

Сравнение вклада линейных и нелинейных эффектов в изменчивость уровня океана по спутниковым данным

Т. В. Белоненко, Н. В. Сандалюк

*Санкт-Петербургский государственный университет
Санкт-Петербург, 199034, Россия
E-mail: btvlisab@yandex.ru*

На основе данных спутниковых альтиметров сравниваются линейные и нелинейные эффекты в уравнении сохранения потенциального вихря. Анализ проводится для двух районов Мирового океана, расположенных в южном полушарии. Первый район, являющийся одним из самых изменчивых в динамическом отношении в Мировом океане, находится в средних широтах южнее мыса Агульяс. Второй район расположен в низких широтах Индийского океана. Показано, что в рассматриваемых районах в низкочастотной изменчивости уровня доминируют нелинейные эффекты. Этот результат подтверждает ранее полученный вывод, что практически все неоднородности в поле уровня, выделенные методом автоматической идентификации, существенно нелинейны, и, следовательно, критерий определения степени нелинейности структур путём сравнения максимальной окружной скорости частиц этих неоднородностей и скорости их перемещения является надёжным показателем нелинейности.

Сравнение оценок линейных и нелинейных слагаемых для двух районов южного полушария показало, что в низких широтах нелинейные эффекты на порядок превышают линейные, в то время как в средних широтах эти характеристики отличаются на два порядка. Установлено, что в низких широтах Индийского океана вклад линейных волн Россби в низкочастотную изменчивость уровня в более ранних исследованиях значительно преувеличен.

Ключевые слова: уровень океана, альтиметрические измерения, мезомасштабные вихри, волны Россби, критерий нелинейности, относительная завихренность, параметр Окубо-Вейса, Южный океан, Индийский океан

Одобрена к печати: 14.11.2017

DOI:10.21046/2070-7401-2018-15-1-29-41

Введение

Существующие исследования уровня и течений в Мировом океане показывают, что доминирующая часть низкочастотной изменчивости океана в средних широтах связана с волнами Россби и мезомасштабными нелинейными вихрями (Chelton et al., 2011). При этом возникает вопрос об оценке вклада этих явлений в изменчивость уровня. Просматривая статьи, посвящённые исследованию волн и вихрей по спутниковым альтиметрическим данным, можно проследить, как постепенно менялись представления учёных по данному вопросу. Если в начале эры спутниковых альтиметров анализ низкочастотной изменчивости сигналов связывали исключительно с волнами Россби, то по мере накопления данных и увеличения продолжительности рядов наметился переход к нелинейным вихрям, которые стали почти единственным объяснением изменчивости уровня океана в низкочастотном диапазоне. Ниже приведён краткий обзор публикаций, который прокомментарирует данное утверждение.

В работе (Chelton, Schlax, 1996) анализируются низкочастотные изменения уровня по данным альтиметра спутника TOPEX/Poseidon и утверждается, что на большей части Мирового океана альтиметр спутника обнаруживает волны Россби в сигналах уровня моря с амплитудой, не превышающей 10 см, и длиной волны порядка 500 км. Авторы приходят к выводу, что именно волны Россби ответственны за регулирование циркуляции океана. Подобной точки зрения придерживаются и другие учёные (Cipollini et al., 1997, 2000; Killworth et al., 1997). Однако уже в этих работах авторы замечают, что анализ данных за три года выявил некоторые расхождения между наблюдаемыми и теоретическими фазовыми скоростями волн Россби, что позволяет сделать вывод о неполном соответствии теории волн Россби наблюдаемому явлению.

В более позднем исследовании мезомасштабной изменчивости в Мировом океане (Chelton et al., 2007) авторы анализируют десятилетние поля высоты поверхности моря SSH (Sea Surface Height), построенные по комбинированным данным альтиметров спутников TOPEX/Poseidon и ERS-1, -2. Основным выводом работы сводится к тому, что более 50% изменчивости на большей части Мирового океана приходится на вихри с амплитудами 5–25 см и диаметром 100–200 км. Эти вихри распространяются в западном направлении со скоростью, соответствующей фазовой скорости недисперсионных бароклинных волн Россби. При этом, как оказалось, подавляющее большинство вихрей нелинейны.

В обширном новом исследовании (Chelton et al., 2011) анализируются уже 16-летние поля высоты поверхности моря SSH, построенные по комбинированным данным спутников TOPEX/Poseidon и ERS-1, -2. Авторы фиксируют преобладание когерентных мезомасштабных структур, именуемых «вихрями», с радиусом масштабов $O(100 \text{ км})$. Для исследования авторы применили геометрический метод выделения вихрей по замкнутым изолиниям — автоматизированную процедуру идентификации и отслеживания мезомасштабных структур на основе аномалий в поле SSH, что позволило им выделить 35 891 вихрей со временем жизни ≥ 16 недель. Общее число выделенных указанным методом вихрей составляло 1,15 млн, но наибольший интерес для исследователей представляли долгоживущие вихри, для которых характерны среднее время жизни не менее 32 недель и среднее расстояние распространения не менее 550 км. Средняя амплитуда этих структур и их радиус, определённый автоматизированной процедурой, составляют 8 см и 90 км соответственно. Д. Челтон (D. Chelton) с коллегами (Chelton et al., 2011) подчёркивают, что в целом нет никаких свидетельств анизотропии этих вихрей и их форма в центральной части $2/3$ вихря хорошо аппроксимируется гауссовой функцией, однако предполагаемый радиус максимальной скорости вращения на 64% меньше, чем наблюдаемый радиус максимальной скорости. При этом относительная завихренность почти постоянна в интерьерах большинства вихрей; таким образом, утверждают авторы, движение жидкости в этих вихрях подобно вращению твёрдого тела (Chelton et al., 2011). Авторы также рассматривают так называемый критерий нелинейности $\epsilon = U/c$, где U — максимальная окружная геострофическая скорость внутри вихря и c — скорость перемещения вихря. На основании данного критерия авторы делают вывод, что практически все наблюдаемые мезомасштабные вихри в Мировом океане являются нелинейными, поскольку значение параметра нелинейности $\epsilon > 1$ означает, что внутри вихревой среды имеется захваченная жидкость. Полученные оценки подтверждают, что подавляющее большинство вихрей в океане нелинейны. Многие из внетропических вихрей сильно нелинейны: 48% имеют $\epsilon > 5$ и 21% вихрей — $\epsilon > 10$. Но даже в тропиках примерно 90% наблюдаемых мезомасштабных характеристик являются нелинейными в соответствии с этим критерием.

