

Временная изменчивость фазовой скорости волн Россби в Северной части Тихого океана

Т.В. Белоненко¹, А.А. Кубряков^{1,2}

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, 199178, Санкт-Петербург
E-mail: bvtlisab@yandex.ru

² Морской гидрофизический институт, 99011, Севастополь
E-mail: arskubr@gmail.com

В работе анализировались спутниковые данные AVISO – массив значений абсолютной динамической топографии MADT за период 1992 – 2013 гг. для акватории 25-50° с.ш., 140 – 180° в.д. На зональных изоплетах уровня моря обнаруживаются изменение угла их наклона, что соответствует изменению во времени фазовой скорости волн Россби, распространяющихся в западном направлении. В настоящей работе на основе предложенного метода исследуется временная изменчивость характеристик волн Россби для северо-западной части Тихого океана. Эмпирические фазовые скорости волн Россби определялись преобразованием Радона для каждого пространственно-временного отрезка с масштабами окна: по времени 90 дней, по долготе 2 градуса. Далее окно сдвигалось на один шаг по времени и по пространству. Таким способом определялись сглаженные с размерами окна характеристики пространственной и временной изменчивости фазовой скорости волн Россби. Указанный метод анализа изменчивости фазовых скоростей, основанный на преобразовании Радона с построением соответствующего пространственно-временного окна, применяется впервые. Анализ показал, что фазовые скорости волн Россби имеют значимую сезонную и межгодовую изменчивость.

На основе массивов данных ARGO показано, что сезонная изменчивость фазовой скорости волн Россби обуславливается в первую очередь изменениями характеристик стратификации океана и зависит от толщины верхнего перемешанного слоя.

Ключевые слова: Тихий океан, волны Россби, бароклинный радиус деформации Россби, альтиметрия, AVISO, MADT, преобразование Радона, фазовая скорость.

Введение

До недавнего времени волны Россби в океане исследовались преимущественно на теоретическом уровне, не представлялось возможным достоверно оценить их вклад в исследуемые процессы и выделить волны Россби в океане на основе статистически представительных наблюдений, исследовать закономерности их распространения и трансформации в реальных условиях, сопоставить эмпирические данные с теорией. Эмпирические исследования волн Россби ранее опирались преимущественно на анализ уровневых данных на мареографных постах, а параметры низкочастотных волн определялись по разности фаз. С развитием альтиметрических методов появилась возможность исследовать характеристики планетарных волн в океане на качественно новом уровне. Спутниковые альтиметры позволяют получать измерения уровня океана с точностью 1-2 см (Fu and Le Traon, 2006), и являются сегодня основным источником непрерывно поступающей информации об уровне океана. Получены убедительные доказательства, что в низкочастотную изменчивость уровня океана большой вклад вносят волны Россби, анализируются их характеристики для различных районов Мирового океана, рассчитываемые на основе представительных, статистических обеспеченных массивов данных (Killworth, 1997; LaCasce, Ped-

losky, 2004; Challenor et al., 2001; Maharaj et al., 2007; Chelton et al., 2007; Белоненко, 2012). Исследована межгодовая и сезонная изменчивость уровня Тихого океана (см., например, Белоненко и др., 2009, 2011).

В настоящем исследовании при анализе изоплет была обнаружена значимая временная изменчивость характеристик волн Россби, проявляющаяся, в частности, в межгодовой и сезонной изменчивости их фазовой скорости. До недавнего времени работы, в которых бы проводилось исследование временной изменчивости характеристик волн Россби в океане, отсутствовали. В настоящей работе предлагается метод, позволяющий проанализировать временную изменчивость характеристик волн Россби, на основе которого исследуется их сезонная и межгодовая изменчивость для северо-западной части Тихого океана.

Методы и результаты

Работа выполнялась на основе спутниковых альтиметрических измерений: анализировались спутниковые данные AVISO – массив значений абсолютной динамической топографии MADT за период 1992 – 2013 гг. для акватории 25-50° с.ш., 140 – 180° в.д. Пространственное разрешение данных составляет 0,25°, временное – 7 дней.

Для определения внутреннего радиуса Россби и изменчивости термохалинной структуры океана в работе использовались данные ARGO за 2002-2013 года, полученные из архива ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/argo/geo/pacific_ocean.

Пространственно-временной анализ структуры низкочастотных остаточных колебаний показывает, что волны Россби имеют как сезонную, так и межгодовую составляющие изменчивости характеристик бароклинных мод. По нашему мнению, физический механизм, ответственный за эту изменчивость – межгодовая и сезонная изменчивость бароклинного радиуса деформации Россби, обусловленная изменчивостью стратификации океана.

На *рис. 1* в качестве примера представлены зональные изоплеты аномалий уровня, построенные вдоль 15, 23, 27 и 33° с.ш. Для наглядности временная шкала ограничена промежутком 2010-2013 гг. На этих изоплотах отчетливо видно, что наклон их меняется во времени, следовательно, меняется и фазовая скорость волн Россби, распространяющихся в западном направлении.

