

Санкт-Петербургский государственный университет Факультет географии и геоэкологии



Белоненко Татьяна Васильевна

Спутниковая альтиметрия Северо-западной части Тихого океана

Нестационарность крупномасштабных волновых возмущений в поле уровня СЗТО

Четвертая Международная школа-семинар «Спутниковые методы и системы исследования Земли»

Таруса, ИКИ РАН, 19-25 февраля 2013 г.

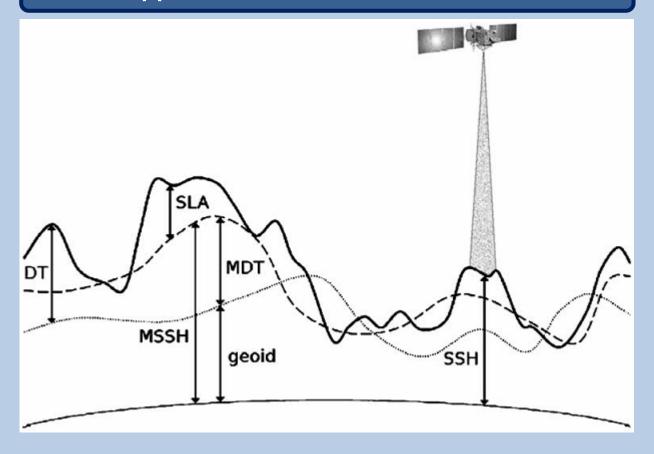
Целью работы является исследование на основе спутниковой альтиметрической информации нестационарности и статистической неоднородности синоптической, сезонной и межгодовой изменчивости уровня в Северо-западной части Тихого океана, а также анализ физических механизмов, определяющих эту изменчивость.

Для достижения цели исследования решены следующие задачи:

- 1) Провести статистический анализ изменчивости уровня океана при различных масштабах осреднения (многолетнее, среднегодовое и среднемесячное), при этом:
- дать общую оценку изменчивости уровня океана на основе ее статистических характеристик: математическое ожидание, среднеквадратическое отклонение и коэффициент вариации,
- произвести спектральный и вейвлет-анализ колебаний уровня океана,
- картировать для акватории СЗТО рассчитанные при различных масштабах осреднения статистические характеристики изменчивости уровня.
- 2) Описать поля дивергенции полных потоков на основе спутниковой информации при различных масштабах осреднения.
- 3) Произвести оценку сравнительного вклада в изменчивость уровня океана межгодовых, сезонных и синоптических колебаний.

- 4) Произвести оценку линейных и квадратичных трендов изменения уровня моря в реперных мареографных пунктах и по данным спутниковых альтиметрических измерений.
- 5) Дать оценку геострофических течений, рассчитанных по данным абсолютной и относительно динамической топографии при различных масштабах осреднения.
- 6) Произвести на основе гармонического, спектрального, вейвлетанализа, анализа изоплет уровня моря и изоплет вейвлеткоэффициентов описание нестационарности и статистической неоднородности годовых и полугодовых колебаний уровня моря.
- 7) Предложить интерпретацию низкочастотной изменчивости колебаний уровня СЗТО как распространение градиентно-вихревых волн в океане.
- 8) Произвести оценку параметров волн Россби в СЗТО на основе спутниковой альтиметрической информации.
- 9) Описать кинематику стояче-поступательных волн в море и океане.
- 10) Исследовать механизм адвекции пассивной примеси в поле волн Россби.
- 11) Проанализировать связи низкочастотной изменчивости адвекции тепла и уровня в СЗТО.

МЕТОД СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ



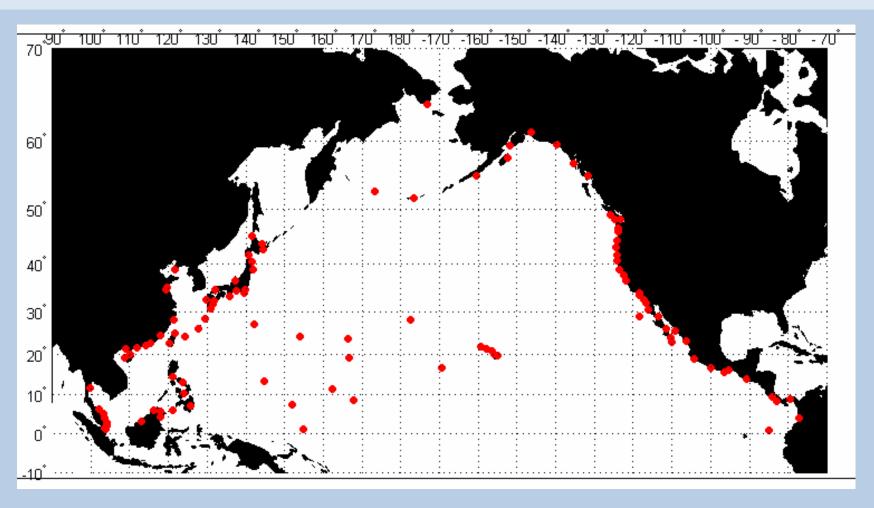
Основные поверхности, используемые при альтиметрических измерениях и обработке полученных данных.

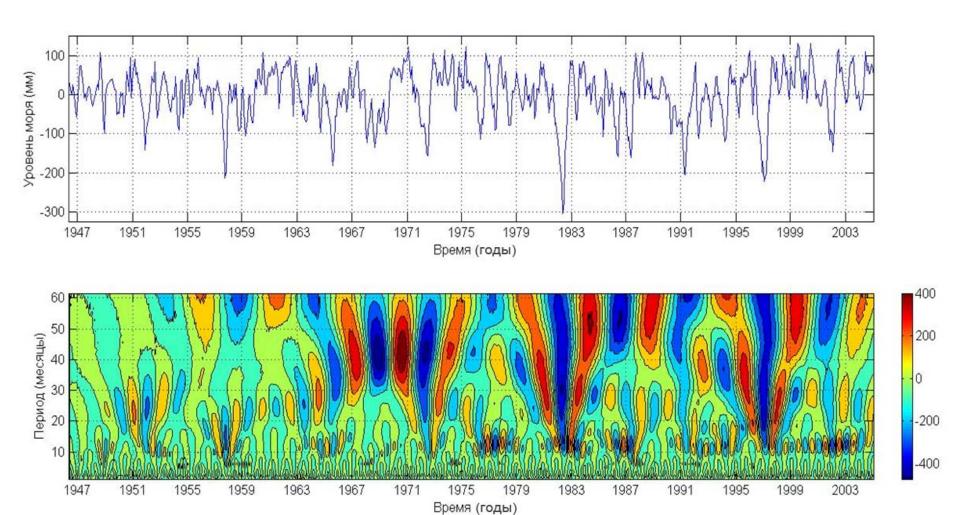
Диапазон изменчивости **абсолютной динамической топографии** ADT от -40 до 260 см.

