

# Оценка бароклинного радиуса деформации Россби в районе Лофотенской котловины



Санкт-Петербургский  
государственный  
университет  
www.spbu.ru

Новоселова Е.В., Белоненко Т.В.

Санкт-Петербургский государственный университет

## Введение

### Цель исследования:

Проанализировать пространственное распределение бароклинного радиуса деформации Россби для Северо-Европейской части Атлантики.

**Радиус деформации Россби** – это фундаментальный масштаб длины, характеризующий поведение вращающейся жидкости, подверженной действию уравновешивающих гравитационных сил. По существу, он является горизонтальным масштабом, на котором эффекты вращения становятся такими же важными, как и эффекты плавучести (Гилл, 1986).

### Почему важно изучать радиус деформации Россби?

- Радиус деформации – это характеристика, позволяющая оценить эффект вращения. Он показывает, что для масштабов, малых по сравнению с величиной радиуса деформации, эффекты вращения слабы, тогда как для масштабов, сравнимых с ним или больших, эффекты вращения играют важную роль (Гилл, 1986).
- В литературе существует путаница в численных оценках радиуса деформации. Некоторые авторы учитывают множитель  $\pi$  непосредственно при вычислении радиуса Россби, другие – учитывают его позднее – в дисперсионном соотношении волн. Эта неоднозначность приобретает особое значение, когда оценки бароклинного радиуса деформации Россби имеют самостоятельное значение и определяются численно.

## Методы расчётов

Один из наиболее распространенных методов расчёта бароклинного радиуса деформации Россби основан на WKV-приближении и был предложен Челтоном (Chelton et al., 1998). В каждой точке определяется профиль частоты Вайсая-Брента ( $N = \sqrt{-\frac{g}{f} \frac{\partial \rho}{\partial z}}$ ), который интегрируется для определения значения фазовой скорости  $n$ -ой моды волн Россби ( $c_n$ ), а затем рассчитывается радиус Россби ( $R_n$ ) (Белоненко и др., 2016):

$$R_n = \frac{c_n}{f}, \quad c_n \approx \frac{1}{n\pi} \int_{-H}^0 N(z) dz.$$

Данную формулу можно упростить, используя первую теорему о среднем (Фихтенгольц, 1969), согласно которой

$$\int_a^b f(x) dx = \mu(b-a),$$

где  $\mu$  – это среднее значение функции  $f(x)$  на отрезке  $[a; b]$ . Тогда радиус деформации можно вычислить по формуле:

$$R_n = \frac{NH}{n\pi f}.$$

Для расчёта плотности воды и частоты Вайсая-Брента использовалось термодинамическое уравнение морской воды TEOS-10<sup>1</sup>.

## Используемые данные

В настоящей работе используется массив **ARMOR 3D**<sup>2</sup>. Он состоит из данных о температуре, солёности, геопотенциальной высоте и полях геострофических течений. Этот продукт является результатом ассимиляции спутниковых данных: аномалии уровня океана (SLA), температура поверхности океана (SST), поверхностная солёность (SSS) и in-situ (T/S) данных.

Поля характеристик с поверхности до 1500 метров были рассчитаны по спутниковым данным с использованием метода множественной линейной регрессии и ковариаций с учетом исторических наблюдений. В дальнейшем эти поля объединялись методом оптимальной интерполяции с профилями T/S in-situ. Данные, соединяющие модель и наблюдения посредством ассимиляции, определены на 1/4° регулярной сетке от поверхности до 5500 м глубины (33 горизонта).

Мы использовали месячное осреднение недельных данных за период 1993-2016 гг. Исследуемая область ограничена координатами: 40° з.д. – 30° в.д., 64° – 83° с.ш.

## Результаты исследования

В ходе исследования был вычислен среднемесячный и среднегодовой бароклинный радиус деформации Россби для Северной Атлантики и построены карты его сезонной изменчивости (рис. 1).