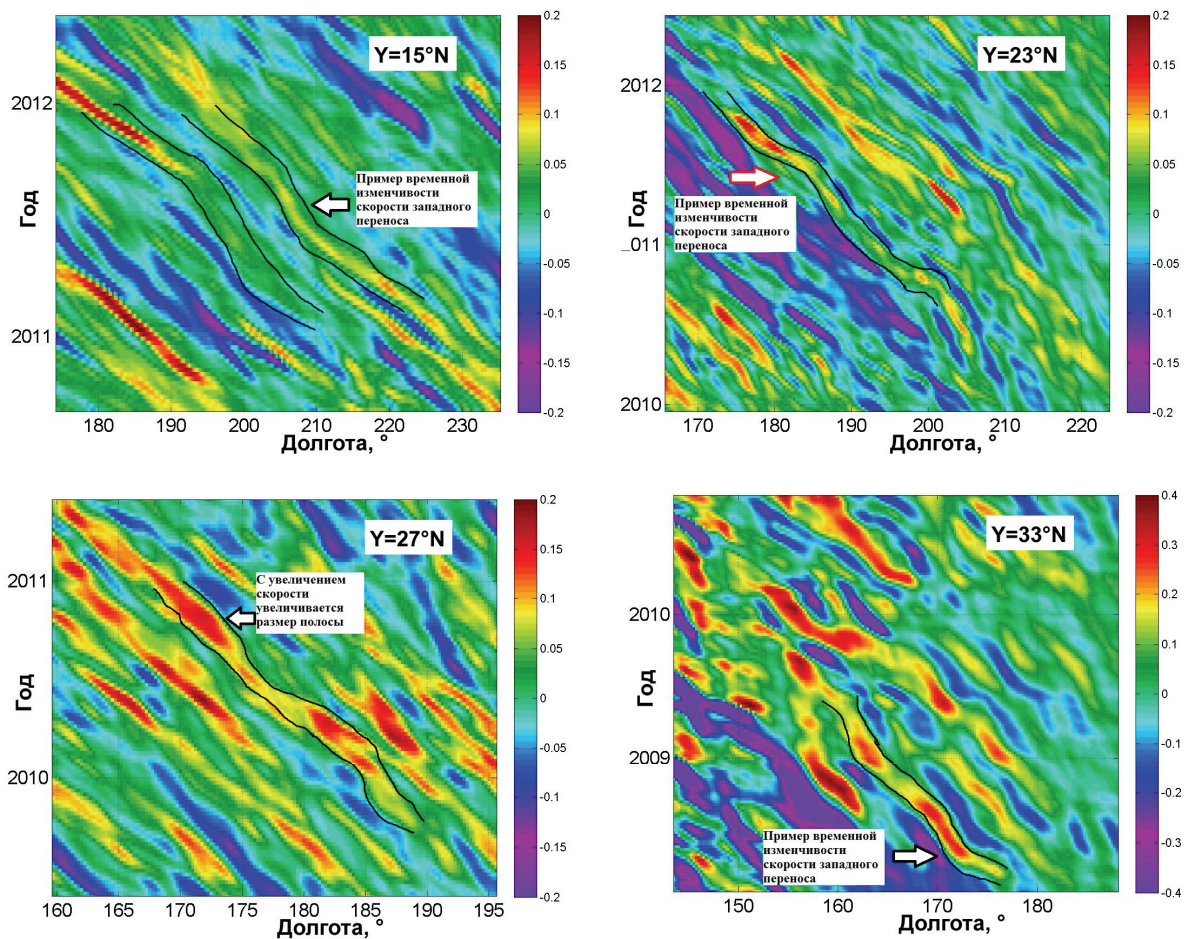


Рис. 1. Пространственно-временные диаграммы изменчивости уровня с примерами временной изменчивости скорости западного переноса

Большинство исследователей считает, что идентифицируемые на изоплетах волны характеризуют первую бароклинную моду волн Россби (Chelton and Schlax, 1996; Maharaj et al., 2007). Дисперсионное соотношение для бароклинных волн Россби имеет вид:

$$\sigma = \frac{-\beta k}{k^2 + l^2 + R_n^{-2}}, \quad (1)$$

где $n = 1, 2, 3, \dots$ – номер моды, σ – частота, k и l – зональное и меридиональное волновые числа, β – параметр Кориолиса, R_n – бароклинный радиус деформации Россби для n -ной моды.

Бароклинный радиус деформации Россби может быть рассчитан по формуле $R_n = \frac{c_n}{f}$, где f – параметр Кориолиса, а фазовая скорость n -ной моды волн Россби оценивается при помощи WKB-метода (Chelton et al., 1998; Maharaj et al., 2007):

$$c_n \approx \frac{1}{n\pi} \int_{-H}^0 N(z') dz', \quad (2)$$

где $n = 1, 2, 3, \dots$, H – глубина океана, N – частота Брента-Вяйсаля.