Диапазон изменчивости **относительно динамической топографии** (значений аномалий уровня) SLA от -30 до 30 см

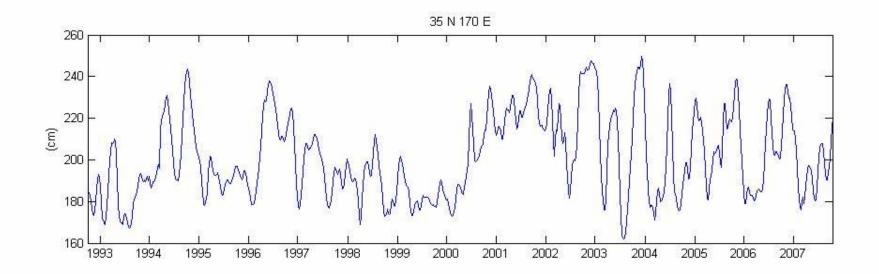
БЕРЕГОВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

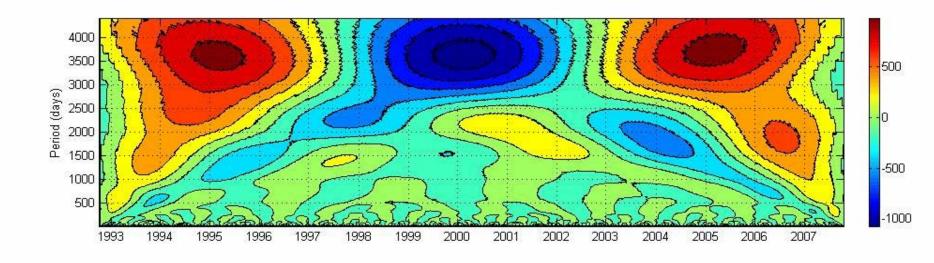
Массив исходных данных включает в себя среднесуточные значения уровня моря, измеренные на 130 береговых постах PSMSL (Permanent Service for Mean Sea Level)



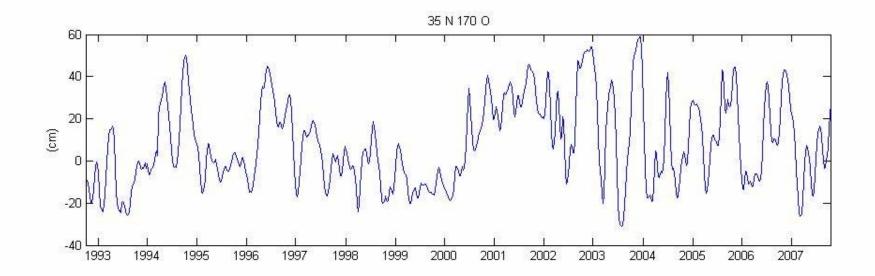


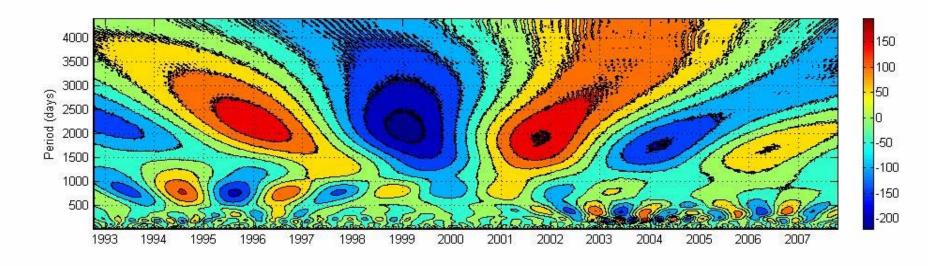
Вейвлет-изображение колебаний уровня на станции 055 Kwajalein



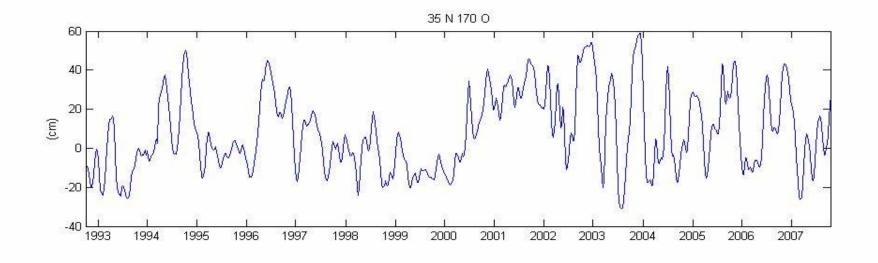


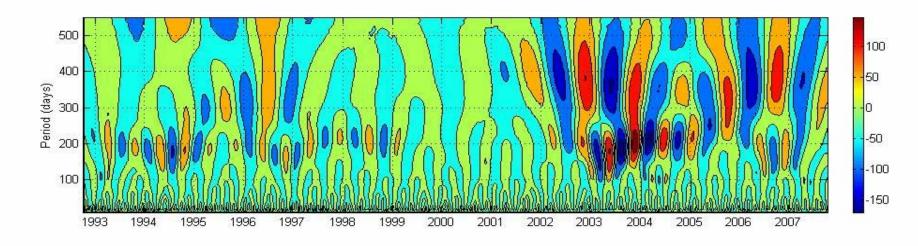
Временной ход уровня океана — данные массива абсолютной динамической топографии (ADT) и его вейвлет-изображение (для больших масштабов) для пункта с координатами 35° с.ш., 170° в.д.



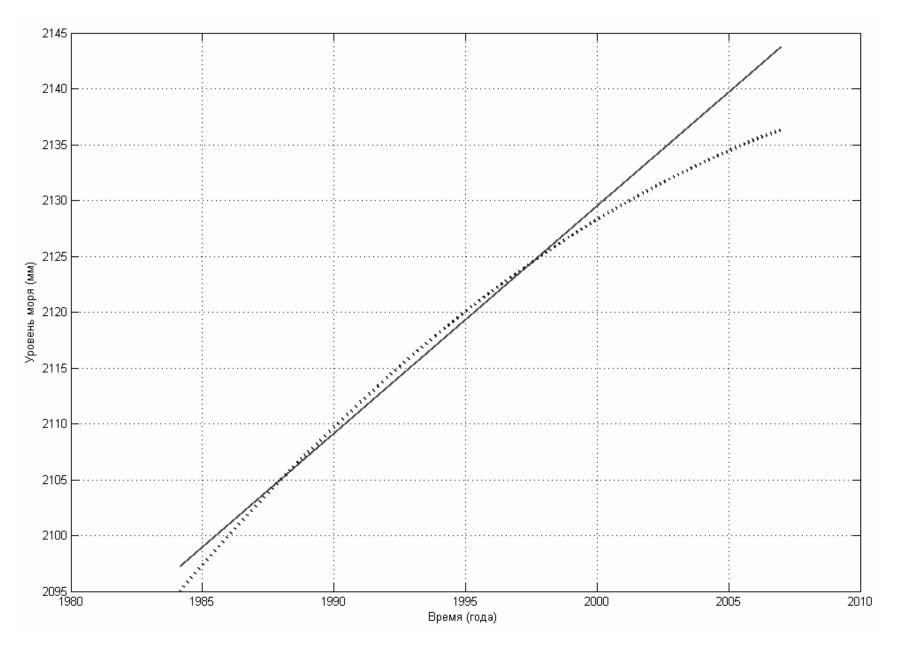


Временной ход уровня океана относительной динамической топографии (SLA) и его вейвлет-изображение (для больших масштабов) для пункта с координатами 35° с.ш., 170° в.д.