Утверждается, что для нелинейных вихрей параметр нелинейности ϵ всегда больше единицы, а вихри могут захватывать в себя воду и переносить её неизменные свойства вдоль своего пути распространения (Charria et al., 2003; Chelton et al., 2011; Samelson, Wiggins, 2006). Если же $\epsilon < 1$, то, наоборот, захват жидкости не происходит, и данную вихревую структуру можно рассматривать как волну Россби.

По результатам модельных вычислений, в основу которых положен указанный критерий нелинейности, на поверхности Мирового океана нелинейны 99% вихрей, выделенных методом «автоматической идентификации», позволяющим выделить неоднородности в поле уровня путём замыкания изолиний (Chelton et al., 2011). Более того, в модельных вычислениях показано, что для 84% циклонических вихрей и 75% антициклонических параметр $\epsilon \geq 5$. В подповерхностном слое 97,5% циклонов и 99% антициклонов оказались нелинейными, при этом 55% циклонов и 56% антициклонов показали высокую нелинейность ($\epsilon \geq 5$). В целом на широтах выше 25° 98% вихрей имеют параметр $\epsilon > 1$. Степень нелинейности несколько меньше в более низких широтах, где скорость распространения выше, однако для 95% вихрей параметр нелинейности $\epsilon > 1$ даже на широтах от 15 до 25° (Chelton et al., 2011).

Сходство пространственно-временных масштабов волн Россби, удовлетворяющих классической теории волн Россби и выделенных методом автоматической идентификации мезомасштабных вихрей, для которых рассчитан параметр нелинейности ϵ , в настоящее время

не получил исчерпывающего объяснения. Обзор существующих представлений по этому вопросу сводится к нескольким основным подходам, которые изложены в работах (Белоненко и др., 2004; Коняев, Сабинин, 1992). Одни исследователи считают, что указанное сходство можно объяснить с позиций статистической динамики, в которой синоптические вихри рассматриваются как своеобразная крупномасштабная турбулентность: её уравнение содержит, при вполне допустимых условиях, не только вихри, переносящие с собой воду, но и волны Россби. Другие связывают синоптические вихри с существенной нелинейностью и дисперсией волновых движений и интерпретируют такие вихри как солитоны Россби. Третьи трактуют синоптическую изменчивость в океане как системы движущихся интенсивных вихрей несолитонного типа, излучающие волны Россби, для которых один из наиболее характерных путей эволюции должен быть следующим: небольшие (по сравнению с внутренним радиусом волны Россби) бароклинные вихри, взаимодействуя друг с другом, укрупняются по законам двумерной турбулентности. Данный процесс сопровождается уменьшением частоты и волнового числа, в результате чего параметры вихрей начинают совпадать с параметрами волн Россби (Коняев, Сабинин, 1992). Таким образом, динамическая неустойчивость волн может являться источником синоптических вихрей, а с другой стороны, релаксация синоптических вихрей, вероятно, может происходить в виде волн Россби, при этом сами вихри в процессе эволюции становятся баротропными и в конце концов приобретают параметры волн Россби.

В работе (Белоненко, Шоленинова, 2016) делается предположение, что метод автоматической идентификации вихрей, на основе которого подавляющее большинство неоднородностей в поле уровня Мирового океана трактуются как вихри на основании критерия нелинейности $\varepsilon > 1$, не позволяет адекватно разделить эти явления на вихри и волны Россби. Действительно, при расчёте ε учитывается максимальная окружная геострофическая скорость U внутри вихря, а условие $\varepsilon > 1$ означает захват и перенос воды вихрем из-за доминирования окружной скорости над скоростью перемещения. Но на самом деле окружная скорость U в интерьере вихря неоднородна и изменяется от нуля (в центре вихря) до U_{\max} (максимальная). В то же время волны Россби, будучи градиентно-вихревыми, также проявляются в виде перемещающихся на запад неоднородностей, которые, имея замкнутые изолинии в поле аномалий уровня океана, могут быть идентифицированы автоматическим методом как вихри. В волне на запад переносится лишь форма, а частицы жидкости совершают движения в меридиональной плоскости по сильно вытянутым эллипсовидным орбитам (Коняев, Сабинин, 1992). «Настоящий» вихрь, однако, должен переносить захваченные частицы жидкости и, следовательно, должен иметь достаточно большую амплитуду, удовлетворяющую условию захвата. Именно захват частиц воды мезомасштабным вихрем является критерием, разделяющим нелинейные мезомасштабные вихри и волны Россби, однако в настоящее время в океанологической литературе нет чётких границ между этими процессами. Авторы исследования (Chelton et al., 2011) признают, что по альтиметрическим данным им не удалось получить однозначную SSH-диагностику для выделения волн Россби в поле неоднородностей. Трудность в диагностике по мезомасштабным неоднородностям может быть связана с проявлением мезомасштабной изменчивости, возникающей в вихревых образованиях вследствие энергетического каскада, в результате чего крупномасштабные волны Россби становятся неустойчивыми и разбиваются на мелкомасштабные вихри на средних и высоких широтах. Однако автор статьи (Tulloch et al., 2009), анализируя турбулентность в океане по спутниковым альтиметрическим данным, считает, что в низких широтах 30° ю. ш. – 30° с. ш. основной вклад в низкочастотную изменчивость дают именно волны Россби, в то время как в средних и высоких широтах нелинейные составляющие вносят основной вклад в изменчивость уровня. В то же время, согласно работе (Chelton et al., 2011), практически все наблюдаемые мезомасштабные неоднородности являются нелинейными вихрями по критерию U/c и в тропической зоне 20° ю. ш. – 20° с. ш. Таким образом, возникает вопрос о поиске независимой диагностики для волн Россби и мезомасштабных вихрей.

В работе (Белоненко, Шоленинова, 2016) высказывается предположение о ненадёжности критерия $\varepsilon > 1$ для идентификации нелинейных вихрей и утверждается, что ответ на вопрос о диагностике можно было бы получить оценкой слагаемых в уравнении сохранения

потенциального вихря. В настоящей работе, продолжающей предыдущее исследование (Белоненко, Шоленинова, 2016), эти оценки получены для двух районов Мирового океана, расположенных в южном полушарии, и на основе оценки слагаемых в уравнении сохранения потенциального вихря тем самым предложен возможный подход к диагностике выделения волн Россби и нелинейных вихрей в океане.