Таким образом, фазовые скорости каждой моды волн Россби пропорциональны фазовой скорости первой моды и обратно пропорциональны номеру моды: $c_n = \frac{c_1}{n}$.

Следовательно, оценив радиус деформации R_1 первой бароклинической моды волн Россби¹, в дальнейшем можно оценить радиусы деформации для всех последующих мод. Радиус деформации Россби непосредственно зависит от частоты Вайсяля-Брента. В то же время, частота Вайсяля-Брента существенно меняется во времени: например, в верхнем слое она примерно в 2 раза выше летом, чем зимой. Кроме этого, существует и межгодовая изменчивость частоты Вайсяля-Брента $N(x,y,t)$. Следовательно, характеристики волн Россби, определяемые дисперсионным соотношением (1), как и оценки фазовых скоростей мод волн Россби в формуле (2), меняются в зависимости от x , y , t .

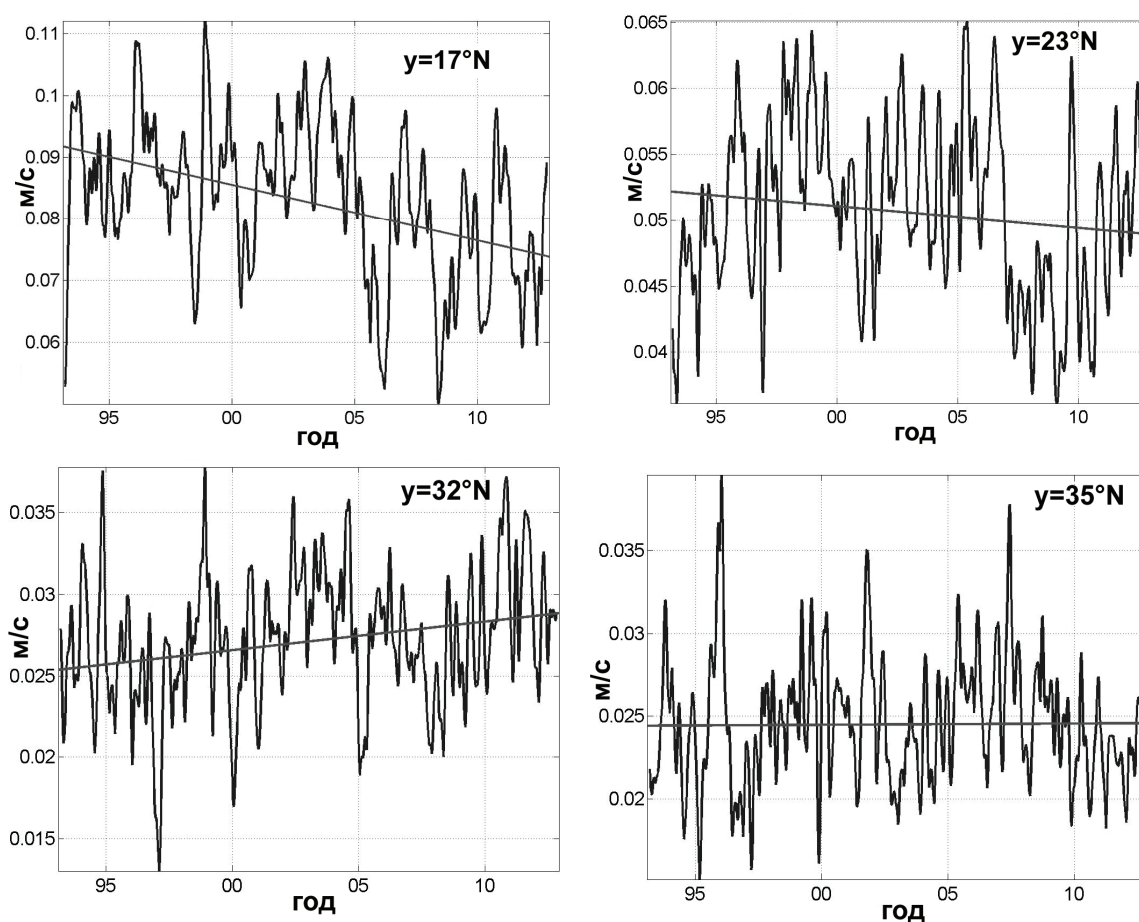


Рис. 2. Временная изменчивость зональной составляющей фазовой скорости волн Россби на 17, 23, 32 и 35 ° с.ш. и линейный тренд

На рис. 2 представлены в виде примера для отдельных широт северной части Тихого океана зональные составляющие фазовых скоростей волн Россби, рассчитанные по

¹ В отечественной и зарубежной литературе радиус деформации первой бароклинической моды волн Россби называют также внутренним радиусом деформации или бароклинным радиусом деформации.

