

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ДОЛГОПЕРИОДНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ ВОСТОЧНЫХ ПОГРАНИЧНЫХ АПВЕЛЛИНГОВЫХ СИСТЕМ ПО РАЗЛИЧНЫМ СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ.

Ч. 1: АТЛАНТИЧЕСКИЕ АПВЕЛЛИНГИ

© 2021 г. А. Б. Полонский^а, *, А. Н. Серебренников^а

^аФГБНУ «Институт природно-технических систем», Севастополь, Россия

*E-mail: apolonsky5@mail.ru

Поступила в редакцию 26.03.2021 г.

В статье дана сравнительная оценка долгопериодных тенденций в изменении интенсивности крупнейших Атлантических апвеллингов (Канарского и Бенгельского) по данным о температуре поверхности океана и трем наборам данных о приповерхностном ветре, подготовленным разными научно-исследовательскими группами на основании спутниковой информации. Различия абсолютных вертикальных скоростей, рассчитанных по этим данным и обусловленных стонным эффектом и горизонтальной неоднородностью поля ветра, достигают нескольких десятков процентов. При этом все временные ряды демонстрируют общую тенденцию усиления апвеллингов с 1980-х—начала 1990-х гг., что подтверждает опубликованные данные об интенсификации Канарского и Бенгельского апвеллингов в период глобального потепления. Однако с конца 1990-х гг. интенсификация апвеллингов практически прекратилась. Это свидетельствует о важнейшей роли естественных климатических вариаций междесятилетнего масштаба в формировании изменчивости интенсивности апвеллингов в период проведения регулярных спутниковых измерений.

Ключевые слова: апвеллинг, температура поверхности океана, термический индекс апвеллинга, экмановские транспорт и накачка, межгодовая изменчивость, тренды

DOI: 10.31857/S0205961421050079

ВВЕДЕНИЕ

Восточные пограничные апвеллинговые системы (ВПАС) Мирового океана характеризуются регулярным упорядоченным вертикальным переносом более холодных подповерхностных и промежуточных вод к поверхности, что приводит к выхолаживанию верхнего перемешанного слоя. С одной стороны, это важно с климатической точки зрения. С другой стороны, апвеллинги переносят богатые питательными веществами водные массы в верхний фотический слой. В результате этого в районах апвеллинга формируются зоны повышенного первичного продуцирования вод и интенсивного развития планктонных сообществ. Высокая первичная продуктивность прибрежных апвеллинговых систем (Herbland, Voituriez, 1974; Minas et al., 1982) поддерживает интенсивный промысел мелких пелагических видов, на который приходится непропорционально большая (по сравнению с относительным вкладом площади ВПАС в общую площадь акватории Мирового океана) доля мирового вылова рыбы (Cushing, 1971; Fréon et al., 2009). Таким образом, мониторинг крупнейших апвеллинговых систем

в условиях изменяющегося климата является актуальной задачей.

Интенсивность апвеллинга часто количественно оценивают с использованием так называемого экмановского индекса прибрежного апвеллинга (ЭИПА), который можно интерпретировать как характеристику полного потока в глубоком океане, направленного перпендикулярно береговой черте под действием вдольберегового ветра. Этот поток вызывает компенсирующие восходящие движения более холодных вод (Ekman, 1905; Vakun, 1973). Понятно, что такой упрощенный индекс, не учитывающий, в частности, батиметрию континентального шельфа и нестационарные эффекты, не может адекватно характеризовать сложный трехмерный характер пространственной структуры апвеллинга и его временную изменчивость. Некоторую роль в развитии апвеллинга может играть также завихренность в поле ветра, генерирующая дивергенцию экмановских течений и, соответственно, вызывающая подъем вод (Upwelling, 2013; Polonsky, Serebrennikov, 2019).

На поверхности океана можно выделить апвеллинг по косвенным признакам. В частности, в

качестве характеристики апвеллингов широко используется температура поверхности океана (ТПО), которая обычно понижается в зоне подъема вод. Но пространственно-временная изменчивость ТПО тоже не всегда однозначно характеризует процессы апвеллинга, поскольку ТПО в окрестности крупномасштабных апвеллингов определяется не только вертикальными движениями, но и горизонтальными адвективными переносами, а также интенсивностью процессов перемешивания вод (Upwelling, 2013; Polonsky, Serebrennikov, 2018; Полонский, Серебрянников, 2019). Кроме этого, апвеллинг не всегда достигает верхнего перемешанного слоя. В этом случае он практически не будет проявляться в ТПО. Таким образом, приводный ветер и прибрежная ТПО являются двумя взаимно дополняющими параметрами для количественной оценки пространственной протяженности и интенсивности подъема вод в районе апвеллинга и их полезно анализировать совместно (Polonsky, Serebrennikov, 2020).

Анализу крупнейших прибрежных ветровых апвеллингов посвящено множество опубликованных работ (Bakun, 1990; Bakun et al., 2015; Belmadani et al., 2014; García-Reyes et al., 2015; Varela et al., 2015; Tim et al., 2015; Полонский, Серебрянников, 2019; Polonsky, Serebrennikov, 2018, 2019, 2020). Тем не менее, до сих пор отсутствует единая точка зрения на долгопериодные тенденции в интенсивности ВПАС в условиях глобального потепления. Неспособность достичь консенсуса в этом вопросе связана с объективными причинами: недостаточной продолжительностью ветровых и температурных временных рядов в окрестности апвеллинговых систем; низкое разрешение данных по приповерхностному ветру; отсутствие качественных данных о ветре в непосредственной близости от берега (фактически, на расстоянии порядка радиуса деформации Россби); использование недостаточно надежной методики определения параметров апвеллингов (Полонский, Серебрянников, 2019, 2021).

В последние ~30 лет спутниковые измерения являются основным источником данных о ТПО и приповерхностном ветре (ПВ) в области ВПАС. Однако существует несколько нерешенных должным образом проблем при обработке этих данных. Особенно это касается данных о ПВ. Авторы работы (Bourassa et al., 2019) выделяют три наиболее серьезные проблемы современных спутниковых измерений ветровых характеристик. Во-первых, это помехи, вызванные дождем, который повышает шероховатость поверхности, что приводит к завышению скорости ветра по спутниковым данным. Во-вторых, это сложность калибровки радиолокационного сигнала при очень высоких скоростях ветра и, в-третьих, отсутствие инструментальных измерений вблизи кромки суши и льда, что также затрудняет калибровку спут-

никовых данных о прибрежном ветре. Поэтому различные массивы ветровых полей, восстановленных по спутниковым данным в окрестности ВПАС, характеризуются существенными различиями, обусловленными чисто методическими причинами. Это даже может приводить к принципиальным отличиям в оценках долгопериодных тенденций, выполненных с использованием спутниковых данных, подготовленных различными научно-исследовательскими группами. В связи с этим, в настоящей работе будет дана сравнительная оценка долгопериодных тенденций изменения интенсивности крупнейших Атлантических ВПАС (Канарской и Бенгельской) с использованием данных о ТПО и различных наборов данных о ПВ. Во второй части работы будут рассмотрены крупнейшие Тихоокеанские ВПАС (Калифорнийская, Перуанская и Чилийская).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для расчета тенденций интенсивности апвеллингов по пространственно-временной изменчивости ТПО использовались спутниковые данные о температуре с разрешением $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ с 1982 по 2019 гг., подготовленные коллективом Group for High Resolution Sea Surface Temperature (GHRSSST, <https://www.ghrsst.org>, версия v.2.0). Данные обработаны до четвертого уровня (processing level = "L4") с помощью аналитической системы OSTIA (Operational Sea surface Temperature and Ice Analysis). Этот уровень подразумевает, что произведен контроль качества измерений, удалены ошибочные или сомнительные данные, применена процедура оптимальной интерполяции в узлы регулярной сетки.

По этим данным рассчитывались величины термического индекса апвеллинга (ТИА), который определяется как разница ТПО между относительно холодным прибрежным апвеллинговым районом и более теплой, удаленной на некоторое расстояние от берега акваторией на одной и той же широте. В данной работе в качестве апвеллингового района рассматривалась прибрежная полоса акватории шириной 0.5° , а удаленной акваторией считалась полоса такой же ширины, удаленная от берега на 1.5° . Выбор более мористой удаленной (оффшорной) зоны приводит к большей средней величине ТИА, но тренд ТИА при этом изменяется незначительно.

В настоящей работе тренды межгодовой изменчивости ТИА оценивались по несколько модифицированной методике, подробно описанной в работе (Полонский, Серебрянников, 2021). Суть методики заключается в том, что в районе апвеллинга можно выделить участки с минимальными значениями ТИА, которые соответствуют областям с наиболее интенсивным подъемом вод, достигающим верхнего перемешанного слоя.