Данные и описание районов исследования

Работа выполнялась на основе альтиметрических измерений уровня океана — массиве аномалий уровня океана (SLA, Sea Level Anomaly) за период с 01.01.1993 по 22.04.2015, взятом с портала Copernicus Marine environment monitoring service (http://marine.copernicus.eu/web/69-interactive-catalogue.php?option=com_csw&view=details&product_id=SEALEVEL_GLO_SLA_MAP_L4_REP_OBSERVATIONS_008_027). Эти данные собраны из измерений несколькими альтиметрами высоты всей поверхности Мирового океана, среднее значение уровня океана рассчитано за 21 год измерений. Пространственное разрешение данных — $0,25^\circ$ широты и долготы, временная дискретность — 7 сут. Анализ физических полей проводился для конкретной даты 15.12.2007.

Использовался готовый массив вихрей Mesoscale Eddies in Altimeter Observations of SSH, применённый к 16-летнему массиву альтиметрических данных, который был получен методом автоматической идентификации, детально описанным в работе (Chelton et al., 2011) (<http://wombat.coas.oregonstate.edu/eddies/>). Метод автоматической идентификации вихрей применяется к полю аномалий уровня моря, а полярность вихрей определяется по знаку этих аномалий, для которых в массиве Mesoscale Eddies in Altimeter Observations of SSH рассчитаны различные динамические характеристики. Для каждого вихря в архиве содержится информация о средней скорости его перемещения c , её экстремальных значениях, максимальной окружной скорости вихря U , а также данные о полярности и геометрических характеристиках вихрей — амплитуде и радиусе. Алгоритм основан на выделении самого дальнего от центра замкнутого контура в поле аномалий уровня с разрешением $1/4 \times 1/4^\circ$, при этом в вихрях, выделенных методом автоматической идентификации, каждый пиксель имеет четыре ближайших «соседа» (на севере, юге, западе и востоке). Учитывая регион, определённый набором связанных пикселей, пиксель считается лежащим внутри данного региона, если все его четыре соседа лежат внутри региона. Точка внутри заданного региона считается локальным максимумом (или минимумом), если она внутренняя и имеет значение аномалий уровня больше (или меньше), чем все её ближайшие соседи. В методе автоматической идентификации вихрь определяется как набор связанных пикселей, которые удовлетворяют следующим критериям: а) значение аномалий уровня на всех пикселях выше (ниже) заданного порога для антициклонических (циклонических) вихрей; б) выделенный регион содержит не менее восьми и не более 1000 пикселей; в) выделенный вихрь содержит как минимум один локальный максимум (или минимум) аномалий уровня моря для антициклонических (или циклонических) вихрей; д) значение амплитуды вихря составляет не менее 1 см.

Следует заметить, что, придерживаясь термина «вихрь» применительно к рассматриваемым мезомасштабным структурам, который используется как при анализе динамических особенностей в поле аномалий уровня, так и в описании различных методов автоматической идентификации, авторы отдают себе отчёт, что рассматриваемые структуры в действительности могут и не быть вихревыми. Более того, не существует единственно верного способа для обнаружения вихрей, так как среди исследователей само определение вихря не имеет однозначного определения. Эти вопросы подробно рассматривались в работе (Белоненко, Шоленинова, 2016).

В отличие от ранее рассматриваемых подходов, данная работа характеризует степень нелинейности этих мезомасштабных структур на основе оценок соответствующих слагаемых в уравнении сохранения потенциального вихря. В работах (Chelton et al., 2011; Tulloch et al., 2009), в частности, указывается, что нелинейность характерна для средних и (особенно) для

высоких широт, а для низких широт вклад линейных слагаемых, связанных с классической теорией волн Россби, может и доминировать. Мы решили проверить эту гипотезу и для исследования выбрали два района с различными динамическими характеристиками. Выбор районов не имеет принципиального значения, единственный критерий — эти районы должны находиться в разных широтных поясах.

Первый (I) район расположен в средних широтах южнее мыса Агульяс (южнее Африканского континента) и ограничен 35–43° ю. ш., 12–34° в. д. Область взаимодействия течения Агульяс и Антарктического Циркумполярного течения принадлежит к одной из самых изменчивых областей Мирового океана, для неё характерны большие амплитуды варьирования параметров океанологических полей на всех пространственно-временных масштабах изменчивости. Сложное сочетание различных динамических процессов в районе I предполагает существенную нелинейность мезомасштабных структур.

Второй (II) район расположен в низких широтах Индийского океана, ограничен 10–20° ю. ш., 70–90° в. д. В этом районе многие исследователи обнаруживали волны Россби не только по альтиметрическим измерениям уровня, но и по спутниковым наблюдениям за температурой поверхности (Cipollini et al., 1997, 2000; Hill et al., 2000) и даже по наблюдениям за цветом океана (Белоненко и др., 2011; Cipollini et al., 2001).

Методы и результаты

Анализируя вихревые структуры для района I, мы рассмотрели три динамические характеристики, используемые для выделения вихрей (Белоненко, Шоленинова, 2016). На *рис. 1а* (см. с. 34) показаны аномалии уровня в районе I, которые достаточно точно (расхождение в десятые доли градуса) соответствуют 18-ти вихрям для этого района из архива Mesoscale Eddies in Altimeter Observations of SSH для 15.12.2007. На *рис. 1б* и *в* представлены поля относительной завихренности ζ и параметра Окубо-Вейса W , где

$$W = s_n^2 + s_s^2 - \zeta^2 = 4(u_x^2 + u_y v_x);$$

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{g}{f} \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right)$$

— относительная завихренность;

$$s_n = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{2g}{f} \frac{\partial^2 h}{\partial x \partial y}$$

— нормальная компонента напряжения;

$$s_s = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{g}{f} \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right)$$

— сдвиговая компонента напряжения, здесь h — аномалии уровня океана (SLA). Для регионов с преобладанием относительной завихренности параметр Окубо-Вейса будет отрицательным — $W < 0$, и наоборот: $W > 0$, если вихревые движения в течениях слабо выражены. Когда параметр Окубо-Вейса отрицательный, в жидкости доминирует вихревое вращение частиц, а когда положительный, то доминируют сдвиговые и нормальные напряжения. Заметим, что параметр Окубо-Вейса отрицателен как для циклонов, так и для антициклонов.