альтиметрическим данным (Challenor et al., 2001). В расчетах эмпирические фазовые скорости определялись преобразованием Радона для каждого пространственно-временного отрезка с масштабами окна: по времени 90 дней, по долготе 2 градуса. Далее окно сдвигалось на один шаг по времени и по пространству. Таким образом, определялись сглаженные с размерами окна характеристики пространственной и временной изменчивости фазовой скорости волн Россби. Указанный метод анализа изменчивости фазовых скоростей, основанный на преобразования Радона с построением соответствующего пространственно-временного окна, применяется впервые.

Анализ этих графиков, построенных для каждой широты северной части Тихого океана (от 15 до 60° с.ш.), показывает, что фазовая скорость существенно меняется во времени. Линейный тренд также везде различен. Волны то замедляются в своем движении на запад, то ускоряются, причем характер этих изменений различен на разных широтах. Указанное обстоятельство может означать, что рассматриваемые явления не могут быть адекватно описаны в рамках теории «чисто» поступательных волн Россби, для которых дисперсионное соотношение (1) получено при соответствующих приближениях на основе линеаризованных уравнений «мелкой воды», и для дальнейшего исследования межгодовой изменчивости требуются другие подходы, учитывающие вихревую динамику, или волновое турбулентное взаимодействие (Wunsch, 2009), или рассматривающие наблюдаемые волны как стояче-поступательные (Белоненко и др., 2012, 2013).

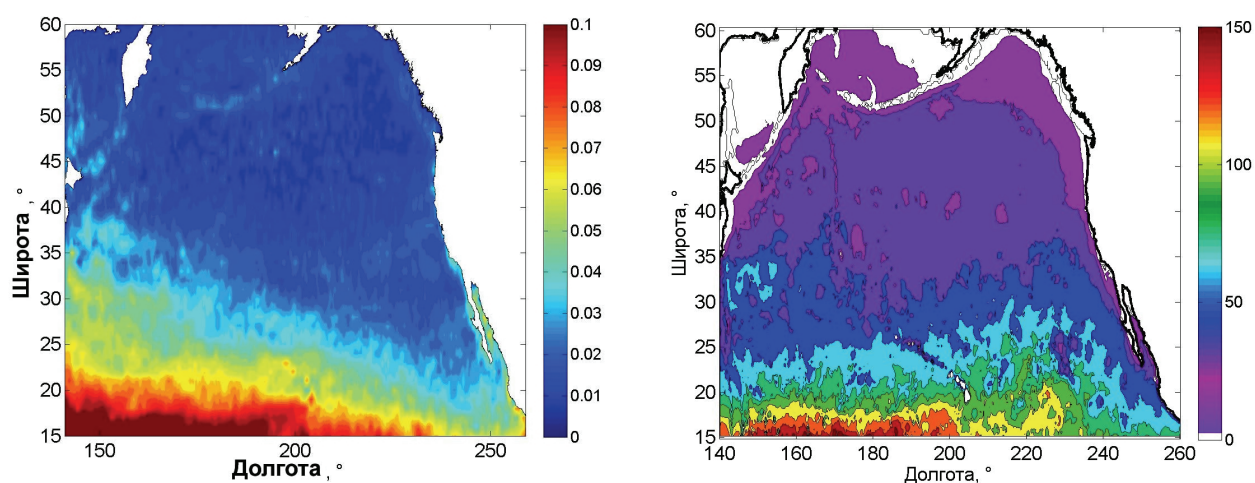


Рис. 3. Фазовая скорость волн Россби, рассчитанная по осредненным альтиметрическим данным за промежуток 1992-2013 гг. (слева), и бароклиный радиус деформации Россби, рассчитанный по климатическим данным WOA13 (справа)

На рис. 3 представлены осредненные оценки фазовой скорости волн Россби для северной части Тихого океана по альтиметрическим данным и оценки бароклиного радиу-

са деформации Россби по климатическим данным WOA13², полученные по следующей формуле:

$$R_1 = \frac{N(x, y, t) * H(x, y)}{\pi f} . \quad (3)$$

Значения глубины H взяты из массива GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans)³. Заметно, что фазовая скорость волн Россби в северной части Тихого океана, рассчитанная эмпирически на основе преобразования Радона, имеет похожее пространственное распределение величин, как и бароклинный радиус деформации Россби (3).