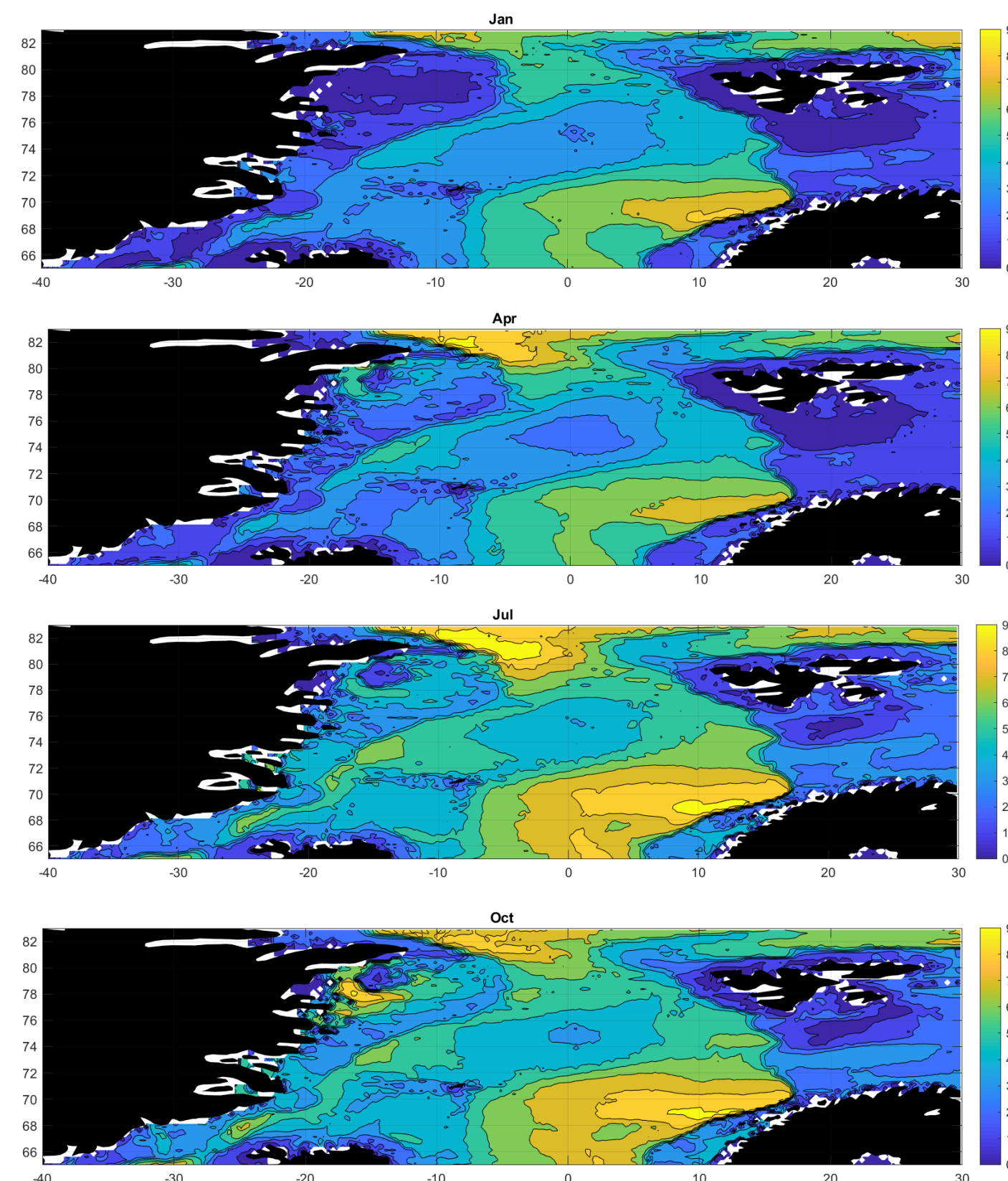


Рис. 1. Сезонная изменчивость бароклинного радиуса деформации Россби (км) для Северной Атлантики

Также для анализа полученных результатов была построена батиметрия исследуемого района по данным ETOPO1<sup>3</sup> (рис. 2).

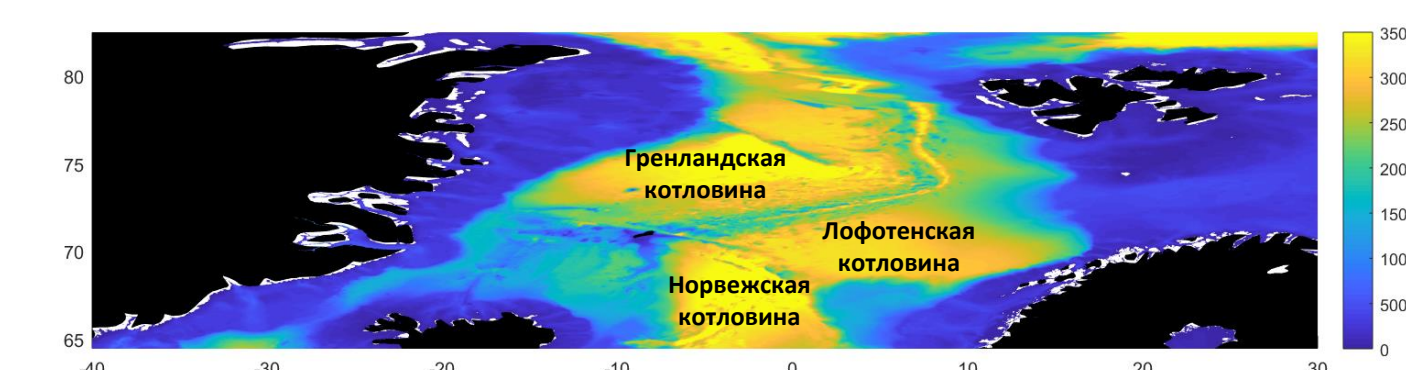


Рис. 2. Батиметрия для Северной Атлантики

Было выяснено, что максимальные величины радиуса деформации Россби наблюдаются в восточной части Лофотенской котловины, а также в Норвежской котловине и в северной части исследуемого района, что соответствует ~ 82° с.ш. (до 8-9 км). Это области максимальных глубин (3250 м для Лофотенской котловины и более 3500 для Норвежской котловины и северной части), что видно из батиметрии района (рис. 2). Интересно отметить, что в Гренландской котловине, которая также имеет значительную глубину, радиус Россби составляет всего лишь 4-6 км – как и для большей части акватории.