Средние минимальные значения ТИА в области апвеллинга для каждого года и каждого месяца вычислялись по “*n*” минимальным, отсортированным в возрастающем порядке значениям. Для изменяющихся в диапазоне от 100 до 10 значений “*n*” выбирались месяцы и величины “*n*”, для которых коэффициент детерминации линейного тренда оказывался максимальным. При выбранном значении “*n*” и для отобранных месяцев рассчитывалось среднее значение минимального (с учетом знака) ТИА для каждого года. По минимальным значениям ТИА для каждого апвеллинга строились линейная, кубическая и квантильная регрессии. Линейная и кубическая аппроксимации позволяют получить хорошие статистические результаты в предположении, что случайные ошибки распределены по нормальному закону. Метод квантильной регрессии более устойчив к выбросам в данных. За величину отклонения линейного тренда от кубической аппроксимации ряда был принят безразмерный коэффициент достоверности CF (confidence factor), основанный на расчете дисперсии кубической аппроксимации относительно линии тренда. Наряду с коэффициентом детерминации (R^2), коэффициент достоверности (CF) характеризует значимость линейного тренда ряда. CF изменяется от 0 до 1, где 0 присваивается линейному тренду, очень плохо описывающему долговременные тенденции изменений ТИА, а 1 – линейному тренду, практически идеально аппроксимирующему эти тенденции. Расчет минимальных значений ТИА выполнялся для каждой географической широты.

Интенсивность апвеллинга характеризуется не только величиной ТИА, отражающей контраст температуры поверхности океана между прибрежными апвеллинговыми водами и водами открытого океана, но и величиной экмановского переноса, которая зависит от касательного напряжения ветра, вида береговой линии и параметра Кориолиса. Эта характеристика (экмановский индекс прибрежного апвеллинга, см. выше) использовалась для оценки вертикальной скорости сгонного происхождения. ЭИПА вычисляется из экмановского транспорта (Q), который создается вдольбереговой составляющей касательного напряжения ветра τ (Storper et al., 2014). Зональная (τ_x) и меридиональная (τ_y) компоненты напряжения ветра вычисляются из компонентов приповерхностного ветра с использованием соотношений, следующих из полуэмпирической теории турбулентности для приводного слоя атмосферы:

$$\tau_x = \rho_a C_d (U^2 + V^2)^{1/2} U,$$

$$\tau_y = \rho_a C_d (U^2 + V^2)^{1/2} V,$$

где U и V зональная и меридиональная компоненты ветра на высоте 10 м соответственно; ρ_a – плот-

ность воздуха в нормальных условиях (1.22 кг м^{-3}); C_d – безразмерный эмпирический коэффициент, типичное значение которого равно 1.3×10^{-3} (Schwing et al., 1996). Использована система координат с положительными направлениями на восток (x) и на север (y). Затем рассчитываются зональная и меридиональная компоненты экмановского транспорта:

$$Q_x = \tau_y / (\rho_w f),$$

$$Q_y = -\tau_x / (\rho_w f),$$

где ρ_w – плотность морской воды; f – параметр Кориолиса, равный $2\Omega \sin(\theta)$. Здесь Ω – угловая скорость вращения Земли, θ – географическая широта места.

Индекс апвеллинга рассчитывается по формуле:

$$\text{ЭИПА} = -Q_x \sin(\varphi) + Q_y \cos(\varphi),$$

где Q_x и Q_y – зональная и меридиональная компоненты экмановского транспорта; φ – угол наклона береговой линии к параллели. Положительное значение ЭИПА создает благоприятные условия для апвеллинга. Дифференцируя ЭИПА от берега поперек апвеллинговой зоны до ее внешней границы (определяемой масштабом Россби), мы получаем величину вертикальной скорости сгонного происхождения или так называемый экмановский транспорт (*Weui*). При этом используется уравнение неразрывности для двумерного случая в предположении, что вдольбереговые градиенты равны нулю, выполняются условия “твердой крышки” на поверхности океана и равенства нулю нормальных полных потоков у линии берега (Polonsky, Serebrennikov, 2020). Бароклинный радиус деформации Россби вычисляется по фазовой скорости бароклинной моды планетарных волн и параметра Кориолиса (см., например, (Chelton et al., 1998 или https://ceoas.oregonstate.edu/rossby_radius)). Типичная величина радиуса деформации Россби изменяется в районе анализируемых апвеллингов от 25 до 80 км, в целом увеличиваясь по направлению к экватору.

Помимо экмановского переноса, ветровой апвеллинг может развиваться и за счет генерации вертикальной скорости, связанной с завихренностью поля касательного напряжения ветра на поверхности океана. Соответствующую вертикальную скорость (назовем ее экмановской накачкой – *Wep*) можно вычислить из компонентов касательного напряжения ветра по следующей формуле (Stommel et al., 1958):

$$Wep = (\text{rot}_z \tau) / (\rho_w f) + (\beta \tau_x) / (\rho_w f^2),$$

где τ и τ_x – вектор касательного напряжения приповерхностного ветра и его зональная компонента соответственно; $\beta = df/dy$ (меридиональный градиент параметра Кориолиса). Изменение f с широтой известно, как “ β -эффект”. В сфериче-

ской системе координат $\beta = (2\Omega \cos(\theta))/Ra$ (где Ra – радиус Земли).

Применяя операцию rot_z к τ и заменяя компоненты напряжения ветра на компоненты экмановского транспорта, можно переписать выражение для Wep в следующем виде:

$$Wep = \partial Q_x / \partial x + \partial Q_y / \partial y - (\beta Q_y) / f.$$

В дальнейших расчетах будем использовать суммарную скорость подъема воды, полученную из экмановских транспорта и накачки ($Weui + Wep$).

Для расчета тенденций изменения интенсивности апвеллингов по суммарной экмановской скорости подъема воды, обусловленной экмановским сгоном (транспортом) и завихренностью дрейфовых течений, использовались три различных набора векторных данных с 6-часовым временным разрешением и пространственным разрешением $0.25^\circ \times 0.25^\circ$:

– данные о ПВ ССМР ОСВ (Cross-Calibrated Multi-Platform Ocean Surface Wind) за 31-летний период (с 1988 по 2018 гг.), версия v.2.0, полученные с сайта PO.DAAC (Physical Oceanography Distributed Active Archive Center), NASA (www.remss.com). В дальнейшем обозначим этот набор данных как “ССМР ПВ”;

– комбинированные данные о ПВ с различных спутников за 27-летний период (с 1992 по 2018 гг.), полученные с сайта СМЕМС (Copernicus Marine Environment Monitoring Service). Данные доступны по ссылке <https://marine.copernicus.eu>. Обозначим этот набор данных как “Copernicus ПВ”;

– комбинированные данные о скорости и направлении ПВ с различных спутников за 30-летний период (с 1988 по 2017 гг.), полученные с сайта NCEP (National Centers for Environmental Prediction). Обновление этих данных на сайте <ftp://eclipse.ncdc.noaa.gov/pub/seawinds/> прекратилось в 2018 г. Обозначим этот набор данных как “Eclipse ПВ”.

Каждый набор данных о ПВ обрабатывался по своим уникальным алгоритмам, которые обсуждаются ниже. Для всех наборов существуют физические ограничения, особенно при определении направления и скорости ветра в прибрежной зоне. Ветры в пределах ~ 25 км от побережья плохо определяются текущими спутниковыми миссиями. Ре-анализ также плохо работает в этой области, т.к. сетки большинства используемых метеорологических моделей слишком грубы для достаточного точного учета пространственных неоднородностей береговой зоны (Kara et al., 2008). При малых скоростях ветра пассивный сигнал, позволяющий определять направление ветра, мал во всех полярizations. Из-за этого результаты измерения направления ветра при этих скоростях ветра сильно зашумлены. Даже при скорости ветра 6 м/с неопределенность оценки направления вет-

ра WindSat составляет около 20° (Hilburn et al., 2016). При более слабых ветрах эта неопределенность возрастает. В процессе дальнейшей обработки направление ветра уточняется, например, с использованием данных ре-анализа. Это приводит к двум версиям набора данных ПВ: данные для публичного пользования, появляющиеся на сайтах компаний с минимальной задержкой (несколько суток, так называемые NRT – near real time), и выставляемые с большой задержкой (несколько месяцев) уточненные REP (reprocessed) данные. В настоящей работе используются уточненные REP данные.

Для учета влияния стратификации атмосферы на скорость приводного ветра, полученную со спутников, вначале рассчитывается так называемая “эквивалентная скорость нейтрального ветра”, то есть скорость ветра при нейтральной стратификации (Ross et al., 1985; Liu, Tang, 1996; Kara et al., 2008). Этот ветер при соответствующих условиях согласуется с рефлектиметрией (Bourassa et al., 2009). Затем учитывается характер стратификации приводного слоя атмосферы, которая определяется потоками тепла на поверхности раздела “вода–воздух” (Bourassa, Hughes, 2018). Скаттерометры и радиометры калибруются по эквивалентным скоростям нейтрального ветра на высоте 10 м (Meissner et al., 2001). Кроме этого, при калибровке спутниковых данных о приводном ветре учитываются океанические течения (Kara et al., 2007).