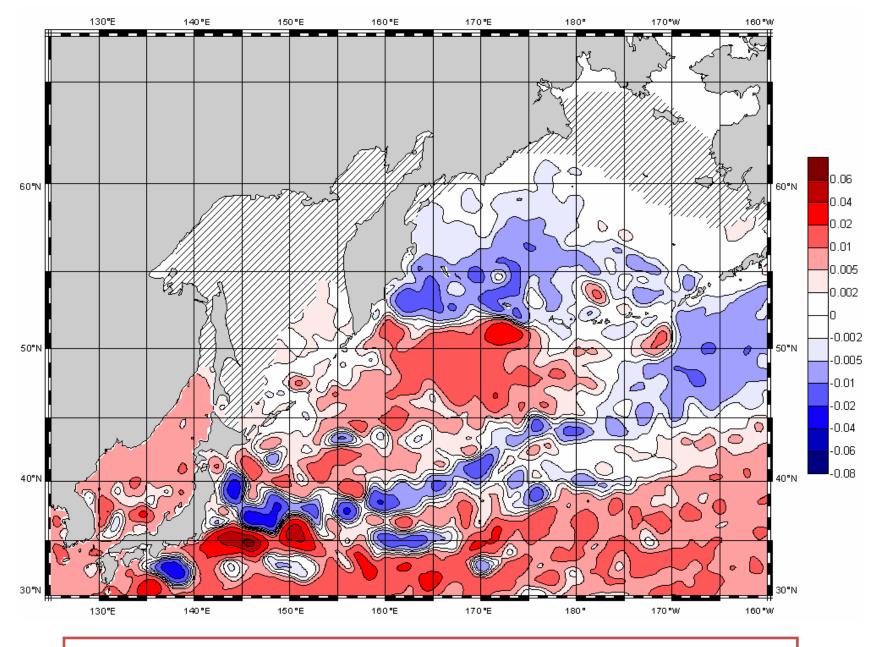




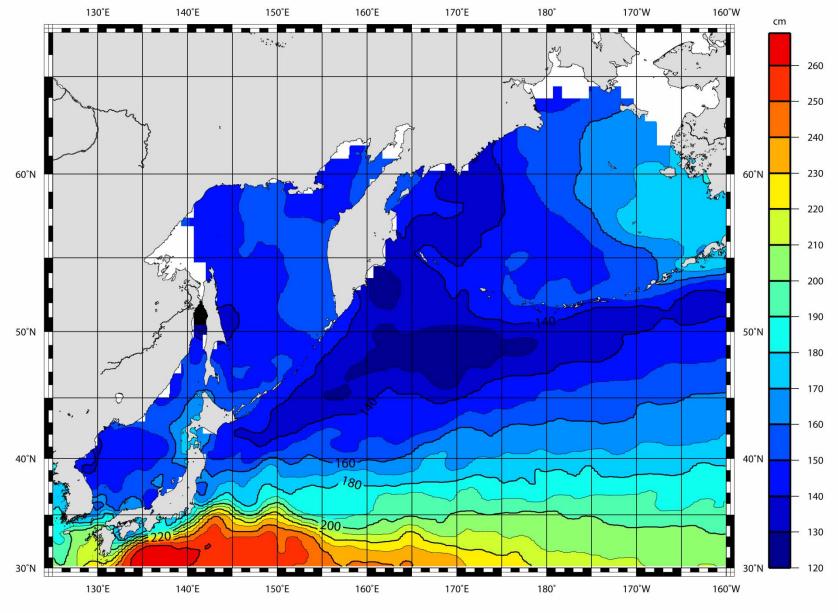
Временной ход уровня океана — данные массива относительной динамической топографии (SLA) и его вейвлет-изображение (для меньших масштабов) для пункта с координатами 35° с.ш., 170° в.д.



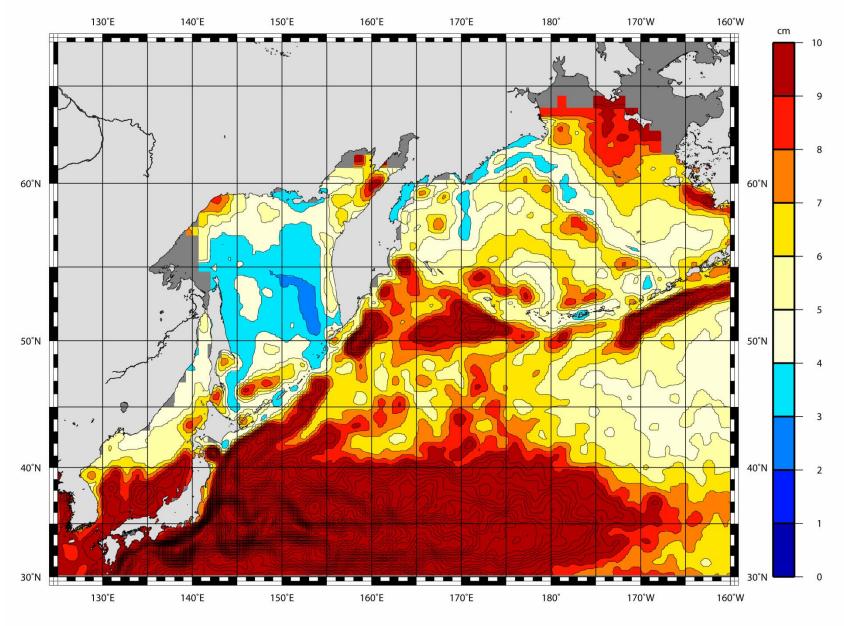
Обобщенный, линейный тренд (сплошная линия) и квадратичный тренд (пунктирная линия), рассчитанный по данным 130 мареографных постов JASL.