Представленные на *рис. 3* оценки бароклинного радиуса деформации Россби получены для непрерывной стратификации, где частота Вайсяля-Брента N определяется как интеграл от N по всему столбу жидкости (Chelton, Schlax, 1996). Однако в действительности частота Вайсяля-Брента N существенно меняется только в верхнем (деятельном) слое высотой порядка 100 метров при средней глубине океана 5000 м (*рис. 4*). Значения частоты Вайсяля-Брента для деятельного слоя (Z1): $N1 = 0,001 - 0,003 \text{ с}^{-1}$, а для нижнего слоя (Z2): $N2 = 0,0015 \text{ с}^{-1}$. Тогда интеграл в формуле (2) будет рассчитываться как $\int N dz = N1 \cdot Z1 + N2 \cdot Z2$. Далее, первое слагаемое будет всегда много меньше второго, поскольку $Z2 \gg Z1$. Следовательно, значение частоты Вайсяля-Брента $\int N dz = N2$ будет мало изменяться во времени. К подобному выводу ранее пришел и Chelton (1998).

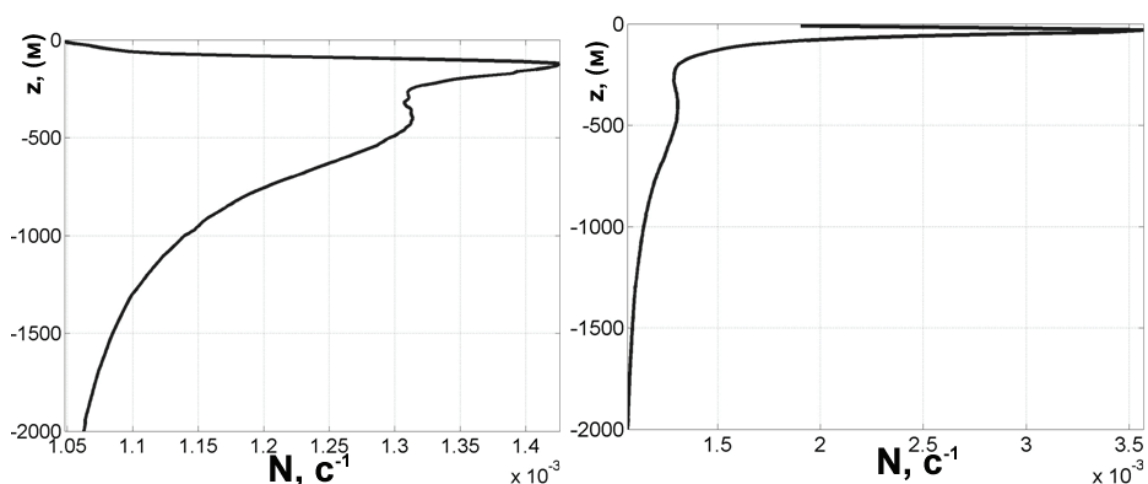


Рис. 4. Осредненный профиль частоты Вайсяля-Брента (с^{-1}) в северо-западной части Тихого океана по данным ARGO за январь (слева) и август (справа)