При расчете экмановских транспорта и накачки 6-часовые наборы данных ПВ были усреднены до 24-часовых. При этом использовались только такие ветра, скорости которых лежали в диапазоне 4–20 м/с. Экмановские параметры рассчитывались за каждый день и для каждой точки в области шириной 1.25° , вплотную прилегающей к берегу. Экмановский транспорт усреднялся на каждой широте по выбранной полосе. При этом проводилась фильтрация некачественных данных у берега по следующему алгоритму. Экмановский транспорт в ближайших к берегу трех точках заменялся их медианным значением, которое и входило в расчет среднего арифметического для каждой широты. При расчете экмановской накачки производные вычислялись и усреднялись в каждом боксе размером $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ и относились к его центру.

*Краткая характеристика методов
предварительной обработки
приповерхностных ветров*

Набор данных приповерхностного ветра “ССМР ПВ”. Методика расчета ПВ океана с использованием набора данных с перекрестной калибровкой на нескольких платформах (ССМР) была первоначально разработана группой авторов (Atlas

et al., 2010) для объединения спутниковых и натуральных данных, а также с учетом результатов анализа поля ветра, полученного на основе численного прогноза погоды. При объединении использовались вариационные методы. ССМР версии 2.0 в настоящее время рассчитывается компанией Remote Sensing Systems с использованием перекрестно откалиброванных спутниковых данных о ветре, натуральных данных с заякоренных буев и ветра из ре-анализа ERA-Interim, доступного, начиная с 1979 г. и по настоящее время (Dee et al., 2011; Simmons et al., 2011). Горизонтальное разрешение ERA-Interim в рассматриваемых районах составляет примерно 80 км, данные интерполируются на сетку с шагом 0.25 градуса с использованием билинейного метода (Mears et al., 2019). Поля ре-анализа доступны с задержкой в несколько месяцев, что делает невозможным создание ССМР в реальном времени. Чтобы данные ССМР обновлялись в режиме, близком к реальному времени, используются выходные данные глобальной системы численного прогнозирования погоды: данные анализа NCEP Global Data Assimilation System (GDAS). Они доступны с разрешением 0.25 градуса с задержкой всего в несколько часов. Начиная с января 2015 г., пространственное разрешение GDAS стало значительно выше, чем в ERA-Interim, что позволяет более точно разрешать мелкие детали в поле ветра. В дальнейшем данные, близкие к реальному времени (ССМР–NRT), уточняются данными с заякоренных буев, которые обеспечивают ежечасные векторные измерения ветров, усредненные за короткий (от 2 до 10 мин) промежуток времени. Как отмечалось выше, в настоящей работе используются уточненные REP (reprocessed) данные.

Набор данных приповерхностного ветра “Copernicus ПВ”, полученных с помощью скаттерометров с 1992 г., использовался для построения 27-летнего климатического ряда. Оптимальные методы интерполяции применялись для получения оценок скорости и направления ПВ над Мировым океаном на регулярной по пространству и времени сетке. Использование других источников данных, таких как данные радиометров SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) и ре-анализа ERA-Interim, позволило создать набор данных с пространственным разрешением 0.25° за каждые 6 ч с 1992 по 2018 г. Полярно-орбитальные скаттерометры (рефлектометры) являются одним из основных источников данных о скорости и направлении приповерхностного ветра над океаном. С момента запуска европейского спутника дистанционного зондирования ERS-1 в августе 1991 г. было реализовано в общей сложности 10 независимых и последовательных миссий со скаттерометрами, позволившими повысить качество глобальных наблюдений за скоростью и направлением ветра. Скаттерометры QuikSCAT и

ASCAT были установлены на спутниках ERS-1 и ERS-2, и полученная информация использовалась для расчета комбинированных ветровых полей. Благодаря наложению периодов между этими миссиями глобальные данные о ветре, получаемые с помощью скаттерометров, доступны с 1992 г. и по настоящее время. Существуют некоторые ключевые ограничения спутникового восстановления данных о ветре. К ним относятся, например, неадекватная временная выборка при быстрой атмосферной изменчивости, “загрязнение” данных в переходной зоне от берега к океану и искажающее влияние дождей (см. выше). Это снижает общее количество надежных наблюдений (Desbiolles et al., 2017). Интерполяционный метод, используемый для оценки 6-часовой скорости и компонентов ПВ, основан на модифицированном методе кригинга (так называемый “крикинг с внешним дрейфом”, см. (Демьянов, Савельева, 2010)) и подробно описан в работе (Bentley, Croizé-Fillon, 2012).

Набор данных приповерхностного ветра “Eclipse ПВ”. В нем рассчитываются комбинированные значения скорости ветра у поверхности моря на высоте 10 м, получаемые от разных спутников. В результате строятся глобальные поля ПВ на пространственной сетке 0.25° × 0.25° и с 12-часовым, суточным и месячным временными разрешениями. Данные доступны с июля 1987 по 2017 гг. (6-часовые данные доступны, начиная с 2000 г.). При расчете комбинированного поля ПВ используется метод объективного анализа, а именно пространственно-временная взвешенная интерполяция, которая позволяет объединить данные о ветре с нескольких спутников. Для временного и пространственного сглаживания ПВ используется формула Зенга и Леви (Zeng, Levy, 1995). Размеры окон при усреднении данных в пространстве и во времени выбирались равными 62.5 км и 6 ч с каждой стороны от точки интерполяции для 12-часовых полей (в 6:00 и 18:00 по Гринвичу). Чем больше задействовано спутников, тем меньше будет пробелов в данных о ветре над экваторией Мирового океана с 12-часовым разрешением. Соответственно, при 6-часовой интерполяции понадобится больше спутников для получения такого же количества перекрытий. Одним из ограничений при применении комбинированных полей ветра с более высоким разрешением является отсутствие направления ветра. Атлас с соавторами (Atlas et al., 1996) предприняли попытку вычислить направления ветра по наблюдениям SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager). В настоящее время морские векторные ветры восстанавливаются с помощью скаттерометров, установленных на спутниках QuikSCAT и ERS-1/2. По этим данным Университет штата Флорида ежедневно выпускает векторные карты на одноградусной сетке.

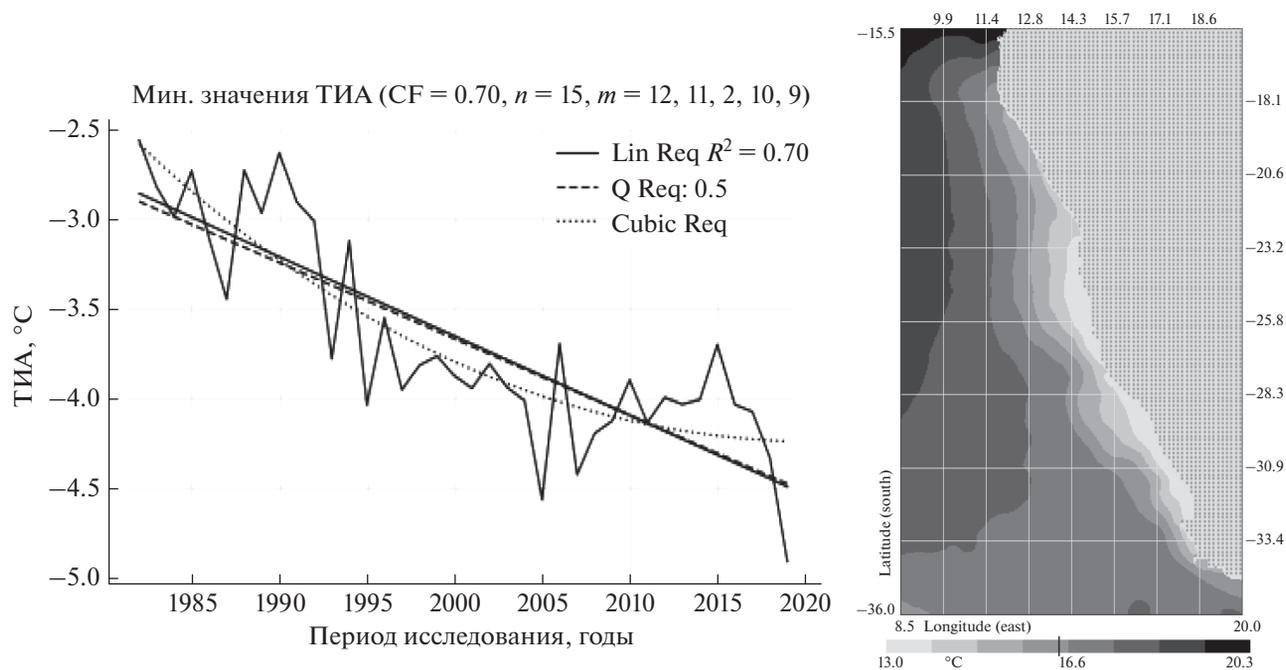


Рис. 1. Межгодовая изменчивость, линейный тренд (сплошная линия), квантильная медианная регрессия (штриховая линия, почти совпадающая со сплошной) и кубическая аппроксимация (пунктирная кривая) минимальных значений ТИА для Бенгельского апвеллинга за 1982–2019 гг. На врезке справа показано региональное поле ТПО за средне-климатический июнь.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ АНАЛИЗ

На рис. 1 показана межгодовая изменчивость, линейный тренд, квантильная медианная регрессия и кубическая аппроксимация минимальных значений ТИА для Бенгельского апвеллинга, а на рис. 2–4 – аналогичные характеристики для суммарной скорости подъема воды, обусловленной сгонным (экмановским) эффектом и завихренностью в поле ветра (экмановской накачкой). Рассмотрим влияние выбора различных наборов данных о приповерхностном ветре на расчетную скорость апвеллинга. Далее сравним временной ход скорости подъема вод и временную изменчивость ТИА в области Бенгельского апвеллинга. После этого перейдем к аналогичному анализу для области Канарского апвеллинга.