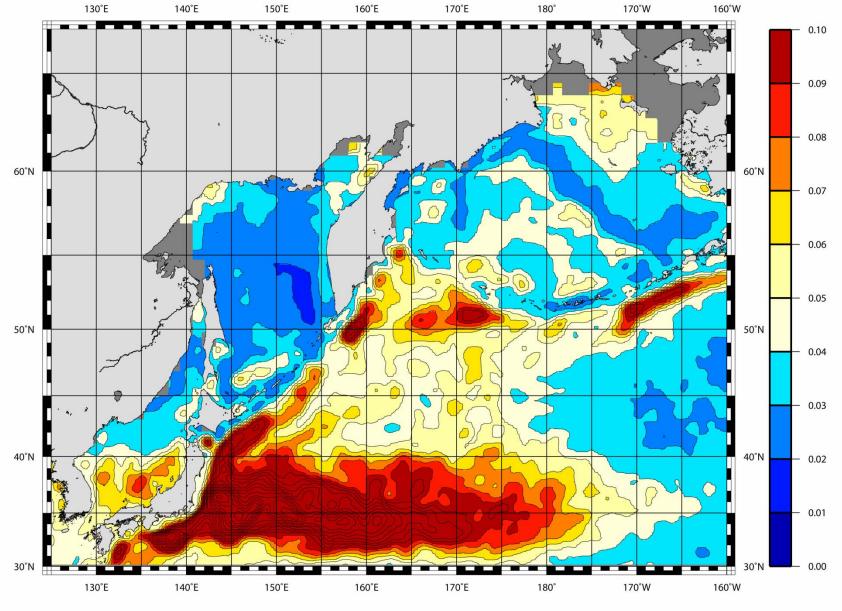
Скорость роста уровня (см/нед.) (линейный тренд)



Математическое ожидание изменчивости абсолютной динамической топографии поверхности моря.



Среднеквадратическое отклонение от среднемноголетних значений абсолютной динамической топографии поверхности моря.



Коэффициент вариации среднемноголетних значений абсолютной динамической топографии поверхности моря

Дивергенция полных потоков рассчитывается по скорости изменения уровня

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = -\operatorname{div} \vec{V} H - \int_{0}^{H} \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} dz$$

В условиях, когда стерические эффекты малы

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = -\operatorname{div} \vec{V}H$$

При дивергенции полных потоков

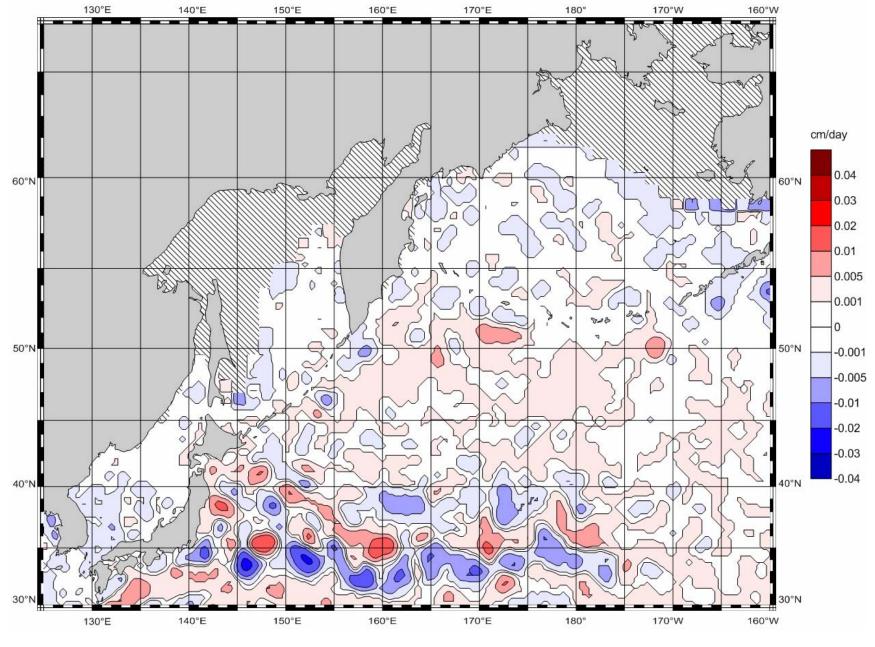
$$\operatorname{div} \vec{V} H > 0$$

уровень моря понижается и формируется зона, в которой происходит опускание вод на глубину (даунвеллинг).