² <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa13/>

³ http://www.gebco.net/data_and_products/

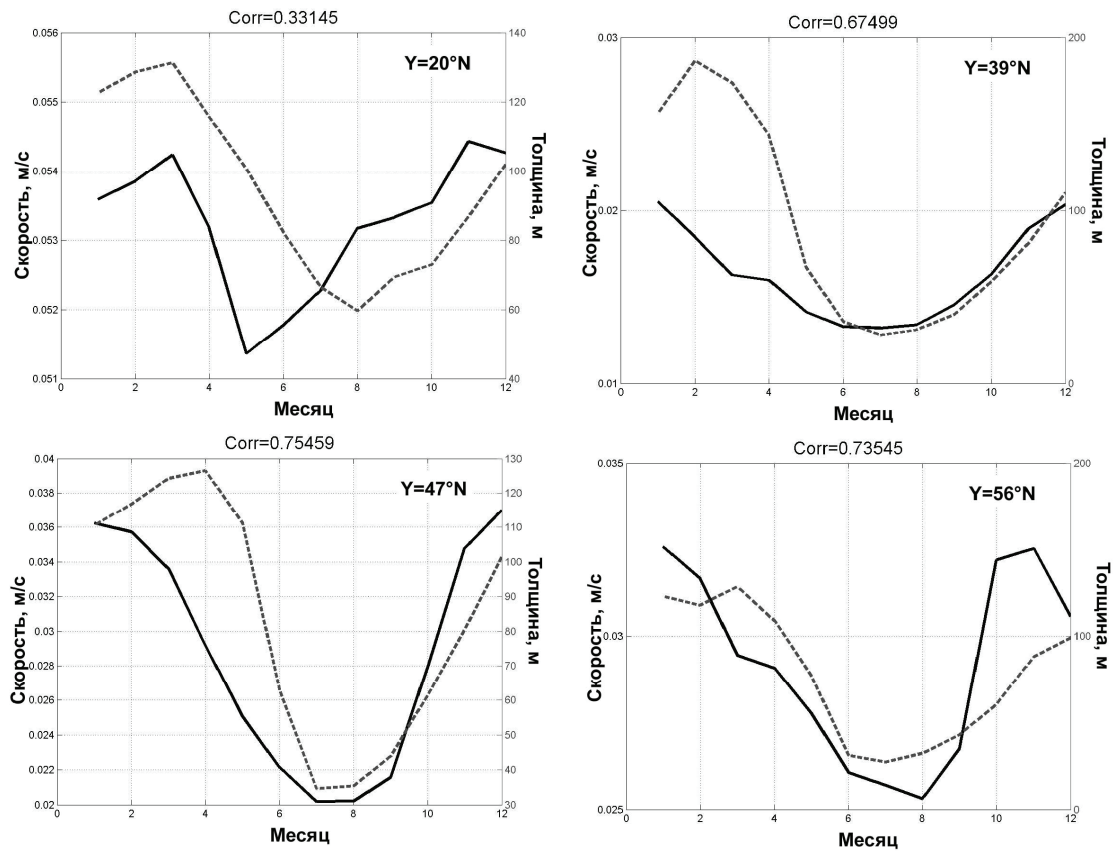


Рис. 5. Сезонная изменчивость фазовой скорости первой бароклинной моды волн Россби (сплошная линия) и толщины верхнего слоя (пунктирная линия), определенное по данным буев ARGO для широт 25, 27, 47, 50° с.ш.

С другой стороны бароклинный радиус деформации Россби можно рассчитать в приближении двухслойной жидкости по следующей формуле (LaCasce, Pedlosky, 2004)

$$R_n = \frac{1}{n} \sqrt{\frac{g'}{f^2} \frac{H_1 \cdot H_2}{(H_1 + H_2)}}, \quad (4)$$

где H_1 - высота первого слоя, H_2 - высота второго слоя, $g' = (\rho_2 - \rho_1) / \rho$ - приведенное ускорение свободного падения, $\rho_{1,2}$ - плотность верхнего и нижнего слоев, ρ - средняя плотность, $\rho \approx \rho_2$. Тогда, учитывая, что $H_1 \ll H_2$, получаем формулу⁴ для расчета бароклинного радиуса деформации Россби для первой моды (LaCasce, Pedlosky, 2004):

$$R_1 = \frac{1}{1} \sqrt{\frac{g'}{f^2} \frac{H_1 \cdot H_2}{(H_1 + H_2)}} \approx \frac{1}{f} \sqrt{g' \frac{H_1 \cdot H_2}{H_2}} = \frac{\sqrt{g' H_1}}{f}. \quad (5)$$

Следовательно, радиус Россби, а значит, и скорость волн Россби будут пропорциональны глубине верхнего слоя. Толщина верхнего слоя оценивалась по данным ARGO за 2002-2013 года. Для этого для каждого измеренного профиля ARGO были рассчитаны профили частоты Вайсяля-Брента и найдены глубины, соответствующие максимальному

⁴ Формула (5) напоминает формулу для расчета баротропного радиуса деформации Россби, но здесь вместо ускорения свободного падения g используется приведенное ускорение свободного падения $g' = g(\rho_2 - \rho_1) / \rho$.

значению N . Далее, считалось, что эта глубина соответствует глубине границы между слоями и равна толщине верхнего слоя H_1 . На *рис. 5* в качестве примера для некоторых широт представлены графики сезонной изменчивости фазовой скорости волн Россби и толщины верхнего слоя, определенного по данным ARGO. Как видно, действительно, сезонная изменчивость скорости волн Россби хорошо совпадает с ходом глубины перемешанного слоя. Максимальные значения для высоких широт: 40° - 60° с.ш и низких широт: 15° - 25° наблюдаются зимой, для широт 25° - 40° летом, что соответствует сезонной изменчивости толщины перемешанного слоя (Ohno et al., 2009). Отметим, что эта связь нарушается в районах с интенсивной динамикой, в частности в районе Курошио. Должно быть, здесь в первую очередь динамические факторы формируют изменчивость характеристик волн Россби.

Выводы

На зональных изоплотах, построенных по альтиметрическим данным, обнаруживается изменение их наклона, что соответствует изменению во времени фазовой скорости волн Россби, распространяющихся в западном направлении. Графики фазовых скоростей, рассчитанных по альтиметрическим данным методом, основанным на преобразовании Радона, демонстрируют их существенную изменчивость во времени. При этом сезонный и межгодовой ход фазовых скоростей волн Россби отличаются на различных широтах.

Сезонная изменчивость фазовой скорости волн Россби обуславливается в первую очередь изменениями характеристик стратификации океана. В приближении двухслойной жидкости скорость Россби должна зависеть от толщины верхнего перемешанного слоя. Эта зависимость действительно наблюдается, и она была показана на основе данных ARGO за 2002-2013 года. Изменение во времени характеристик волн Россби, учитывая их значительную продолжительность жизни, должно приводить к их деформации во время движения. На наш взгляд эффекты, связанные с деформацией волн Россби могут представлять определенный интерес для будущих исследований.