Пороговые значения выбирались равными $-0,2 \cdot 10^{-9}$, что составляет десятую часть среднеквадратического отклонения (Chelton et al., 2011). На *рис. 1в* видно, что только два вихря из 18-ти, выделенные кружками, имеют значения W , превышающие пороговые, т.е. только два вихря из 18-ти содержат ядро, удовлетворяющее критерию Окубо-Вейса. Эти вихри видны также в полях относительной завихренности (см. *рис. 1б*) и аномалий уровня океана (см. *рис. 1а*).

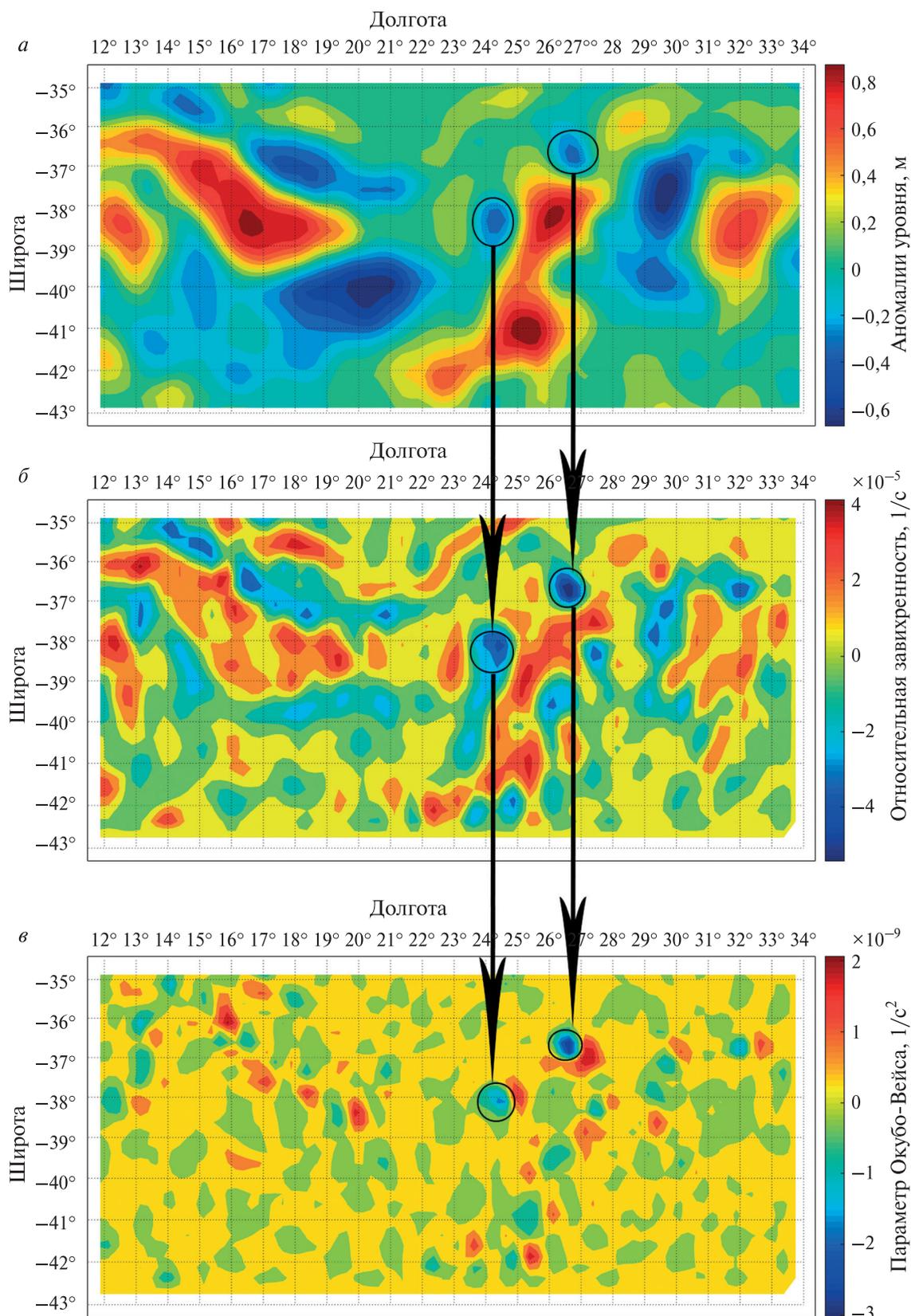


Рис. 1. Характеристики уровня океана в Южном океане (район I) за 15.12.2007: *a* — поле аномалий уровня SLA: синий цвет соответствует циклоническим образованиям, красный — антициклоническим; *b* — поле относительной завихренности: синий цвет соответствует циклоническим образованиям, красный — антициклоническим; *v* — поле параметра Окубо-Вейса: синий цвет идентифицирует вихревые образования, красный соответствует доминированию сдвиговых и нормальных составляющих течений

Конечно, можно было бы уменьшить пороговые значения параметра Окубо-Вейса, и тогда количество выделенных на *рис. 1в* вихрей было бы больше. Но это не спасает положение — часть вихревых структур (см. *рис. 1а*) имеют положительные значения параметра Окубо-Вейса (см. *рис. 1в*), что означает доминирование в них сдвиговых и нормальных составляющих течений. В работе (Белоненко, Шоленинова, 2016) показано, что эти так называемые вихри в действительности могут быть, например, струйными течениями. Таким образом, несмотря на высокие окружные скорости частиц и выполнение критерия $\varepsilon > 1$, некоторые структуры, выделенные методом автоматической идентификации, однако, не являются вихрями, так как для них оценки параметра Окубо-Вейса имеют положительные значения.

Перейдём к диагностике и попытаемся оценить вклад линейных и нелинейных слагаемых, исходя из закона сохранения потенциального вихря:

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\text{rot } \vec{V}_z + f}{H} \right) = F - D, \quad (1)$$

где $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla$; $\vec{V} = \{u, v\}$ — скорость частиц; ∇ — оператор градиента; $\xi \equiv \vec{k} \cdot \nabla \times \vec{V}$ — вертикальная компонента относительной завихренности; F — форсинг; D — диссипация (Педлоски, 1984). Уравнение (1) характеризует как линейные волны Россби, так и пакеты волн Россби, а также нелинейные волны, включающие в себя мезомасштабные вихри и даже солитоны Россби (Незлин, Снежкин, 1990). С использованием функции тока ψ $u = -(\partial\psi/\partial y)$, $v = \partial\psi/\partial x$ закон сохранения записывается следующим образом:

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + J(\psi, \xi) + v\beta = F - D, \quad (2)$$

где J — якобиан:

$$J(\psi, \xi) = \frac{\partial \psi}{\partial x} \cdot \frac{\partial \xi}{\partial y} - \frac{\partial \psi}{\partial y} \cdot \frac{\partial \xi}{\partial x} = v \frac{\partial \xi}{\partial y} + u \frac{\partial \xi}{\partial x}, \quad (3)$$

где x и y — направленные на восток и на север оси координат, $\beta = df/dy$.