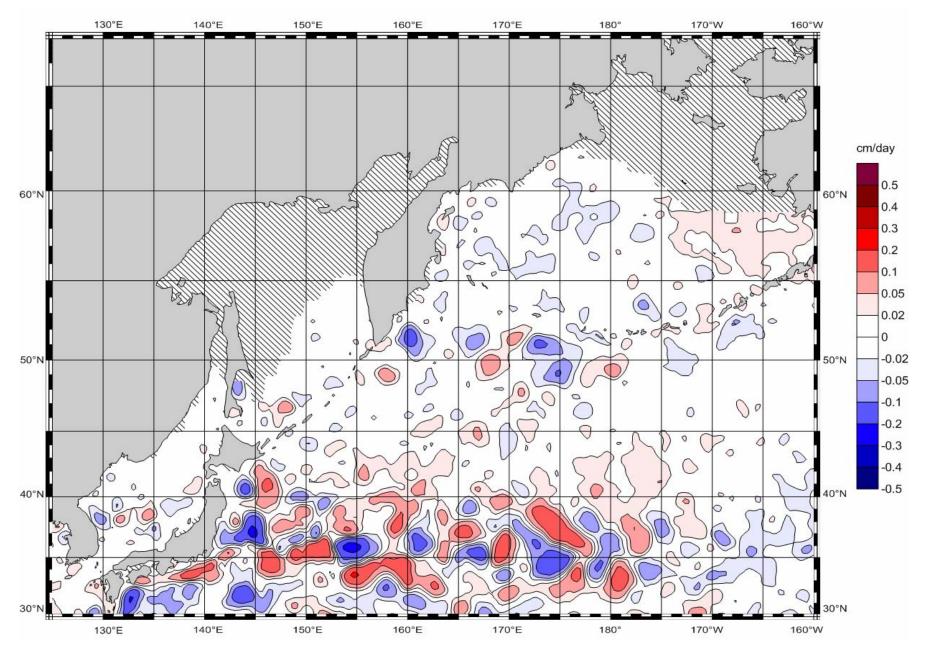
При конвергенции полных потоков

$$\operatorname{div} \vec{V} H < 0$$

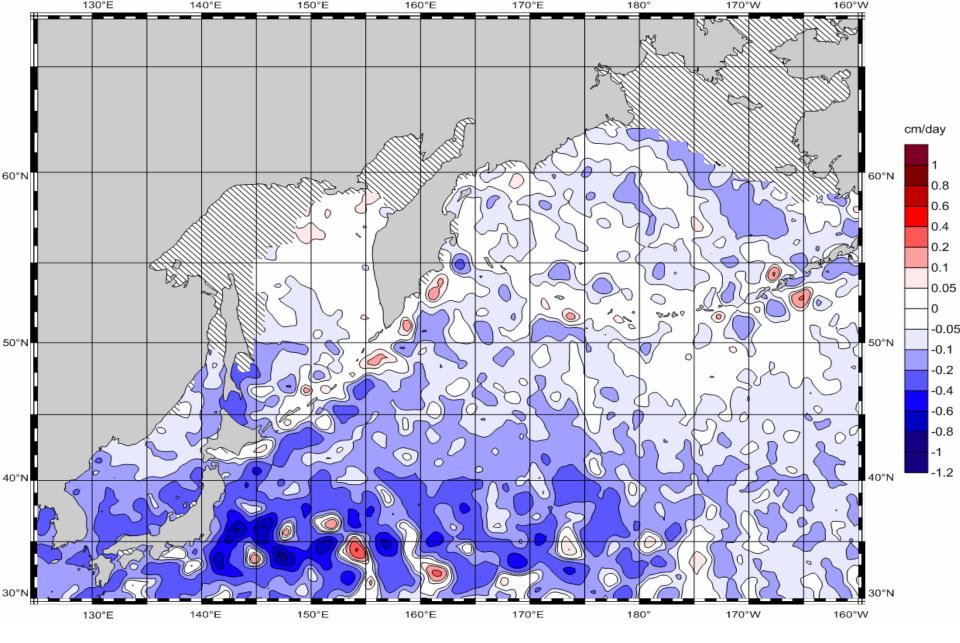
уровень моря повышается и формируется зона, где происходит подъем к поверхности вод с глубины (апвеллинг).



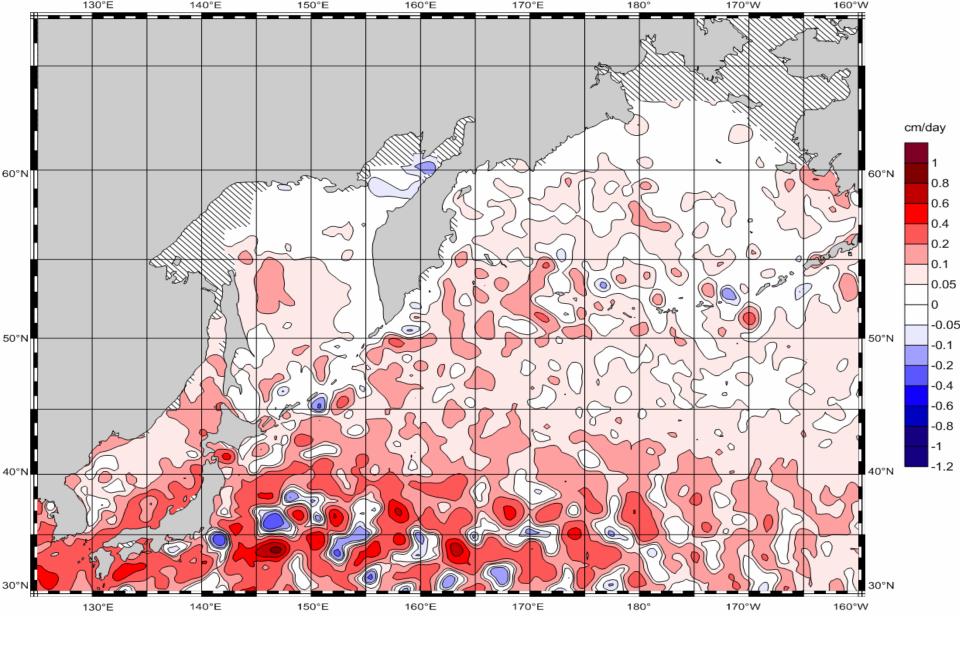
Среднемноголетняя дивергенция полных потоков



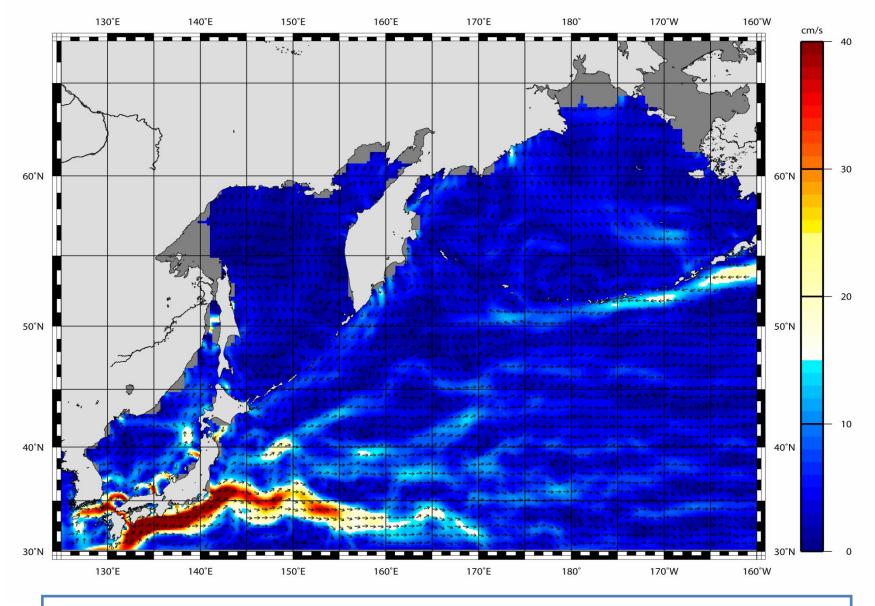
Среднегодовая дивергенция полных потоков: 2002



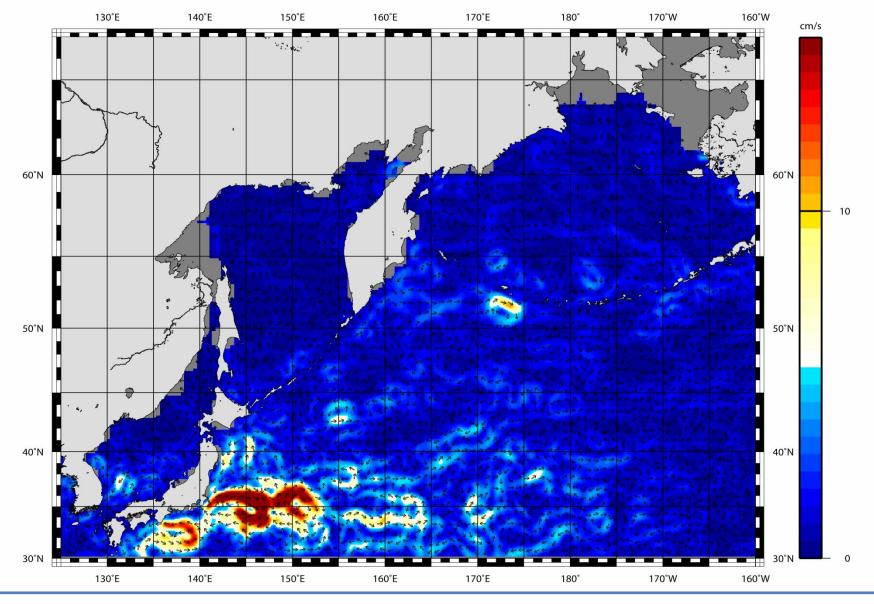
Математическое ожидание среднемесячных значений абсолютной динамической топографии поверхности моря: январь.



