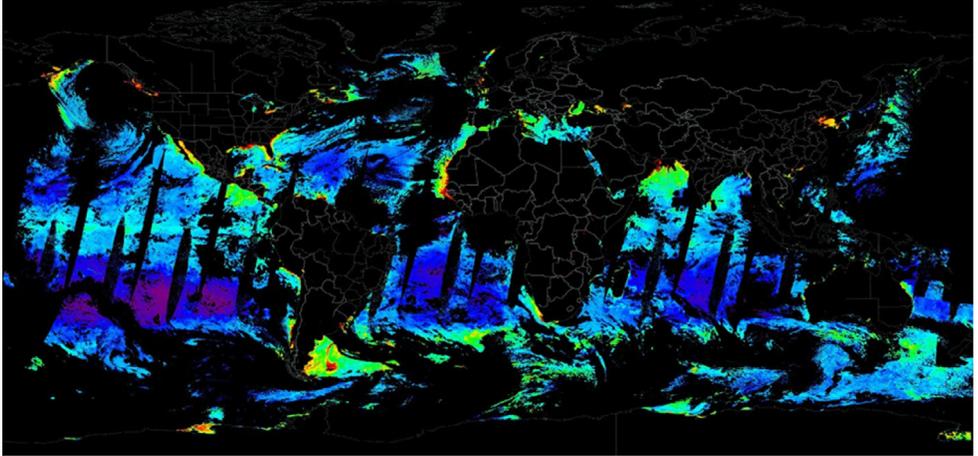


Рисунок 25. Композитная карта концентрации хлорофилла-а (Chl-a) в Мировом океане (1 февраля 2017 г., MODIS-Terra)

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 измерения 8 (температура поверхности океана, соленость на поверхности океана, уровень океана, состояние поверхности океана (характеристики волнения), концентрация морского льда, течения на поверхности океана, цвет океана и фитопланктон) из 10 океанических ОКП (парциальное давление двуокиси углерода и кислотность океана дистанционными методами не измеряются), 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 калибровки и 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 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, № 2, с. 322-327.
- 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.

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. – *Соврем. 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.». – *Соврем. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса*, т. 12, № 6, с. 99–110.

Костяной А.Г. 2017. Спутниковый мониторинг климатических параметров океана. Часть 1. – *Фундаментальная и прикладная климатология*, № 2, с. 65-87.

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., 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/под.ред. С.М. Семенова*, 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.

Лупян Е.А., Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Костяной А.Г. 2017а. Ледовая обстановка в районе строительства Крымского моста в феврале 2017 г. – *Соврем. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса*, т. 14, № 1, с. 209–213.

Лупян Е.А., Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Костяной А.Г. 2017б. Ледовая обстановка в Керченском проливе в текущем столетии: ретроспективный анализ на основе спутниковых данных. – *Соврем. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса*, т. 14, № 2 (в печати).

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

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

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.

Фуке 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.

Badulin S.I. 2014. A physical model of sea wave period from altimeter data. – *J. Geophys. Res. Oceans*, No 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).

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, pp. 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, pp. 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 p. doi 10.1007/978-0-387- 68300-3.

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

Kahru M., Elmgren R. 2014. Multidecadal time series of satellite-detected accumulations of cyanobacteria in the Baltic Sea. – *Biogeosciences*, vol. 11, pp. 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, pp. 15–23.

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).

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, pp. 53-66.

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, No 2, pp. 333-339. doi: 10.4067/S0717-65382004000300003.

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, pp. 197–232.

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).

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, pp. 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, No 6, pp. 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*, No 163, pp. 80-94.

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, pp. 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, No 1, pp. 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 p.

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

Rio M.H., Poulain P.M., Pascual A., Mauri E., Larnicol G., Santoleri R. A 2007. Mean Dynamic Topography of the Mediterranean Sea computed from altimetric data, in-situ measurements and a general circulation model. – *J. Marine Systems*, vol 65, No 1-4, pp. 484–508. doi: 10.1016/j.jmarsys.2005.02.006.

Rio M.H., Guinehut S., Larnicol G. 2011. New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements. – *J. Geophys. Res.*, vol. 116, No C7, C07018. doi: 10.1029/2010JC006505.

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, No 2, pp. 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, pp. 371–406.

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, pp.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, No C10, pp.1-10.

Статья поступила в редакцию: 10.02.2017

После переработки: 19.03.2017