Если в левой части уравнения (2) доминирует второй член (якобиан), мы имеем дело с нелинейными вихревыми структурами; если третий член — доминирует линейное слагаемое с β , которое характеризует вклад волн Россби (Vasavada, Showman, 2005).

По аномалиям уровня океана (массив SLA) мы рассчитали составляющие геострофической скорости течений и построили поля второго и третьего слагаемых в уравнении (2), а также их разность (*рис. 2*, см. с. 36). На *рис. 2* видно, что для района I нелинейные слагаемые дают существенно больший вклад в уравнение сохранения потенциального вихря и, соответственно, в этом районе доминируют нелинейные вихри, в то время как вклад волн Россби на два порядка меньше, чем нелинейных слагаемых. Эти оценки подтверждают выводы (Chelton et al., 2011), что практически все мезомасштабные неоднородности в поле уровня нелинейны. Для нас этот результат был ожидаемым, но проведённое сравнение позволило установить, в какой степени нелинейные слагаемые превышают вклад линейных. Изначально предполагалось доминирование нелинейных эффектов над линейными в районе I, но оказалось, что эти явления различаются на два порядка. Распределения на *рис. 2а* и *в* почти идентичны, что даёт основание считать, что в районе I влияние линейных волн Россби ничтожно мало.

Для сравнения подобный анализ был проведён для района II, расположенного в низких широтах Индийского океана. Этот район неоднократно исследовался для диагностики волн Россби по спутниковым данным, поэтому изначально мы ожидали, что вклады линейных и нелинейных слагаемых будут по крайней мере сравнимы. Многие исследователи описывали низкочастотную изменчивость в этом регионе исключительно в терминах линейных волн Россби (Белоненко и др., 2011; Cipollini et al., 1997, 2000; Hill et al., 2000). Однако наш дальнейший анализ показал, что и здесь вклад линейных процессов уступает нелинейным. На *рис. 3* (см. с. 37) показано поле уровня в районе II за ту же дату.

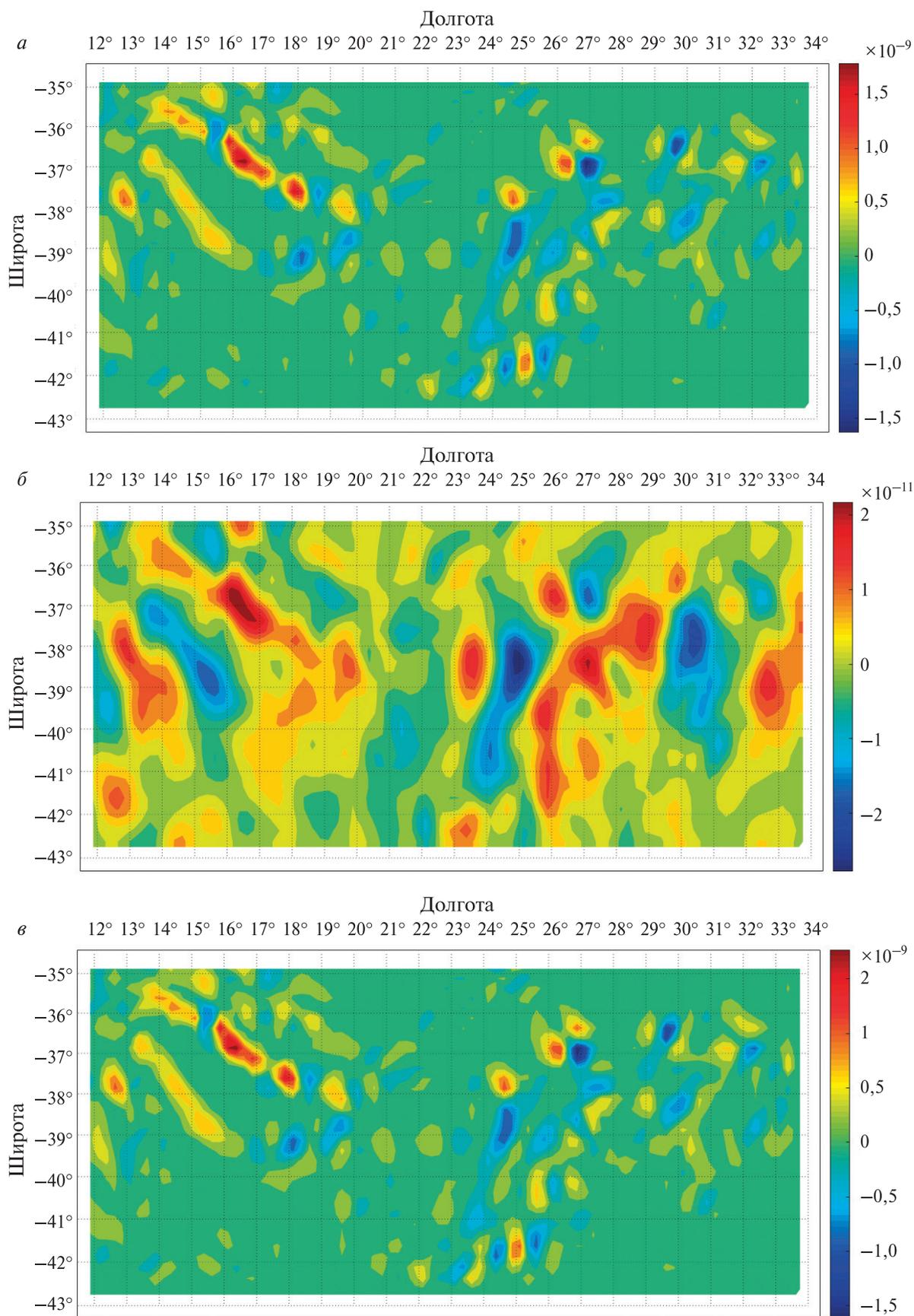


Рис. 2. Составляющие уравнения сохранения потенциального вихря (2) в Южном океане (район I), рассчитанные по альтиметрическим данным на дату 15.12.2007: *a* — второе (нелинейное) слагаемое $v(\partial\xi/\partial y) + u(\partial\xi/\partial x)$; *b* — третье (линейное) слагаемое $v\beta$; *v* — разность второго и третьего слагаемых