Начнем с констатации того факта, что в целом все расчеты по разным наборам данных о поле ветра указывают на интенсификацию Бенгельского апвеллинга. При этом линейный тренд суммарной вертикальной скорости ветрового происхождения, рассчитанный по данным “ССМР ПВ” за 1988–2018 гг., характеризуется коэффициентом детерминации (R^2), равным 0.46 (рис. 2), R^2 , оцененный по данным “Sorernicus ПВ” за 1992–2018 гг., равен 0.38 (рис. 3), а по данным “Eclipse ПВ” за 1988–2017 гг. – 0.26 (рис. 4). Данные по ТПО подтверждают интенсификацию Бенгельского апвеллинга с еще большим уровнем значимости.

Наблюдается общее падение минимальных значений ТИА в этой апвеллинговой области с коэффициентом детерминации линейного тренда, достигающим 0.70 (рис. 1).

На рис. 1 использованы следующие обозначения и сокращения:

“Ln Reg $R^2 = 0.70$ ” – линейная регрессия с коэффициентом детерминации $R^2 = 0.70$;

“Q Reg: 0.5” – квантильная регрессия с квантилем распределения $\tau = 0.5$ (медиана);

“Cubic Reg” – кубическая аппроксимация;

“CF = 0.70” – коэффициент достоверности, показывающий близость кубической аппроксимации к линейной регрессии (изменяется от 0 до 1);

“ $n = 15$ ” – количество выбранных для обработки точек в области апвеллинга с минимальными значениями ТИА;

“ $m = 12, 11, 2, 10, 9$ ” – номера обрабатываемых месяцев (февраль, ..., апрель) в порядке уменьшения коэффициента детерминации линейного тренда, рассчитанного для каждого месяца.

Второе обстоятельство, на которое следует обратить внимание, связано с тем, что линейный тренд явно не является оптимальной аппроксимацией долговременной изменчивости большинства рассматриваемых параметров, рассчитанных для области Бенгельского апвеллинга. На рис. 1–4 хорошо видно, что апвеллинг в целом интенсифицировался до второй половины 1990-х гг.



Рис. 2. Межгодовая изменчивость суммарной скорости подъема воды, полученная из экмановских транспорта и накачки ($We_{ui} + W_{ep}$) для Бенгельского апвеллинга. В расчетах использовался набор данных “ССМР ПВ” за 1988–2018 гг. Положительные величины вертикальной скорости указывают на восходящие движения. Процентный вклад экмановского транспорта и накачки в суммарную вертикальную скорость ветрового происхождения, приведенный сверху, относится к средним за период расчета величинам



Рис. 3. Межгодовая изменчивость суммарной скорости подъема воды, полученная из экмановских транспорта и накачки ($We_{ui} + W_{ep}$) для Бенгельского апвеллинга. В расчетах использовался набор данных “Copernicus ПВ” за 1992–2018 гг.

С конца 1990-х гг. (и, по крайней мере, до 2015–2016 гг.) преобладала межгодовая изменчивость без выраженных более долгопериодных тенденций. Особенно явно это проявляется по наборам данных “ССМР ПВ” за 1988–2018 гг. и “Eclipse

ПВ” за 1988–2017 гг. Для них коэффициент достоверности, показывающий близость кубической аппроксимации к линейной регрессии (CF), падает до 0.40 и 0.43 соответственно (рис. 2, 4). Причем временной ход вертикальной скорости ветро-



Рис. 4. Межгодовая изменчивость суммарной скорости подъема воды, полученная из экмановских транспорта и накачки ($We_{ui} + W_{ep}$) для Бенгельского апвеллинга. В расчетах использовался набор данных “Eclipse ПВ” за 1988–2017 гг.

вого происхождения, представленный на рис. 2–4, свидетельствует о немономном характере междесятилетней изменчивости интенсивности Бенгельского апвеллинга. Другими словами, вероятно наличие существенной квазипериодической изменчивости в интенсивности ветрового апвеллинга междесятилетнего масштаба в этой области Атлантики, вызванной естественными процессами в климатической системе и происходящими на фоне антропогенно-обусловленного потепления. На такую возможность ранее обращалось внимание в нескольких работах (например, (Tim et al., 2015; Полонский, Серебренников, 2019; Polonsky, Serebrennikov, 2020)).

Третий факт, заслуживающий особого внимания, заключается в том, что абсолютная величина вертикальной скорости ветрового происхождения, оцененная по различным наборам данных, различается на несколько десятков процентов, а в некоторых случаях и более чем на 50%. Минимальные величины скорости подъема вод получены по набору данных “Copernicus ПВ”. Их типичные величины составляют порядка 275×10^{-7} м/с (рис. 3). Максимальные значения вертикальной скорости в области Бенгельского апвеллинга (составляющие в среднем около 460×10^{-7} м/с) рассчитаны по набору данных “Eclipse ПВ” (рис. 4). Использование набора данных “CCMR ПВ” дает промежуточный результат (около 380×10^{-7} м/с, рис. 2). В основном эти расхождения связаны с использованием различных методик обработки данных и применением различных процедур

сглаживания и интерполяции исходных данных спутниковых измерений. Естественно, с увеличением сглаживания исходной информации о ПВ рассчитанные вертикальные скорости уменьшаются. Это подтверждается тем фактом, что рассчитанные величины скорости подъема вод в среднем примерно на порядок превышают опубликованные в работе (Tim et al., 2015) величины, при получении которых использовался ветер с примерно на порядок худшим пространственным разрешением, чем в нашем случае.

Перейдем к анализу тенденций интенсивности Канарского апвеллинга, которые демонстрируются временными рядами ГИА и вертикальных движений ветрового происхождения, представленными соответственно на рис. 5 и 6–8. Так же как и в случае Бенгельского апвеллинга, в целом за весь рассматриваемый период отмечается интенсификация Канарского апвеллинга. Однако коэффициент детерминации линейного тренда интенсивности вертикальных движений для Канарского апвеллинга ниже, чем для Бенгельского. В области Канарского апвеллинга коэффициент детерминации линейного тренда вертикальных скоростей ветрового происхождения, рассчитанный по различным наборам данных, не превышает 0.32–0.34 (в случае использования массивов “CCMR ПВ” за 1988–2018 гг. и “Eclipse ПВ” за 1988–2017 гг., рис. 6 и 8), а для вертикальных движений, оцененных с использованием массива “Copernicus ПВ” за 1992–2018 гг., этот тренд вообще статистически незначим при величине $R^2 = 0.17$ (рис. 7). Это обусловлено большей амплиту-

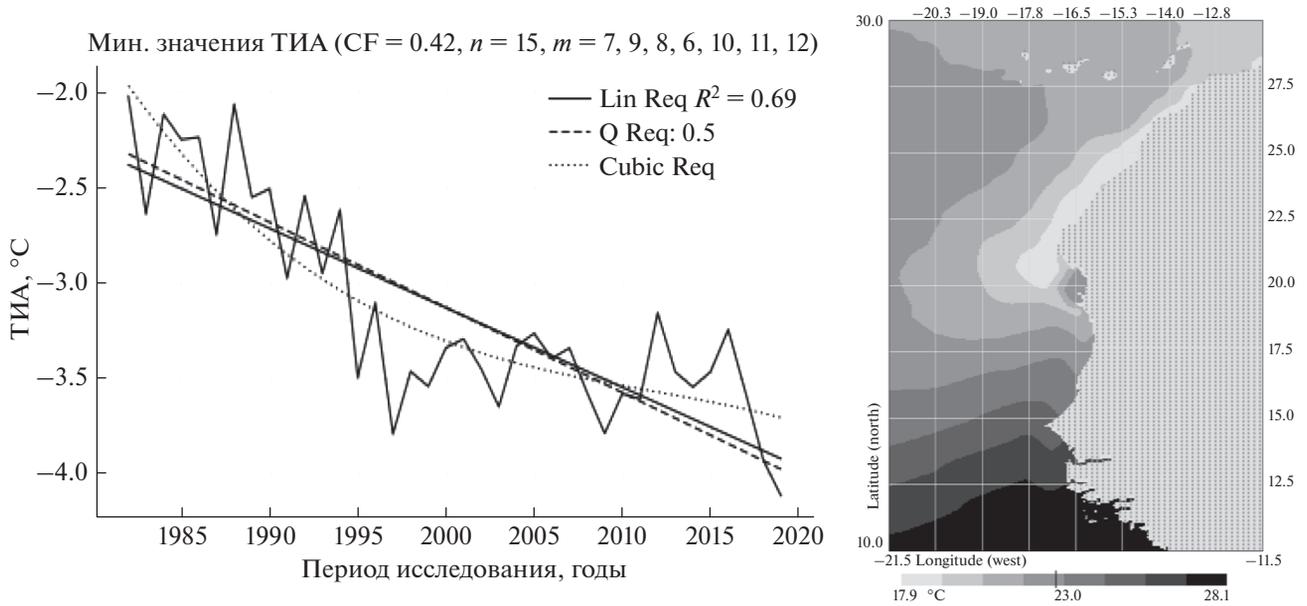


Рис. 5. Межгодовая изменчивость, линейный тренд (сплошная линия), квантильная медианная регрессия (штриховая линия) и кубическая аппроксимация (пунктирная кривая) минимальных значений ТИА для Канарского апвеллинга. На врезке справа показано региональное поле ТПО за средне-климатический июнь.