Работа выполнена при поддержке фонда РФФИ, гранты №№ 12-05-00008 и 12-05-00009, и грантов СПбГУ №№ 18.38.142.2014 и 18.50.1059.2014.

Литература

1. Белоненко Т.В. Наблюдения волн Россби в северо-западной части Тихого океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т.9. № 3. С. 209–215.
2. Белоненко Т.В., Захарчук Е.А., Фукс В.Р. Градиентно-вихревые волны в океане. СПб.: Издательство С.-Петербургского ун-та. 2004. 215 с.
3. Белоненко Т.В., Колдунов В.В., Фукс В.Р. О стояче-поступательных волнах Россби в море и океане // Вестн. С.-Петербург. Ун-та. 2012. Сер.7. Вып. 2. С. 91–103.
4. Белоненко Т.В., Колдунов В.В., Фукс В.Р. Кинематика стояче-поступательных волн Россби в море и океане // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2013. Т. 6. № 1. С. 23–31.
5. Белоненко Т.В., Колдунов В.В., Старицын Д.К., Фукс В.Р., Шилов И.О. Изменчивость уровня Северо-западной части Тихого океана. Издательство СММО-ПРЕСС, СПб. 2009. 309 с.
6. Белоненко Т.В., Колдунов В.В., Колдунов В.В., Май Р.И., Рубчя А.В., Старицын Д.К., Фукс В.Р. Атлас изменчивости уровня Северо-западной части Тихого океана. Санкт-Петербург. Издательство СММО-ПРЕСС. 2011. 304 с.
7. Fu L.L., Le Traon P-Y. Satellite altimetry and ocean dynamics. Comptes Rendus Geosciences, vol. 338, Issues 14-15, Nov-Dec 2006. P. 1063–1076.
8. Chelton D., Schlax M. Global observations of oceanic Rossby waves. Science. 1996. V. 272. N. 5259. P. 234-238.
9. Killworth P.D., Chelton D.B., de Szoeke R.A. The speed of observed and theoretical long extra-tropical planetary waves. J. Phys. Oceanogr. V. 27. 1997. P. 1946–1966.
10. LaCasce J. H. and Pedlosky J. The instability of Rossby basin modes and the oceanic eddy field. J. Phys. Oceanogr. 2004. V. 34. P. 2027– 2041.
11. Challenor P.G., Cipollini P. and Cromwell D. Use of the 3D Radon transform to examine the properties of oceanic Rossby waves. J. Atmos. Oceanic Technol. 18. 2001. P. 1558– 1566.
12. Maharaj A.M., Cipollini P., Holbrook N.J., Killworth P.D., Blundell J.R. An evaluation of the classical and extended Rossby wave theories in explaining spectral estimates of the first few baroclinic modes in the South Pacific Ocean // Ocean Dynamics. 2007. V. 57. N. 3. P. 173–187.
13. Chelton D., Schlax M. Global observations of oceanic Rossby waves // Science. 1996. V. 272. N. 5259. P. 234-238.
14. Chelton, D. B., Schlax, M. G., Samelson, R. M., and de Szoeke, R. A.: Global observations of large oceanic eddies // Geophys. Res. Lett. V. 34. 2007. L15606. doi:10.1029/2007GL030812.
15. Chelton D.B., DeSzoeke R.A., Schlax M.G. Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation // Journal of Physical Oceanography. 1998. V. 28. N. 3. P. 433–460.
16. Ohno Y., Iwasaka N., Kobashi F., Sato Y. Mixed layer depth climatology of the North Pacific based on Argo observations // Journal of Physical Oceanography. 2009. V. 65. N. 1. P. 1–16.
17. Wunsch C. The Oceanic Variability Spectrum and Transport Trends. Atmosphere-Ocean. 47 (4). 2009. P. 281–291. doi:10.3137/OC310.2009.

Temporal variability of the phase velocity of Rossby waves in the North Pacific

T.V. Belonenko¹, A.A. Kubrjakov^{1,2}

¹ Saint-Petersburg State University, 199178, Saint-Petersburg
E-mail: btvlisab@yandex.ru