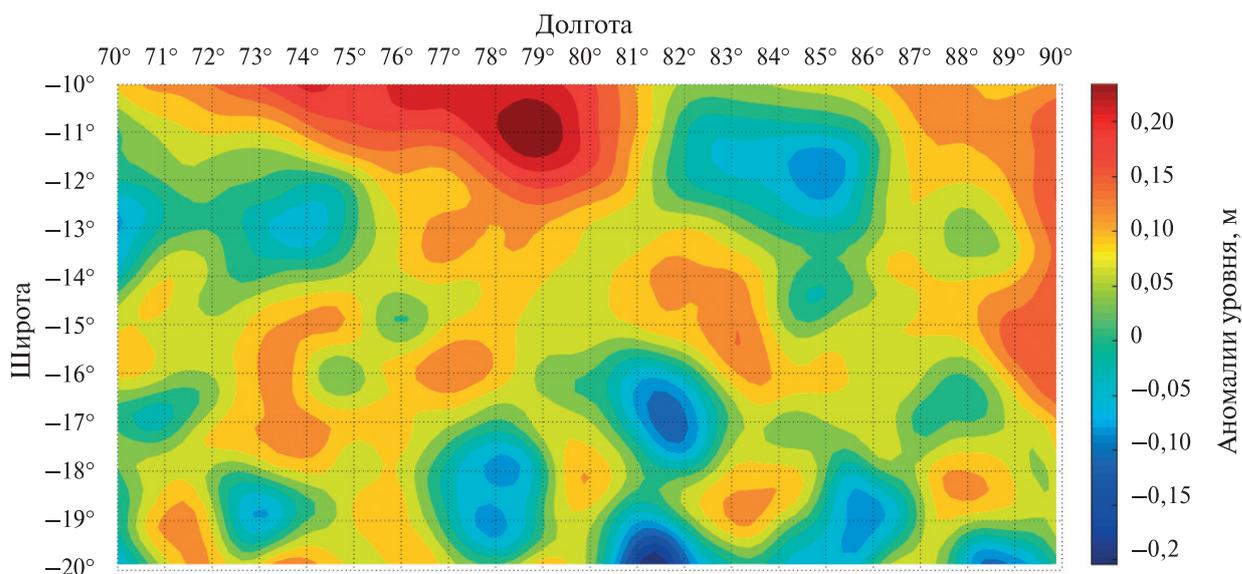


Рис. 3. Аномалии уровня в Индийском океане (район II) для 15.12.2007

Заметим, что диапазон изменчивости амплитуды неоднородностей уровня для района II значительно меньше, чем для района I: если в районе I значения изменяются от $-0,9$ до $0,9$ м, то в районе II диапазон их изменчивости от $-0,2$ до $0,4$ м. Выделяются как циклонические, так и антициклонические образования, характеризующие низкочастотную изменчивость уровня океана в районе II (рис. 3). В северной части акватории виден крупный антициклон, который, как мы покажем в дальнейшем, вероятно, является проявлением волн Россби.

На рис. 4 (см. с. 38) дано сравнение нелинейных и линейных слагаемых для района I. Выяснилось, что хотя для этого района вклад нелинейных слагаемых по-прежнему превышает вклад линейных, однако это различие на порядок меньше, чем для района II. При сравнении рис. 4а и в можно обнаружить некоторые различия, в частности в области антициклона на рис. 3. Подобные признаки практически отсутствовали при анализе полей района I. Тем самым можно утверждать, что линейные волны Россби оказывают незначительное, по сравнению с нелинейными вихрями, влияние на низкочастотную изменчивость уровня в районе II. Для большей части акватории вклады этих явлений различаются на порядок. Таким образом, для района II эти оценки также подтверждают вывод статьи (Chelton et al., 2011) о повсеместном доминировании нелинейных эффектов над линейными в низкочастотной изменчивости уровня. Это означает, что критерий определения степени нелинейности структур путём сравнения максимальной окружной скорости частиц этих неоднородностей и скорости их перемещения является надёжным показателем нелинейности.

Выводы

1. Сравнение вкладов линейных и нелинейных эффектов в уравнении сохранения потенциального вихря показало, что в низкочастотной изменчивости уровня доминируют нелинейные эффекты. Этот результат подтверждает вывод статьи (Chelton et al., 2011), что практически все неоднородности в поле уровня, выделенные методом автоматической идентификации, существенно нелинейны. Это означает, что критерий определения степени нелинейности структур путём сравнения максимальной окружной скорости частиц этих неоднородностей и скорости их перемещения является надёжным показателем нелинейности.
2. Метод автоматической идентификации вихрей в поле уровня океана выделяет не только вихревые структуры, но и другие неоднородности, для которых значение параметра Окубо-Вейса может быть и положительным.