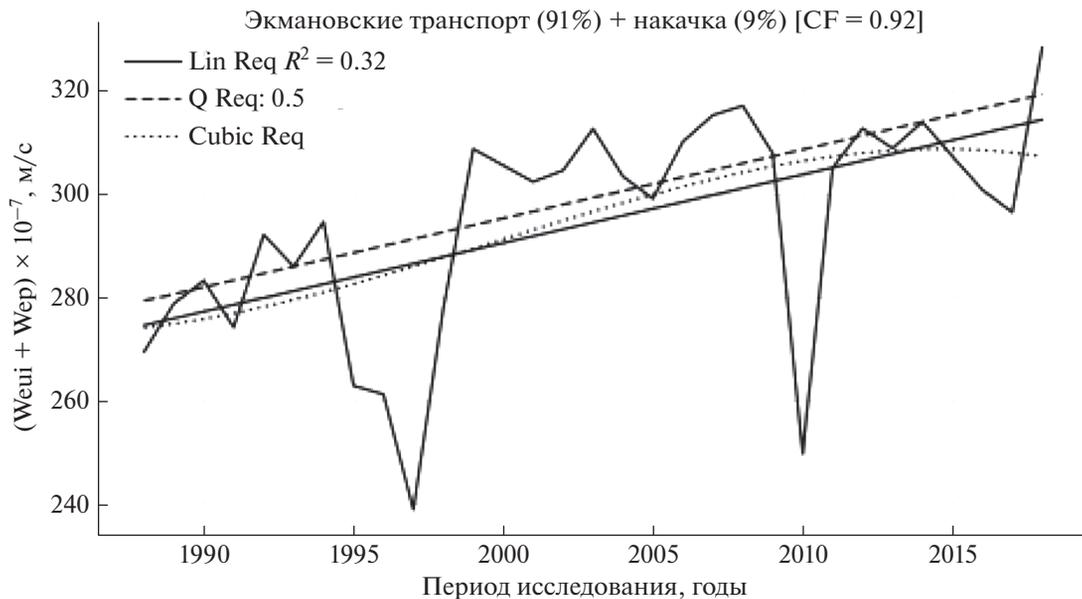


Рис. 6. Межгодовая изменчивость суммарной скорости подъема воды, полученная из экмановских транспорта и накачки ($W_{eui} + W_{ep}$) для Канарского апвеллинга. В расчетах использовался набор данных “ССМР ПВ” за 1988–2018 гг.

дой межгодовых вариаций вертикальных движений в Канарском апвеллинге по сравнению с Бенгельским (сравните рис. 2–4 и рис. 6–8). Вместе с тем, линейный тренд минимальных значений ТИА в Канарском апвеллинге характеризуется коэффициентом детерминации, достигающим 0.69 (рис. 5).

Интенсивная межгодовая изменчивость вертикальных движений в области Канарского апвеллинга в значительной степени обусловлена влиянием событий Эль Ниньо, которые хорошо видны для всех наборов данных. Особенно отчетливо влияние интенсивных Эль Ниньо на вертикальные скорости ветрового происхождения в об-

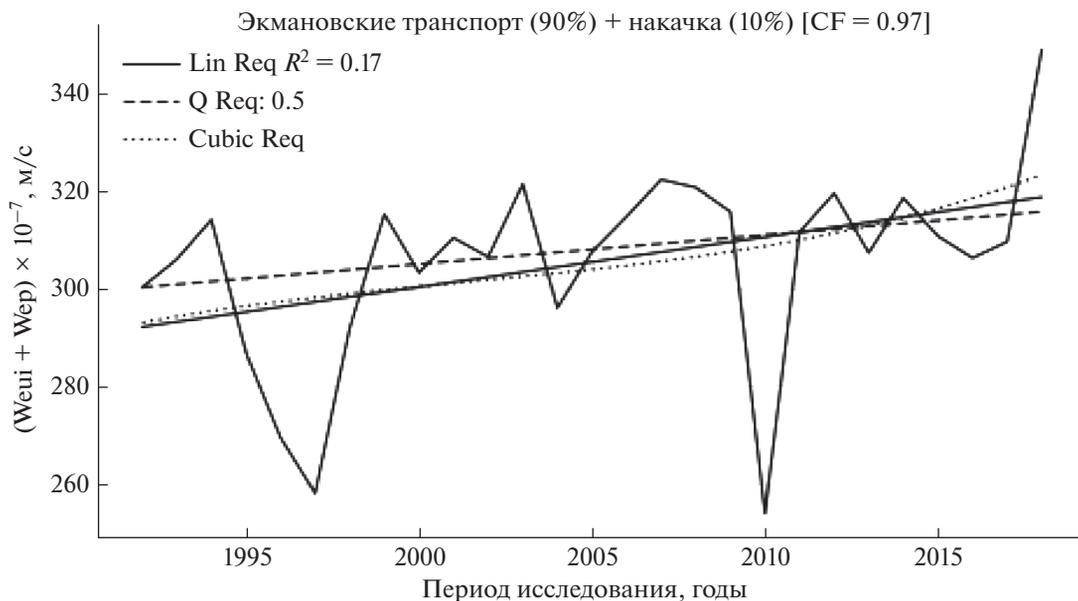


Рис. 7. Межгодовая изменчивость суммарной скорости подъема воды, полученная из экмановских транспорта и накачки ($We_{ui} + W_{ep}$) для Канарского апвеллинга. В расчетах использовался набор данных “Copernicus ПВ” за 1992–2018 гг.

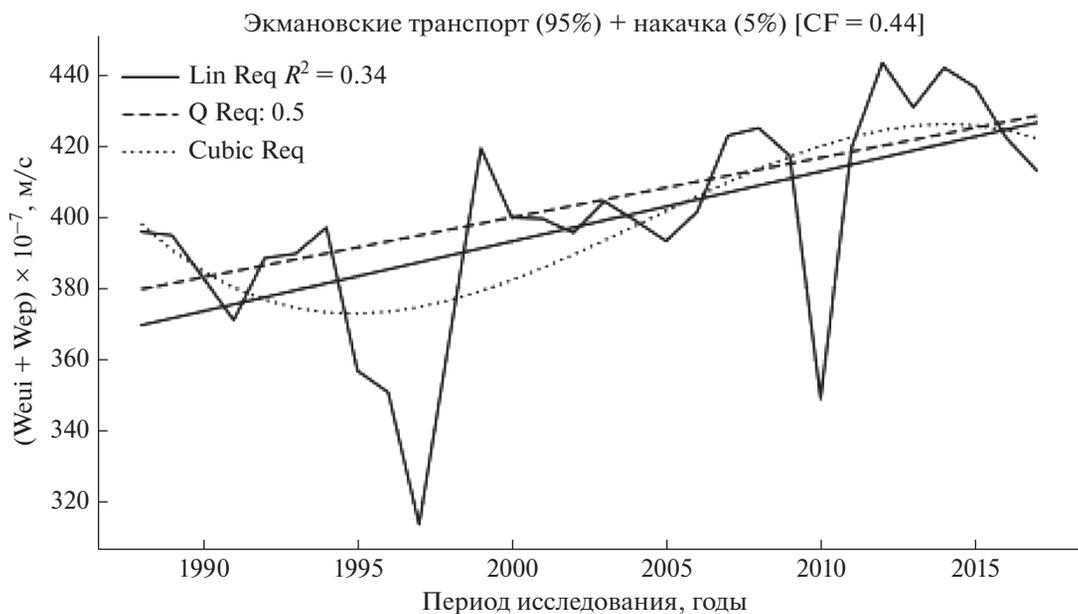


Рис. 8. Межгодовая изменчивость суммарной скорости подъема воды, полученная из экмановских транспорта и накачки ($We_{ui} + W_{ep}$) для Канарского апвеллинга. В расчетах использовался набор данных “Eclipse ПВ” за 1988–2017 гг.