² Marine Hydriophysical Institute, 99011, Sevastopol
E-mail: arskubr@gmail.com

Examination is carried out of the AVISO satellite data set on absolute dynamic topography MADT for the period 1992 - 2013 over water area of 25-50 N, 140 – 180 E. The zonal isopleths display varying inclination, which corresponds to the time change of phase velocity of the Rossby waves propagating westward. In this paper we propose a method for analyzing variability of the phase velocities of Rossby waves, which allows studying the temporal variability of Rossby waves in the north-western Pacific Ocean. Empirical phase velocities of Rossby waves are derived by applying the Radon transformation for each space-time segment within a window scale: 90 days of time and 2 degrees of longitude. Further, the window is sequentially shifted on a step in time and space. In such a way, we obtain window-scaled smoothed characteristics of the space-time variability of Rossby waves phase velocity. Based on the Radon transformation with constructing of a relevant space-time window, the suggested method for analyzing the phase velocity variability has been used for the first time. Curves of the Rossby wave phase velocities calculated

from altimetry data by a method using the Radon transformation have shown substantial variability in time. Meanwhile, the seasonal and inter-annual change of the Rossby wave phase velocities differ at different latitudes. To estimate the baroclinic Rossby deformation radius either the continuous stratification approximation is used, where the Brunt-Vaisala frequency is defined as an integral over the entire water column, or for the two-layer fluid approximation. It is shown that seasonal variability of the phase velocity of Rossby waves is caused mostly by changes in ocean stratification and depends on the depth of upper mixed layer. This dependence actually exists, as is proved on the basis of ARGO data for 2002-2013.

Keywords: Pacific, Rossby waves, baroclinic Rossby deformation radius, altimetry, AVISO, MADT, Radon transformation, phase velocity.

References

1. Belonenko T.V. Rossby waves observation in the Northwestern Pacific, *Sovremennye problemy dstantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2012, Vol. 9, No 3, pp. 209-215.
2. Belonenko T.V., Foux V.R., Zakharchuk E.A., *Gradient-vorticity waves in the Ocean*. Saint Petersburg: Edit. SPbSU, 2004, 215 p.
3. Belonenko T.V., Koldunov V.V., Foux V.R. About standing-progressive Rossby waves in the sea and ocean, *Vestnik Saint-Petersburgskogo Universiteta*, 2012, Ser.7, Vol. 2, pp. 91-103.
4. Belonenko T.V., Koldunov V.V., Foux V.R., Kinematics of the Rossby standing-progressive waves in the sea and ocean. *Fundamental and applied hydrophysics*, 2013, Vol. 6, No. 1, pp. 23-31.
5. Belonenko T.V., Foux V.R., Koldunov V.V., Shilov I.O., Staritsyn D.K., *Sea-Surface Level Variability in the North-Western Pacific*, 2009, St. Petersburg: Edit. SMIO-PRESS, 309 p.
6. Belonenko T.V., Koldunov A.V., Koldunov V.V., May R.I., Rubchenia A.V. Staritsyn D.K., Foux V.R., *ATLAS Sea-Surface Level Variability in the Northwestern Pacific, 2011*, St. Petersburg: Edit. SMIO-PRESS, St. Petersburg, 304 p.
7. Fu L.L., Le Traon P-Y. Satellite altimetry and ocean dynamics. *Comptes Rendus Geosciences*, Vol. 338, Issues 14-15, Nov-Dec 2006, P. 1063–1076.
8. Chelton D., Schlax M. Global observations of oceanic Rossby waves, *Science*, 1996, Vol. 272, No. 5259, pp. 234-238.
9. Killworth P.D., Chelton D.B., de Szoeke R.A. The speed of observed and theoretical long extra-tropical planetary waves, *J. Phys. Oceanogr*, Vol. 27, 1997, pp. 1946–1966.
10. LaCasce J. H. and Pedlosky J. The instability of Rossby basin modes and the oceanic eddy field. *J. Phys. Oceanogr*, Vol. 34, 2004, pp. 2027– 2041.
11. Challenor P.G., Cipollini P. and Cromwell D. Use of the 3D Radon transform to examine the properties of oceanic Rossby waves, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 18, 2001, pp. 1558–1566.
12. Maharaj A.M., Cipollini P., Holbrook N.J. Killworth P.D., Blundell J.R. An evaluation of the classical and extended Rossby wave theories in explaining spectral estimates of the first few baroclinic modes in the South Pacific Ocean, *Ocean Dynamics*, Vol. 57, No. 3, 2007, pp. 173–187.
13. Chelton D., Schlax M. Global observations of oceanic Rossby waves, *Science*, 1996, Vol. 272, No. 5259, pp. 234–238.
14. Chelton, D. B., Schlax, M. G., Samelson, R. M., and de Szoeke, R. A.: Global observations of large oceanic eddies, *Geophys. Res. Lett.* Vol. 34, 2007, L15606. doi:10.1029/2007GL030812.
15. Chelton D.B. DeSzoeke R.A., Schlax M.G. Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation, *Journal of Physical Oceanography*, 1998, Vol. 28, No. 3, pp. 433-460.
16. Ohno Y., Iwasaka N., Kobashi F., Sato Y. Mixed layer depth climatology of the North Pacific based on Argo observations, *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 65, No. 1, 2009, pp. 1–16.
17. Wunsch C. The Oceanic Variability Spectrum and Transport Trends, *Atmosphere-Ocean*, 47 (4), 2009, pp. 281–291. doi:10.3137/OC310.2009.