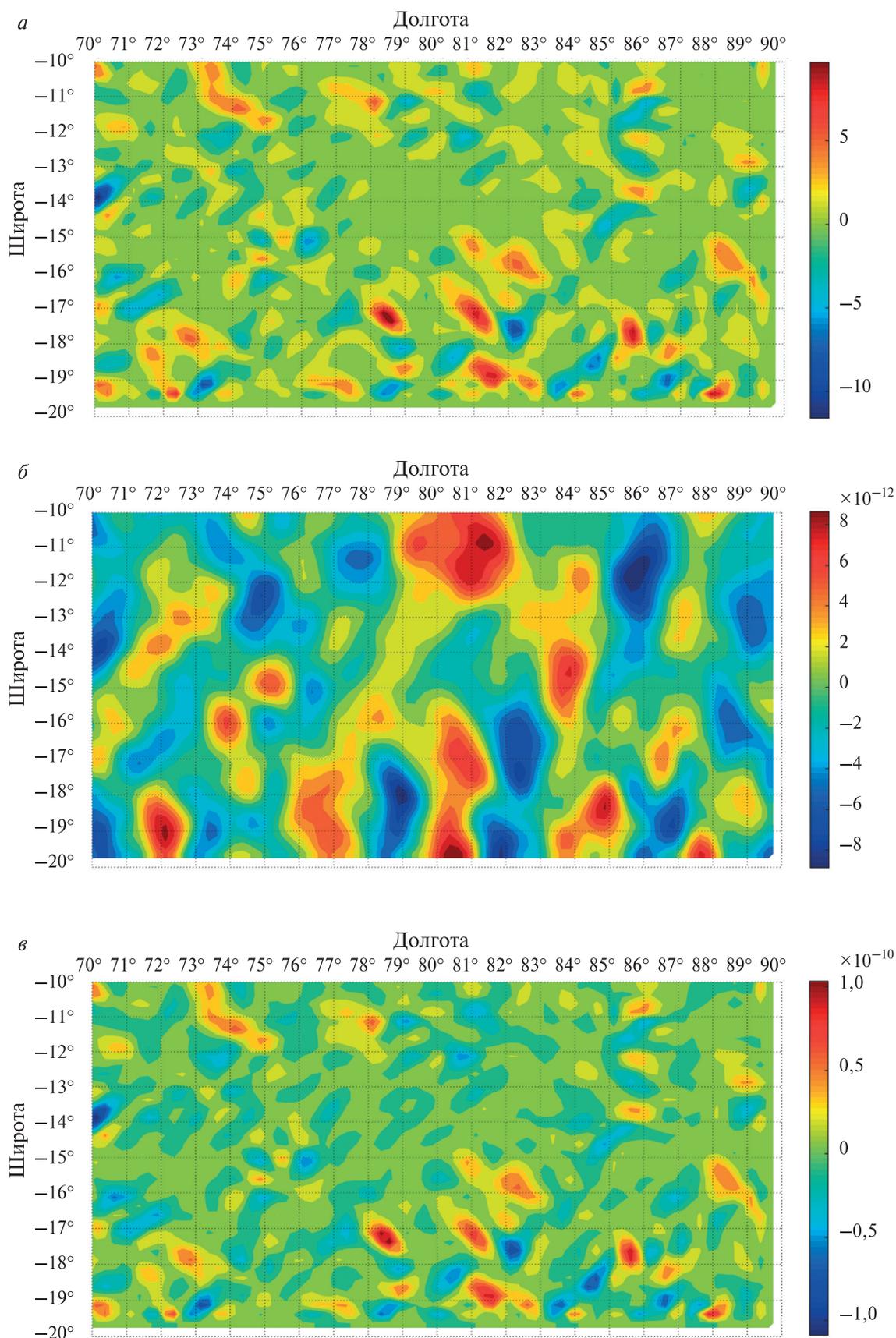


Рис. 4. Составляющие уравнения сохранения потенциального вихря (2) в Индийском океане (район II), рассчитанные по альтиметрическим данным на дату 15.12.2007: *a* — второе (нелинейное) слагаемое $v(\partial\zeta/\partial y) + u(\partial\zeta/\partial x)$; *б* — третье (линейное) слагаемое $v\beta$; *в* — разность второго и третьего слагаемых

Эти нелинейные структуры образованы сдвиговыми и нормальными составляющими течений и по существу не являются вихрями. При этом параметр нелинейности, являющийся отношением окружной скорости к скорости их перемещения, может значительно превышать единицу.

3. Сравнение оценок линейных и нелинейных слагаемых для двух районов южного полушария показало, что в низких широтах нелинейные эффекты на порядок превышают линейные, в то время как в средних широтах эти характеристики отличаются на два порядка. Установлено, что в более ранних исследованиях, посвящённых анализу низкочастотной изменчивости по спутниковым альтиметрическим данным, вклад волн Россби в низких широтах Индийского океана значительно преувеличен.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 16-05-00452 и 17-05-00034).

Литература

1. Белоненко Т. В., Захарчук Е. А., Фукс В. Р. Градиентно-вихревые волны в океане. СПб.: Изд-во С.-Петербургского ун-та. 2004. 215 с.
2. Белоненко Т. В., Колдунов А. В., Фукс В. Р. Адвекция хлорофилла волнами Россби // Вестник Санкт-Петербургского ун-та. Сер. 7: Геология, География. 2011. Вып. 4. С. 106–109.
3. Белоненко Т. В., Шоленинова П. В. Об идентификации синоптических вихрей по спутниковым данным на примере акватории северо-западной части Тихого океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 5. С. 79–90.
4. Коняев К. В., Сабинин К. Д. Волны внутри океана. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 271 с.
5. Незлин М. В., Снежкин Е. Н. Вихри Россби и спиральные структуры: Астрофизика и физика плазмы в опытах на мелкой воде. М.: Наука, 1990. 237 с.
6. Педлоски Дж. Геофизическая гидродинамика. Т. 1. М.: Мир, 1984. 398 с.
7. Charria G., Mélin F., Dadou I., Radenac M.-H., Garçon V. Rossby wave and ocean color: The cells uplifting hypothesis in the South Atlantic Subtropical Convergence Zone // Geophysical Research Letters. 2003. V. 30. No. 3. 1125. DOI:10.1029/2002GL016390.
8. Chelton D., Schlax M. Global observations of oceanic Rossby waves // Science. 1996. V. 272. No. 5259. P. 234–238.
9. Chelton D. B., Schlax M. G., Samelson R. M., de Szoeke R. A. Global observations of large oceanic eddies // Geophysical Research Letters. 2007. V. 34. No. 15. L15606. DOI:10.1029/2007GL030812.
10. Chelton D. B., Schlax M. G., Samelson R. M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies // Progress in Oceanography. 2011. V. 91. P. 167–216.
11. Cipollini P., Cromwell D., Jones M. S., Quartly G. D., Challenor P. G. Concurrent altimeter and infrared observations of Rossby wave propagation near 34 N in the Northeast Atlantic // Geophysical Research Letters. 1997. V. 24. Iss. 8. P. 889–892.
12. Cipollini P., Cromwell D., Quartly G. D., Challenor P. G. Remote sensing of oceanic extra-tropical Rossby waves // Satellites, Oceanography and Society / ed. D. Halpern. Elsevier Oceanography Series. V. 63. 2000. P. 99–123.
13. Cipollini P., Cromwell D., Challenor P. G., Raffaglio S. Rossby waves detected in global ocean colour data // Geophysical Research Letters. 2001. V. 28. P. 323–326.
14. Hill K. L., Robinson I. S., Cipollini P. Propagation characteristics of extratropical planetary waves observed in the ASTR global sea surface temperature record // J. Geophysical Research. 2000. V. 105. P. 21927–21945.
15. Killworth P. D., Chelton D. B., de Szoeke R. The speed of observed and theoretical long extra-tropical planetary waves // J. Physical Oceanography. 1997. V. 27. P. 1946–1966.
16. Samelson R. M., Wiggins S. Lagrangian Transport in Geophysical Jets and Waves: The Dynamical Systems Approach. N. Y.: Springer, 2006. 147 p.
17. Tulloch R., Marshall J., Smith K. S. Interpretation of the propagation of surface altimetric observations in terms of planetary waves and geostrophic turbulence // J. Geophysical Research. 2009. V. 114. C02005. URL: <http://dx.doi.org/10.1029/2008JC005055>.
18. Vasavada A. R., Showman A. Jovian atmospheric dynamics: An update after Galileo and Cassini // Reports on Progress in Physics. 2005. V. 68. No. 8. P. 1935–1996.