ласти Канарского апвеллинга наблюдалось в 1997 и в 2010 гг. (рис. 6–8). В Бенгельском апвеллинге проявление Эль Ниньо тоже заметны (например, для 1997 г. они видны на рис. 2–4), но их амплитуда существенно меньше, чем в Канарском апвеллинге.

Межгодовая изменчивость суммарной скорости подъема воды ($We_{ui} + W_{ep}$) для Бенгельского и Канарского апвеллингов ранее рассчитывалась авторами для набора данных “Copernicus ПВ” (Polonsky, Serebrennikov, 2020). Вклады в общую скорость подъема воды экмановского транспорта

Таблица 1. Параметры линейных трендов межгодовой изменчивости суммарной скорости подъема воды для рассматриваемых атлантических апвеллингов. Анализируемый период: 1992–2017 гг.

Анализируемые апвеллинги в Атлантическом океане	Суммарная вертикальная скорость ($W_{eu1} + W_{ep}$) для ветра “ССМР ПВ”			Суммарная вертикальная скорость ($W_{eu1} + W_{ep}$) для ветра “Copernicus ПВ”			Суммарная вертикальная скорость ($W_{eu1} + W_{ep}$) для ветра “Eclipse ПВ”		
	R^2	Max 10^{-7} , м/с	Inc 10^{-7} , м/с	R^2	Max 10^{-7} , м/с	Inc 10^{-7} , м/с	R^2	Max 10^{-7} , м/с	Inc 10^{-7} , м/с
Бенгельский	0.44	405.1	39.4	0.37	287.7	28.4	0.46	490.7	58.4
Канарский	0.19	310.9	29.8	0.10	313.0	18.6	0.39	431.3	63.7

Примечания. R^2 – коэффициент детерминации линейного тренда; Max – значение вертикальной скорости, рассчитанное по уравнению линейной регрессии для 2017 г. (максимальное значение, обусловленное линейным трендом за рассматриваемый период); Inc – общее приращение вертикальной скорости за весь анализируемый период, связанное с линейным трендом. Незначимые величины показаны курсивом.

и накачки для обоих апвеллингов, полученные в нашей работе 2020 г., совпадают с вкладами, рассчитанными теперь (соответственно 84 и 16% для Бенгельского апвеллинга и 90 и 10% для Канарского апвеллинга), но абсолютные значения вертикальных скоростей различаются. Это связано с методикой обработки ПВ: в настоящей работе ветер рассчитывался в меньшей по ширине прибрежной полосе (1.25° против 1.75° в работе 2020 г.) и добавлено ограничение на модуль скорости ветра (напомним, что в настоящей работе использовались только данные о ветрах, скорость которых лежала в диапазоне 4–20 м/с). В результате рассчитанные в настоящей работе вертикальные скорости в обоих апвеллингах оказались примерно на 30% больше, чем оцененные в работе (Polonsky, Serebrennikov, 2020).

В табл. 1 показано влияние выбора набора данных о ветре на тренды суммарной скорости подъема воды в Канарском и Бенгельском апвеллингах. Сравнение линейных трендов было сделано за общий (одинаковый) для всех наборов ветров период (1992–2017 гг.). Хорошо видно, что данные “Eclipse ПВ” для обоих апвеллингов показали максимальные величины линейного тренда, а также наибольшие значения суммарной скорости подъема воды ($W_{eu1} + W_{ep}$). Для Бенгельского апвеллинга набор данных “Copernicus ПВ” дал минимальные величины тренда вертикальные скорости и наименьшие значения самой скорости подъема вод, а для Канарского апвеллинга оцененный по этим данным тренд оказался статистически незначим.

Интенсификации экмановского транспорта вносит основной вклад в тренд суммарной скорости подъема воды для обоих апвеллингов. Тренды скорости подъема воды, обусловленные изменением экмановской накачкой и оцененные по большинству привлеченных данных о ПВ, статистически незначимы. Исключение составляет тренд вертикальной скорости подъема воды (W_{ep}) в Бенгельском апвеллинге, рассчитанный

по ветру “Copernicus ПВ”. Он значим и отвечает приблизительно за 20% общей интенсификации Бенгельского апвеллинга.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В целом, можно сделать вывод, что, несмотря на все различия в методиках расчета ПВ по спутниковым данным, используемых различными научно-исследовательскими группами, долгопериодные тенденции изменения суммарной скорости подъема воды для Бенгельского и Канарского апвеллингов с 1980-х гг. указывают на усиление апвеллингов. Межгодовые изменения минимальных значений ТИА подтверждают усиление крупнейших апвеллингов Атлантического океана. Однако это усиление немонотонно. Начиная с конца 1990-х и до 2015–2016 гг. интенсификация апвеллингов практически прекратилась. Это свидетельствует о важной роли естественных десятилетних вариаций интенсивности апвеллинга. Поэтому, несмотря на то, что формально за 30-летний период наблюдается усиление Бенгельского и Канарского апвеллингов, невозможно сделать однозначный вывод об антропогенном характере их интенсификации на временном отрезке, длина которого порядка одного климатического периода.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность анонимному рецензенту за высокопрофессиональную и доброжелательную оценку первого варианта рукописи и конструктивные предложения по ее доработке.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Статья подготовлена в рамках темы госзадания 0012-2019-0002 (“Фундаментальные исследования процессов в климатической системе, определяющих пространственно-временную изменчивость природной среды глобального и регионального масштабов”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Демьянов В.В., Савельева Е.А.* Геоэстатистика: теория и практика // Ин-т проблем безопасного развития атомной энергетики / Под ред. Р.В. Арутюняна. РАН. М.: Наука, 2010. 327 с.
- Полонский А.Б., Серебрянников А.Н.* Об изменении температуры поверхности океана в зоне Бенгельского апвеллинга. Часть 2: многолетние тенденции // Исслед. Земли из космоса. 2019. № 4. С. 29–39. <https://doi.org/10.31857/S0205-96142019429-39>
- Полонский А.Б., Серебрянников А.Н.* Модифицированная методика вычисления параметров климатической изменчивости апвеллингов по термическому индексу // Исслед. Земли из космоса. 2021. № 1. С. 67–77. <https://doi.org/10.31857/S0205961421010085>
- Atlas R., Hoffman R.N., Bloom S.C., Jusem J.C., Ardizzone J.* A Multiyear global surface wind velocity dataset using SSM/I wind observations // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1996. V. 77(№ 5). P. 869–882.
- Atlas R., Hoffman R.N., Ardizzone J., Leidner S.M., Jusem J.C., Smith D.K., Gombos D.* A cross-calibrated, multiplatform ocean surface wind velocity product for meteorological and oceanographic applications // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2011. V. 92. P. 157–174. <https://doi.org/10.1175/2010BAMS2946.1>
- Bakun A.* Coastal upwelling indices, west coast of North America, 1946–71 // U.S. Dep. Commer. 1973. V. 103 (NOAA Technical Report, NMFS SSRF-671).
- Bakun A.* Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling // Science. 1990. V. 247. P. 198–201. <https://doi.org/10.1126/science.247.4939.198>
- Bakun A., Black B.A., Bograd S.J., García-Reyes M., Miller A.J., Rykaczewski R.R. et al.* Anticipated effects of climate change on coastal upwelling ecosystems // Curr. Clim. Change Rep. 2015. V. 1. P. 85–93. <https://doi.org/10.1007/s40641-015-0008-4>
- Belmadani A., Echevin V., Codron F., Takahashi K., Junquas C.* What dynamics drive future wind scenarios for coastal upwelling off Peru and Chile? // Climate Dynamics. 2014. V. 43. № 7–8. P. 1893–1914. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-2015-2>
- Bentamy A., Croizé-Fillon D.C.* Gridded surface wind fields from Metop/ASCAT measurements // International J. Remote Sensing, 2012. № 33(6). P. 1729–1754. <https://doi.org/10.1080/01431161.2011.600348>
- Bourassa M.A., Rodriguez E., Gaston R.* Summary of the 2008 NASA ocean vector winds science team meeting // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2009. V. 91. P. 925–928. <https://doi.org/10.1175/2010BAMS2880.1>
- Bourassa M.A., Hughes P.J.* Surface heat fluxes and wind remote sensing // In “New Frontiers in Operational Oceanography, / Eds. E. Chassignet, A. Pascual, J. Tintore, J. Verron. GODAE OceanView. 2018. P. 245–270. <https://doi.org/10.17125/gov2018.ch10>
- Bourassa M.A., Meissner T., Cerovecki I., Chang P.S., Dong X., De Chiara G., Donlon C., Dukhovskoy D.S., Elya J., Fore A., Fewings M.R., Foster R.C. et al.* Remotely Sensed Winds and Wind Stresses for Marine Forecasting and Ocean Modeling // Front. Mar. Sci. 2019. 6:443. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00443>
- Chelton D.B., deSzoeke R.A., Schlax M.G., Naggar K.El., Szwed M.* Geographical Variability of the First Baroclinic Rossby Radius of Deformation // J. Phys. Oceanogr. 1998. V. 28. P. 433–460. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<0433:GVOT-FB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<0433:GVOT-FB>2.0.CO;2)
- Cropper T.E., Hanna E., Bigg G.R.* Spatial and temporal seasonal trends in coastal upwelling off Northwest Africa, 1981–2012 // J. Deep-Sea Research. 2014. Part I. V. 86. P. 94–111.
- Cushing D.H.* Upwelling and the production of fish // Adv. Mar. Biol. 1971. V. 9. P. 255–334. [https://doi.org/10.1016/S0065-2881\(08\)60344-2](https://doi.org/10.1016/S0065-2881(08)60344-2)
- Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S. et al.* The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // Quarterly J. Royal Meteorological Society. 2011. V. 137. P. 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- Desbiolles F., Bentamy A., Blanke B., Roy C., Mestas-Nunez A., Grodsky S.A., Herbette S., Cambon G., Maes C.* Two Decades [1992–2012] of Surface Wind Analyses based on Satellite Scatterometer Observations // J. Marine Systems. 2017. V. 168. P. 38–56. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2017.01.003>
- Ekman V.* On the influence of the earth’s rotation on ocean currents // Ark. Mat. Astron. Fys. 1905. V. 2. P. 1–53.
- Fréon P., Barange M., Aristegui J.* Eastern boundary upwelling ecosystems: integrative and comparative approaches // Prog. Oceanogr. 2009. V. 83. P. 1–14.
- García-Reyes M., Sydeman W.J., Schoeman D.S., Rykaczewski R.R., Black B.A., Smit A.J. and Bograd S.J.* Under Pressure: Climate Change, Upwelling, and Eastern Boundary Upwelling Ecosystems // Front. Mar. Sci. 2015. V. 2. P. 109. <https://doi.org/10.3389/fmars.2015.00109>
- Herbland A., Voituriez B.* La production primaire dans l’upwelling mauritanien en mars 1973 // Cah. O.R.ST.O.M., Sér. Océanogr. 1974. V. 12(3). P. 187–201.
- Hilburn K.A., Meissner T., Wentz F.J., Brown S.T.* Ocean vector winds from WindSat two-look polarimetric radiances // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2016. V. 54. P. 918–931. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2015.2469633>
- Kara A.B., Metzger E.J., Bourassa M.A.* Ocean current and wave effects on wind stress drag coefficient over the global ocean. // Geophys. Res. Lett. 2007. 34. L01604. <https://doi.org/10.1029/2006GL027849>
- Kara A.B., Wallcraft A.J., Barron C.N., Metzger E.J., Hurlburt H.E., Bourassa M. A.* Accuracy of 10m Wind Speeds from Satellites and NWP Products Near Land–Sea Boundaries // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. Issue C10. <https://doi.org/10.1029/2007JC004516>
- Liu W.T., Tang W.* Equivalent Neutral Wind // Pasadena, CA: JPL Publication. 1996. P. 96–17. Jet Propulsion Laboratory.
- Mears C.A., Scott J., Wentz F.J., Ricciardulli L., Leidner S.M., Hoffman R., Atlas R.* A Near-Real-Time Version of the Cross-Calibrated Multiplatform (CCMP) Ocean Surface Wind Velocity Data Set // J. Geophys. Res.: Oceans. 2019. V. 124. P. 6997–7010. <https://doi.org/10.1029/2019JC015367>
- Meissner T., Smith D., Wentz F.* A 10-year intercomparison between collocated special sensor microwave imager oceanic surface wind speed retrievals and global analyses // J. Geo-