Математическое ожидание среднемесячных значений абсолютной динамической топографии поверхности моря: июль.



Среднемноголетние течения, рассчитанные по абсолютной динамической топографии поверхности моря



Среднемноголетние геострофические течения, рассчитанные по относительной динамической топографии поверхности моря

Интерпретация низкочастотной изменчивости колебаний уровня океана как распространение градиентно-вихревых волн в океане.

$$\begin{aligned} &\frac{d\,u}{d\,t} - f\,v + g\,\frac{\partial\,\xi}{\partial\,x} = F_x\,,\\ &\frac{d\,v}{d\,t} + f\,u + g\,\frac{\partial\,\xi}{\partial\,y} = F_y\,,\\ &\frac{\partial\,(uH\,)}{\partial\,x} + \frac{\partial\,(vH\,)}{\partial\,y} + \frac{\partial\,\xi}{\partial\,t} = 0\,, \end{aligned}$$

$$\xi(t, x, y,) = S \exp[i(-\omega t + \overline{k}_1 + \overline{k}_2)]$$

$$\frac{dv}{dt} + fu + g\frac{\partial \xi}{\partial y} = F_y,$$

$$\begin{cases}
\omega = -\frac{nf\frac{\partial \ln H}{\partial x} + m\left(\beta - \frac{\partial \ln H}{\partial y}f\right)}{\left(2m - \frac{\partial \ln H}{\partial x}\right)k_1 + \left(2n - \frac{\partial \ln H}{\partial y} + 2\frac{\beta}{f}\right)k_2}
\end{cases}$$

$$\omega = -\frac{k_1 \left(\beta - \frac{\partial \ln H}{\partial y}\right) + k_2 f \frac{\partial \ln H}{\partial x}}{k_1^2 + k_2^2 - n^2 + m^2 + m \frac{\partial \ln H}{\partial x} + n \left(\frac{\partial \ln H}{\partial y}\right) = 2 \frac{\beta}{f} + \frac{f^2}{gH}}$$

Волны Россби

$$\omega = -\frac{k_1 \beta}{\chi^2 + \frac{\beta^2}{f^2} + \frac{f^2}{gH}}$$

 $\omega = -\frac{\kappa_1 \beta}{\chi^2 + \frac{\beta^2}{c^2} + \frac{f^2}{gH}}$ Нейтральные Стационарные волны Россби

Струйные волны
$$\sigma k_1^2 - k_1^3 u_m + \frac{2u_m}{l^2} k_1 + \frac{\sigma}{R^2} = 0.$$
 Шельфовые волны

Склоновые волны

Топографические волны
$$\sigma(k_1^2 + n_1^2) + f\sigma(k_1 + n_1) + \frac{\sigma}{R^2} = 0$$
 $\alpha = \frac{\partial \ln H}{\partial x} = -\frac{\partial \ln H}{\partial y} = 10^{-6}$ м -1

$$\alpha = \frac{\partial \ln H}{\partial x} = -\frac{\partial \ln H}{\partial y} = 10^{-6}$$

Котловинные волны

$$s = \left\{ \frac{1}{2} \right\} = > \sigma = \frac{1}{T} = \frac{\omega}{2\pi} = \left\{ \frac{\frac{\beta_e}{(3.1\pi)^2 l}}{\frac{4\beta_e}{(5.3\pi)^2 l}} \right\}$$

Шельфовые волны с учетом основного течения

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \overline{V} \frac{\partial u}{\partial y} - fv + g \frac{\partial \xi}{\partial x} = 0,$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \overline{V} \frac{\partial v}{\partial y} + fu + g \frac{\partial \xi}{\partial y} = 0,$$

$$\frac{\partial (uH)}{\partial x} + \frac{\partial (vH)}{\partial y} + \frac{\partial \xi}{\partial t} = 0.$$

$$H = h_0 \exp \{ax\}$$

$$H = h_0 \exp \{ax\}$$

Фазовая скорость

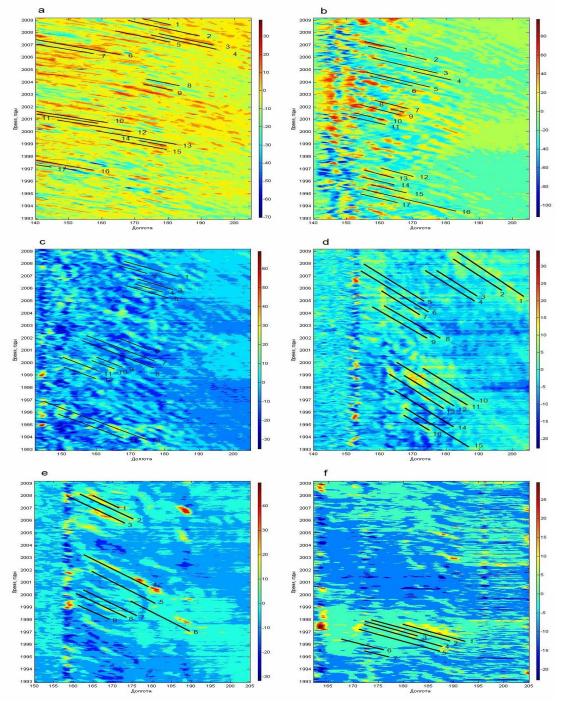
$$\sigma = -\frac{n_1 \left[\frac{\partial \ln H}{\partial x} f - \overline{V} \left(\chi^2 + \frac{1}{4} \left(\frac{\partial \ln H}{\partial x} \right)^2 \right) \right]}{\chi^2 + \frac{1}{4} \left(\frac{\partial \ln H}{\partial x} \right)^2 + R^{-2}}$$
 или
$$\sigma = \sigma_1 + \left(1 - A \right) V n_1$$

$$A = f^2 \left[gH \left(\chi^2 + \frac{1}{4} \left(\frac{\partial \ln H}{\partial x} \right)^2 + R^{-2} \right) \right]^{-1}$$

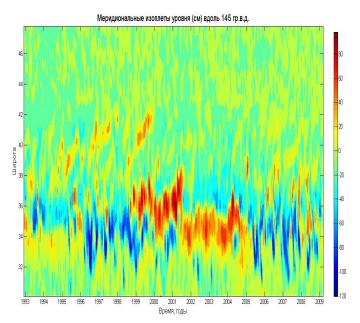
Групповая скорость

$$c_{g_2} = c_{g_2}^1 + (A^2 - A + 2k_2^2 R^2)A^{-2} \overline{V}$$

При развитии топографических волн на течении происходит не только доплеровское изменение частоты и фазовой скорости, но и существенная трансформация параметров волн за счет взаимодействия топографических волн с течением.