*Межгодовая изменчивость* не является ярко выраженной. Однако присутствует *сезонная изменчивость*: наибольшие значения характеристики достигаются в тёплое время года (июль-сентябрь), а наименьшие – в холодное (февраль-март).

Для проверки наших расчётов были также использованы данные Chelton et al. (1998), которые исследовали географическую изменчивость первого бароклинного радиуса деформации Россби<sup>4</sup> (рис. 3). Результаты получены по осредненным значениям частоты Вайсая-Брента, не учитывают эффекты временной изменчивости стратификации и имеют одноградусную сетку.

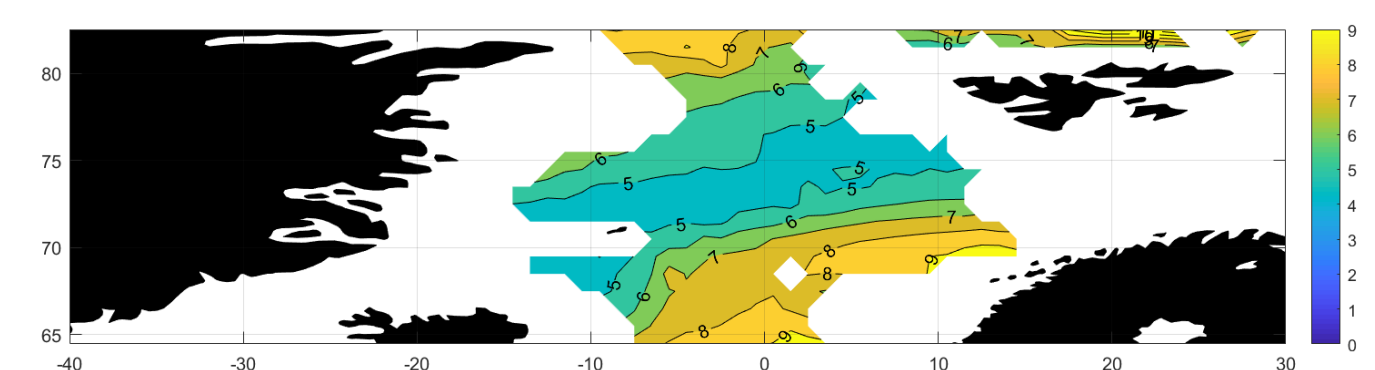


Рис. 3. Пространственное распределение бароклинного радиуса деформации Россби для Северной Атлантики (км) по данным Chelton et al. (1998)

Из рисунков 1 и 3 видно, что в целом результаты расчётов близки между собой. Однако данные Chelton et al. (1998) имеют ряд недостатков: отсутствие сезонности в данных и большое число пропусков в прибрежных областях. На рисунке 3 пропуски составляют 56%.

## Выводы

Для большинства районов Мирового океана, в том числе и для Северной Атлантики, сезонная изменчивость термохалинных характеристик и, следовательно, частоты плавучести весьма значительна, поэтому значительна и изменчивость радиуса Россби. В связи с этим следует пользоваться данными, учитывающими сезонный ход.

Также был сделан вывод, что в случае, когда бароклинный радиус деформации Россби является самостоятельной характеристикой, необходимо учитывать число  $\pi$  непосредственно при расчёте радиуса, как и в работах Гилл (1986), Chelton et al. (1998), Nurser, Bacon (2014) и Fer et al. (2018).

Список литературы:  
1. Белоненко Т.В., Кубряков А.А., Станин С.В. Спектральные характеристики волн Россби северо-западной части Тихого океана по спутниковым альтиметрическим данным // Исследование Земли из космоса. 2016. № 1–2. С. 43–52.  
2. Гилл А. Динамика атмосферы и океана: в 2-х томах. Т. 2. М.: Мир, 1986. 415 с.  
3. Фихтенгольц Г.М. Курс дифференциального и интегрального исчисления. М.: Наука, 1969. Т. II.  
4. Chelton D.B., de Szoeke R.A., Schlax M.G., El Naggar K., Swartz N. Geographical variability of the first-baroclinic Rossby radius of deformation // J. Phys. Oceanogr. 1998. V. 28. P. 433–460.  
5. Fer I., A. Bosse, et al. The dissipation of kinetic energy in the Lofoten Basin Eddy // Journal of Physical Oceanography. 2018. V. 48(6). P. 1299–1316  
6. Nurser A. J. G., Bacon S. The Rossby radius in the Arctic Ocean // Ocean Sci. 2014. V. 10. P. 967–975.

Ссылки на используемые данные:

<sup>1</sup>http://www.teos-10.org

<sup>2</sup>http://marine.copernicus.eu

<sup>3</sup>https://www.ngdc.noaa.gov

<sup>4</sup>http://www-po.coas.oregonstate.edu/research/pa/research/rossby\_radius