phys. Res. 2001. V. 106. P. 11731–11742.

<https://doi.org/10.1029/1999JC000098>

Minas H.J., Codispoti L., Dugdale R. Nutrients and primary production in the upwelling region off Northwest Africa // Rapp. P.-v. Reun. Cons. int. Explor. Mer. 1982. V. 180. P. 148–183.

Polonsky A.B., Serebrennikov A.N. Long-Term Sea Surface Temperature Trends in the Canary Upwelling Zone and their Causes // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2018. V. 54. № 9. P. 1062–1067.

<https://doi.org/10.1134/S0001433818090281>

Polonsky A.B., Serebrennikov A.N. On the Change in the Ocean Surface Temperature in the Benguela Upwelling Region. Part I: Season Cycle // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2019. V. 55. № 9. P. 1050–1059.

<https://doi.org/10.1134/S0001433819090391>

Polonsky A.B., Serebrennikov A.N. Intensification of Eastern Boundary Upwelling Systems in the Atlantic and Pacific Oceans // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2020. V. 45. № 6. P. 422–429.

<https://doi.org/10.3103/S1068373920060059>

Ross D.B., Cardone V.J., Overland J., McPherson R.D., Pierson W.J. Jr., Yu T. Oceanic surface winds // *Adv. Geophys.* 1985. V. 27. P. 101–138.

[https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(08\)60404-5](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60404-5)

Simmons A., Uppala S., Dee D., Kobayashi S. ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards // *ECMWF Newsletter*. 2011. V. 110. P. 25–35.

Schwing F.B., Farrell M.O., Steger J.M. Coastal upwelling indices west coast of North America // *NOAA Tech. Rep. NMFS SWFSC 231*. 1996. 144 p. NOAA, Seattle, Wash.

Stommel H. M., The Gulf Stream. A Physical and Dynamical Description // *Univ. Calif. Press, Berkeley*. 1958. Calif. 202 p.

Tim N., Zorita E., Hünicke B. Decadal variability and trends of the Benguela Upwelling System as simulated in a high ocean-only simulation // *Ocean Sci*. 2015. V. 11. P. 483–502.

<https://doi.org/10.5194/os-11-483-2015>

Upwelling: Mechanisms, ecological effects and threats to biodiversity (Eds. Fischer W.E., Green A.B.) // *Nova Sci. Publ. Inc. USA. N.Y.* 2013. P. 59–76

Varela R., Álvarez I., Santos F. et al. Has upwelling strengthened along worldwide coasts over 1982–2010? // *Sci. Rep.* 2015. V. 5. 10016.

<https://doi.org/10.1038/srep10016>

Zeng L., Levy G. Space and time aliasing structure in monthly mean polar-orbiting satellite data // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100(№ D3). P. 5133–5142.

<https://doi.org/10.1029/94JD03252>

Long-Term Tendencies of Intensity of Eastern Coastal Upwelling Systems Assessed Using Different Satellite Data on Surface Winds. Part 1: Atlantic Ocean

A. B. Polonsky¹ and A. N. Serebrennikov¹

¹*Institute of Natural and Technical Systems, Sevastopol, Russia*

Comparative estimation of the long-term tendencies of variability of the largest Atlantic upwellings (Canary and Benguela) has been done in this article. Satellite sea surface temperature and three wind archives prepared by different scientific groups have been used. Difference of the calculated absolute vertical velocities due to wind rundown and Ekman pumping rich the several dozen percent. All-time series show the common tendency of the upwellings' intensification between 1980s and second part of 1990s. It confirms the published materials concerning the intensification of Canary and Benguela upwelling under global warming. However, since the end of 1990s the upwellings' intensification ceased. It proves the important role of the natural inter-decadal climate variations in generation of upwellings' intensity variability during satellite era.

Keywords: upwelling, ocean surface temperature, thermal upwelling index, Ekman transport and pumping, interannual variability, long-term trends

REFERENCES

Atlas R., Hoffman R.N., Bloom S.C., Jusem J.C., Ardizzone J. A Multiyear global surface wind velocity dataset using SSM/I wind observations // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1996. V. 77(№ 5). P. 869–882.

Atlas R., Hoffmann R.N., Ardizzone J., Leidner S.M., Jusem J.C., Smith D.K., Gombos D. A cross-calibrated, multiplatform ocean surface wind velocity product for meteorological and oceanographic applications // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2011. V. 92. P. 157–174. DOI: 10.1175/2010BAMS2946.1

Bakun A. Coastal upwelling indices, west coast of North America, 1946–71 // *U.S. Dep. Commer.* 1973. V. 103 (NOAA Technical Report, NMFS SSRF-671).