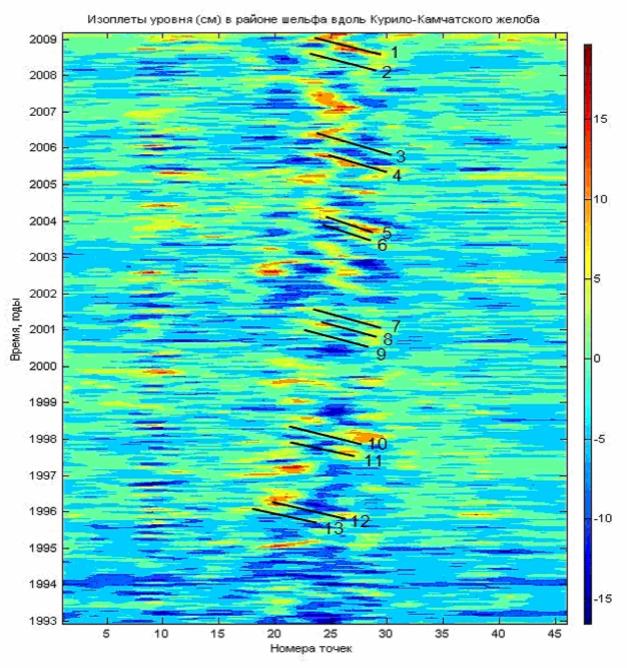
Зональные изоплеты в СЗТО вдоль 30, 35, 40, 45, 50 и 55° с.ш.



Меридиональные изоплеты вдоль 145° в.д.

Характеристики волн Россби по спутниковым зональным альтиметрическим изоплетам уровня в СЗТО

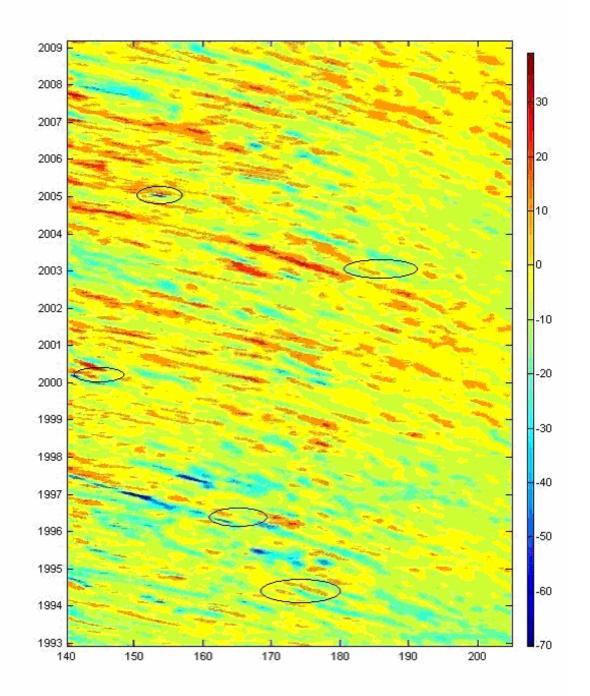
30°	с.ш.	35°	с.ш.	40°	с.ш.	45°	с.ш.	50°	с.ш.	55°	с.ш.
Длин а волн ы L , км	Пери од Т ,сут	Дли на волн ы L , км	Пери од Т ,сут								
620	110	905	284	522	162	385	284	109	110	143	122
425	73	862	243	522	162	370	243	315	219	103	81
425	73	905	284	427	122	385	284	576	365	103	81
680	110	905	284	617	284	385	284	360	292	168	162
890	146	905	284	474	203	385	284	274	183	168	162
540	73	774	162	332	162	294	162	360	292	113	122
540	73	949	284	617	162	389	284	159	110	103	81
480	73	949	284	522	243	389	284	245	219	103	81
720	110	774	243	522	162	364	243	576	365	168	162
720	110	862	243	522	162	322	243	360	292	168	162





Изоплеты уровня моря (см) вдоль Курило-Камчатского шельфа

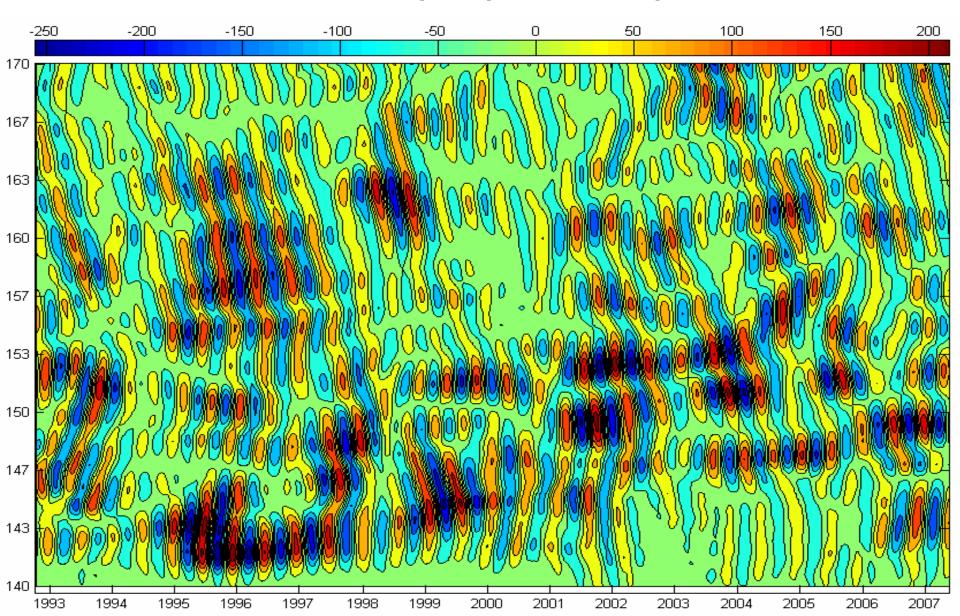
Фазовая скорость составляет 1,2 см/с.