Comparison of linear and nonlinear impacts to sea level variability based on satellite data

T. V. Belonenko, N. V. Sandaliuk

Saint Petersburg State University, St. Petersburg 199034, Russia

E-mail: btvlisab@yandex.ru

We compare the linear and nonlinear components in the equation of potential vortex conservation based on the altimeter satellite data. We apply the analysis for two regions of the World Ocean in the southern hemisphere. The first region is one of the most dynamically changing regions of the World Ocean and is located to the south of Cape Agulhas. The second area is located in the low latitudes of the Indian Ocean. We show that nonlinear effects predominate in the sea level of low-frequency variability in the regions. This result confirms the earlier conclusion that nearly all features isolated by the method of automatic identification in the sea level are nonlinear. Consequently, the criterion for determining the degree of nonlinearity of structures by comparing the maximum circumferential velocity of particles with the speed of feature displacement is a reliable indicator of nonlinearity.

Comparison of linear and nonlinear components of the two regions in Southern Hemisphere has shown that in low latitudes nonlinear effects differ from linear by the order of magnitude. However, these characteristics differ by two orders of magnitude for middle latitudes. We found that in the early studies based on altimetric data researches exaggerated the impact of Rossby waves for the low latitudes of Indian Oceans.

Keywords: sea level, altimetry, mesoscale eddies, Rossby waves, relative vorticity, Okubo-Weiss parameter, Southern Ocean, Indian Ocean, nonlinear parameter, SLA

Accepted: 14.11.2017

DOI:10.21046/2070-7401-2018-15-1-29-41

References

1. Belonenko T. V., Zaharchuk E. A., Fuks V. R., *Gradientno-vikhrevye volny v okeane* (Planetary waves in the ocean), St. Petersburg: Izdatel'stvo Sankt-Peterburgskogo universiteta, 2004, 215 p.
2. Belonenko T. V., Koldunov A. V., Foux V. R., Advektsiya khlorofilla volnami Rossbi (Advecting of chlorophyll by Rossby waves), *Vestnik SPbGU* (Bulletin of St. Petersburg State University), 2011, Ser. 7, Vol. 4, pp. 106–109.
3. Belonenko T. V., Sholeninova P. V., Ob identifikatsii sinopticheskikh vikhrei po sputnikovym dannym na primere akvatorii severo-zapadnoi chasti Tikhogo okeana (On identification of mesoscale eddies from satellite altimetry based on the area in the NW Pacific), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2016, Vol. 13, No. 5, pp. 79–90.
4. Konyaev K. V., Sabinin K. D., *Volny vnutri okeana* (Waves in the ocean), St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1992, 271 p.
5. Nezlin M. V., Snezhkin E. N., *Vikhri Rossbi i spiral'nye struktury. Astrofizika i fizika plazmy v opytakh na melkoy vode* (Rossby vortices and spiral structures. Astrophysics and plasma physics in shallow water experiments), Moscow: Nauka, 1990, 237 p.
6. Pedlosky J., *Geophysical Fluid Dynamics*, Vol. 1 (Russ. transl.), Moscow: Mir, 1984, 398 p.
7. Charria G., Mélin F., Dadou I., Radenac M.-H., Garçon V., Rossby wave and ocean color: The cells uplifting hypothesis in the South Atlantic Subtropical Convergence Zone, *Geophysical Research Letters*, 2003, Vol. 30, No. 3, 1125, DOI:10.1029/2002GL016390.
8. Chelton D., Schlax M., Global observations of oceanic Rossby waves, *Science*, 1996, Vol. 272, No. 5259, pp. 234–238.
9. Chelton D. B., Schlax M. G., Samelson R. M., de Szoeke R. A., Global observations of large oceanic eddies, *Geophysical Research Letters*, 2007, Vol. 34, No. 15, L15606, DOI:10.1029/2007GL030812.
10. Chelton D. B., Schlax M. G., Samelson R. M., Global observations of nonlinear mesoscale eddies, *Prog. Oceanogr.*, 2011, Vol. 91, pp. 167–216.
11. Cipollini P., Cromwell D., Jones M. S., Quartly G. D., Challenor P. G., Concurrent altimeter and infrared observations of Rossby wave propagation near 34 N in the Northeast Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 1997, Vol 24 (8), pp. 889–892.

12. Cipollini P., Cromwell D., Quartly G. D., Challenor P. G., Remote sensing of oceanic extra-tropical Rossby waves, In: Halpern D. (ed.), *Satellites, Oceanography and Society*, Amsterdam, The Netherlands, Elsevier Sciences, 2000, pp. 99–123, (Elsevier Oceanography Series, 63, 367 p).
13. Cipollini P., Cromwell D., Challenor P. G., Raffaglio S., Rossby waves detected in global ocean colour data, *Geophysical Research Letters*, 2001, Vol. 28, pp. 323–326.
14. Hill K. L., Robinson I. S., Cipollini P., Propagation characteristics of extratropical planetary waves observed in the ASTR global sea surface temperature record, *J. Geophys. Res.*, 2000, Vol. 105, pp. 21927–21945.
15. Killworth P. D., Chelton D. B., de Szoeke R., The speed of observed and theoretical long extra-tropical planetary waves, *J. Phys. Oceanogr.*, 1997, Vol. 27, pp. 1946–1966.
16. Samelson R. M., Wiggins S., *Lagrangian Transport in Geophysical Jets and Waves: The Dynamical Systems Approach*, New York, Springer, 2006, 147 p.
17. Tulloch R., Marshall J., Smith K. S., Interpretation of the propagation of surface altimetric observations in terms of planetary waves and geostrophic turbulence, *J. Geophys. Res.*, 2009, Vol. 114, C02005, <http://dx.doi.org/10.1029/2008JC005055>.
18. Vasavada A. R., Showman A., Jovian atmospheric dynamics: An update after Galileo and Cassini, *Reports on Progress in Physics*, 2005, Vol. 68(8), pp. 1935–1996.