Bakun A. Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling // *Science*. 1990. V. 247. P. 198–201. DOI: 10.1126/science.247.4939.198

Bakun A., Black B.A., Bograd S.J., García-Reyes M., Miller A.J., Rykaczewski R.R., et al. Anticipated effects of climate change on coastal upwelling ecosystems // *Curr. Clim. Change Rep.* 2015. V. 1. P. 85–93. DOI: 10.1007/s40641-015-0008-4

Belmadani A., Echevin V., Codron F., Takahashi K., Junquas C. What dynamics drive future wind scenarios for coastal upwelling off Peru and Chile? // *Climate Dynamics*. 2014. V. 43. № 7–8. P. 1893–1914. DOI: 10.1007/s00382-013-2015-2

Bentamy A., Croizé-Fillon D.C. Gridded surface wind fields from Metop/ASCAT measurements // *International J. Re-*

- mote Sensing. 2012. № 33(6). P. 1729–1754. DOI: 10.1080/01431161.2011.600348
- Bourassa M.A., Rodriguez E., Gaston R.* Summary of the 2008 NASA ocean vector winds science team meeting // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2009. V. 91. P. 925–928. DOI: 10.1175/2010BAMS2880.1
- Bourassa M.A., Hughes P.J.* Surface heat fluxes and wind remote sensing // In “New Frontiers in Operational Oceanography” / Eds. E. Chassignet, A. Pascual, J. Tintore, J. Veron. GODAE OceanView. 2018. P. 245–270. DOI: 10.17125/gov2018.ch10
- Bourassa M.A., Meissner T., Cerovecki I., Chang P.S., Dong X., De Chiara G., Donlon C., Dukhovskoy D.S., Elya J., Fore A., Fewings M.R., Foster R.C. et al.* Remotely Sensed Winds and Wind Stresses for Marine Forecasting and Ocean Modeling // *Front. Mar. Sci.* 2019. 6: 443. DOI: 10.3389/fmars.2019.00443
- Cropper T.E., Hanna E., Bigg G.R.* Spatial and temporal seasonal trends in coastal upwelling off Northwest Africa, 1981–2012. // *J. Deep-Sea Research.* 2014. Part I. V. 86. P. 94–111.
- Chelton D.B., deSzoeke R.A., Schlax M.G., Naggar K.El, Siwertz N.* Geographical Variability of the First Baroclinic Rossby Radius of Deformation // *J. Phys. Oceanogr.* 1998. V. 28. P. 433–460. DOI: 10.1175/1520-0485(1998)028<0433:GVOTFB>2.0.CO;2
- Cushing D.H.* Upwelling and the production of fish // *Adv. Mar. Biol.* 1971. V. 9. P. 255–334. DOI: 10.1016/S0065-2881(08)60344-2
- Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S. et al.* The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // *Quarterly J. Royal Meteorological Society.* 2011. V. 137. P. 553–597. DOI: 10.1002/qj.828
- Dem’yanov V.V., Savel’eva E.A.* Geostatistika: teoriya i praktika [Geostatistics: theory and practice] // In-t problem bezopasnogo razvitiya atomnoy energetiki / Pod red. R.V. Arutyunyana. RAN. M.: Nauka, 2010. 327 p. (In Russian).
- Desbiolles F., Bentamy A., Blanke B., Roy C., Mestas-Nunez A., Grodsky S. A., Herbet S., Cambon G., Maes C.* Two Decades [1992–2012] of Surface Wind Analyses based on Satellite Scatterometer Observations // *J. Marine Systems.* 2017. V. 168. P. 38–56. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2017. 01.003
- Ekman V.* On the influence of the earth’s rotation on ocean currents // *Ark. Mat. Astron. Fys.* 1905. V. 2. P. 1–53.
- Fréon P., Barange M., Aristegui J.* Eastern boundary upwelling ecosystems: integrative and comparative approaches // *Prog. Oceanogr.* 2009. V. 83. P. 1–14.
- García-Reyes M., Sydeman W.J., Schoeman D.S., Rykaczewski R.R., Black B.A., Smit A.J., Bograd S.J.* Under Pressure: Climate Change, Upwelling, and Eastern Boundary Upwelling Ecosystems // *Front. Mar. Sci.* 2015. V. 2. P. 109. DOI: 10.3389/fmars.2015.00109
- Herbland A., Voituriez B.* La production primaire dans l’upwelling mauritanien en mars 1973 // *Cah. O.R.ST.OM., Sér. Océanogr.* 1974. V. 12(3). P. 187–201.
- Hilburn K.A., Meissner T., Wentz F.J., Brown S.T.* Ocean vector winds from WindSat two-look polarimetric radiances // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2016. V. 54. P. 918–931. DOI: 10.1109/TGRS.2015.2469633
- Kara A.B., Metzger E.J., Bourassa M.A.* Ocean current and wave effects on wind stress drag coefficient over the global ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2007. 34. L01604. DOI: 10.1029/2006GL027849
- Kara A.B., Wallcraft A.J., Barron C.N., Metzger E.J., Hurlburt H.E., Bourassa M. A.* Accuracy of 10m Wind Speeds from Satellites and NWP Products Near Land–Sea Boundaries // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. Issue C10. DOI: 10.1029/2007JC004516
- Liu W.T., Tang, W.* Equivalent Neutral Wind // Pasadena, CA: JPL Publication. 1996. P. 96–17. Jet Propulsion Laboratory.
- Mears C.A., Scott J., Wentz F.J., Ricciardulli L., Leidner S.M., Hoffman R., Atlas R.* A Near-Real-Time Version of the Cross-Calibrated Multiplatform (CCMP) Ocean Surface Wind Velocity Data Set // *J. Geophys. Res.: Oceans.* 2019. V. 124. P. 6997–7010. DOI: 10.1029/2019JC015367
- Meissner T., Smith D., Wentz F.* A 10-year intercomparison between collocated special sensor microwave imager oceanic surface wind speed retrievals and global analyses // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. P. 11731–11742. DOI: 10.1029/1999JC000098
- Minas H.J., Codispoti L., Dugdale R.* Nutrients and primary production in the upwelling region off Northwest Africa // *Rapp. P-v. Reun. Cons. int. Explor. Mer.* 1982. V. 180. P. 148–183.
- Polonsky A.B., Serebrennikov A.N.* Long-Term Sea Surface Temperature Trends in the Canary Upwelling Zone and their Causes // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics.* 2018. V. 54. № 9. P. 1062–1067. DOI: 10.1134/S0001433818090281
- Polonsky A.B., Serebrennikov A.N.* Ob izmenenii temperatury poverhnosti okeana v zone Bengel’skogo apvellinga. CHast’ 2: mnogoletnie tendentsii [On the Change in the Sea Surface Temperature in the Benguela Upwelling Region: Part II. Long-Term Tendencies] // *Issled. Zemli iz kosmosa.* 2019. № 4. P. 29–39. DOI: 10.31857/S0205-96142019429-39 (In Russian).
- Polonsky A.B., Serebrennikov A.N.* On the Change in the Ocean Surface Temperature in the Benguela Upwelling Region. Part I: Season Cycle // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics.* 2019. V. 55. № 9. P. 1050–1059. DOI: 10.1134/S0001433819090391
- Polonsky A.B., Serebrennikov A.N.* Intensification of Eastern Boundary Upwelling Systems in the Atlantic and Pacific Oceans // *Russian Meteorology and Hydrology.* 2020. V. 45. № 6. P. 422–429. DOI: 10.3103/S1068373920060059
- Polonsky A.B., Serebrennikov A.N.* Modifitsirovannaya metodika vychisleniya parametrov klimaticheskoy izmenchivosti apvellinov po termicheskomu indeksu [Modified method for calculating the parameters of climatic variability of upwellings by thermal index] // *Issled. Zemli iz kosmosa.* 2021. № 1. P. 67–77. DOI: 10.31857/S0205961421010085 (In Russian).

- Ross D.B., Cardone V.J., Overland J., McPherson R.D., Pierson W.J. Jr., Yu T.* Oceanic surface winds // *Adv. Geophys.* 1985. V. 27. P. 101–138. DOI: 10.1016/S0065-2687(08)60404-5
- Simmons A., Uppala S., Dee D., Kobayashi S.* ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards // *ECMWF Newsletter.* 2011. V. 110. P. 25–35.
- Schwing F.B., Farrell M.O., Steger J.M.* Coastal upwelling indices west coast of North America // *NOAA Tech. Rep. NMFS SWFSC* 231. 1996. 144 p. NOAA, Seattle, Wash.
- Stommel H. M.,* The Gulf Stream. A Physical and Dynamical Description // *Univ. Calif. Press, Berkeley.* 1958. Calif. 202 p.
- Tim N., Zorita E., Hünnicke B.* Decadal variability and trends of the Benguela Upwelling System as simulated in a high ocean-only simulation // *Ocean Sci.* 2015. V. 11. P. 483–502. DOI: 10.5194/os-11-483-2015
- Upwelling: Mechanisms, ecological effects and threats to biodiversity (Eds. Fischer W.E., Green A.B.) // *Nova Sci. Publ. Inc. USA. N.Y.* 2013. P. 59–76
- Varela R., Álvarez I., Santos F. et al.* Has upwelling strengthened along worldwide coasts over 1982-2010? // *Sci. Rep.* 2015. V. 5. 10016. DOI: 10.1038/srep10016
- Zeng L., Levy G.* Space and time aliasing structure in monthly mean polar-orbiting satellite data // *J. Geophys. Res.* 1995. 100 (№ D3). P. 5133–5142. DOI: 10.1029/94JD03252