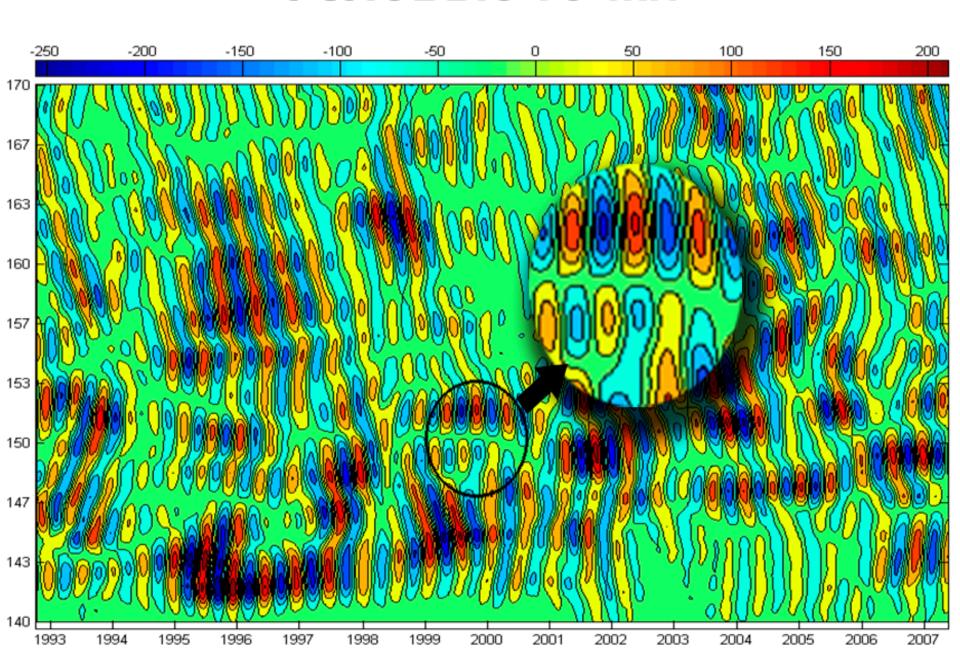
Кинематика стоячепоступательных волн в море и океане

Зональные изоплеты вдоль 30° N. Сезонный ход отфильтрован.

Изоплеты вейвлет-коэффициентов на зональном разрезе **35** град. с.ш.



Узловые точки



Средние длины волн, периоды, оценки расстояния между узлами и фазовая скорость распространяющихся между узлами стоячепоступательных волн Россби в зависимости от широты

Широта, ° с.ш.	30	35	40	45	50	55
Средняя длина волны (км)	604	879	508	367	333	134
Средний период (сут.)	95	259	182	259	245	121
Оценки расстояния между узлами (км)	450- 2000	450- 2200	250-1800	350- 1800	200- 800	200- 800
Фазовая скорость между узлами (см/с)	7.4	3.9	3.2	1.6	1.5	1.3

Кинематическая модель стояче-поступательной волны

$$\xi = A\cos(mx)\cos(ty)\cos(\sigma t - kx - ny)$$

$$U = -\frac{g}{f} \frac{\partial \xi}{\partial y}, \qquad V = \frac{g}{f} \frac{\partial \xi}{\partial x}$$

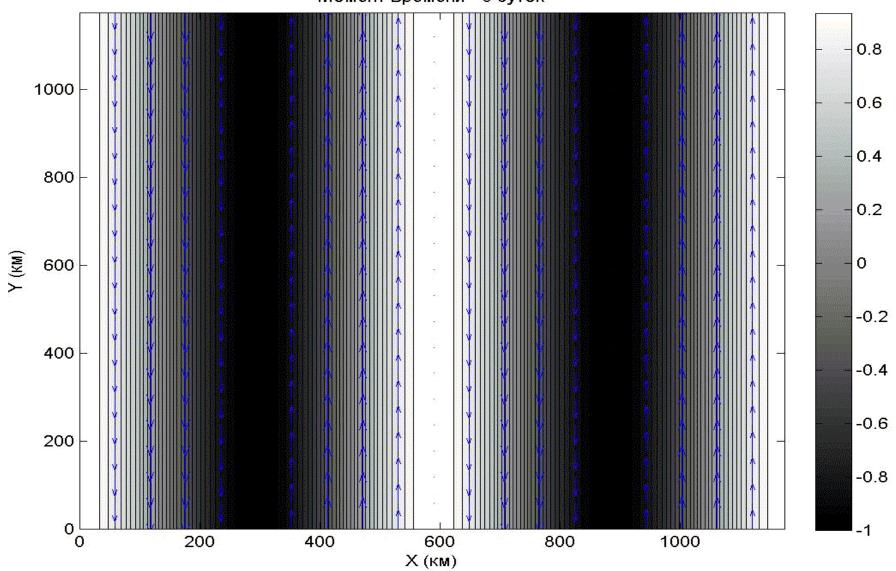
$$\begin{cases} U = \frac{g}{f} A \cos mx \cdot (-l \cdot \sin(ly) \cos(\sigma t - kx - ny) + n \cdot \cos(y) \sin(\sigma t - kx - ny)), \\ V = \frac{g}{f} A \cos ly \cdot (-m \cdot \sin(mx) \cos(\sigma t - kx - ny) + k \cdot \cos(mx) \sin(\sigma t - kx - ny)) \end{cases}$$

 $m = I = \pi / 590$ рад км-1 , k = -2 $\pi / 590$ рад км-1, n = 0, $\sigma = 2$ $\pi / 110$ рад сут.-1 .

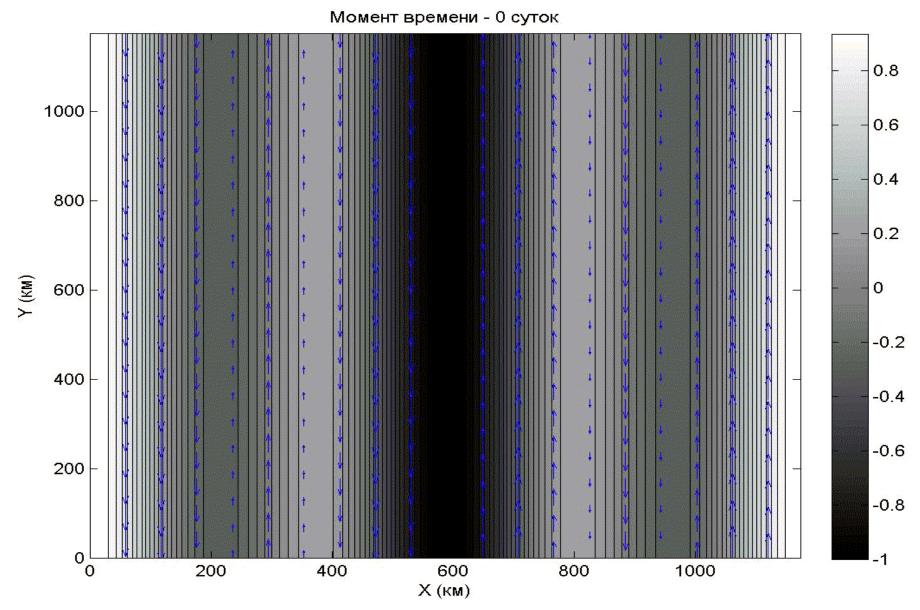
$\xi = A\cos(\sigma t - kx)$

Поступательная волна

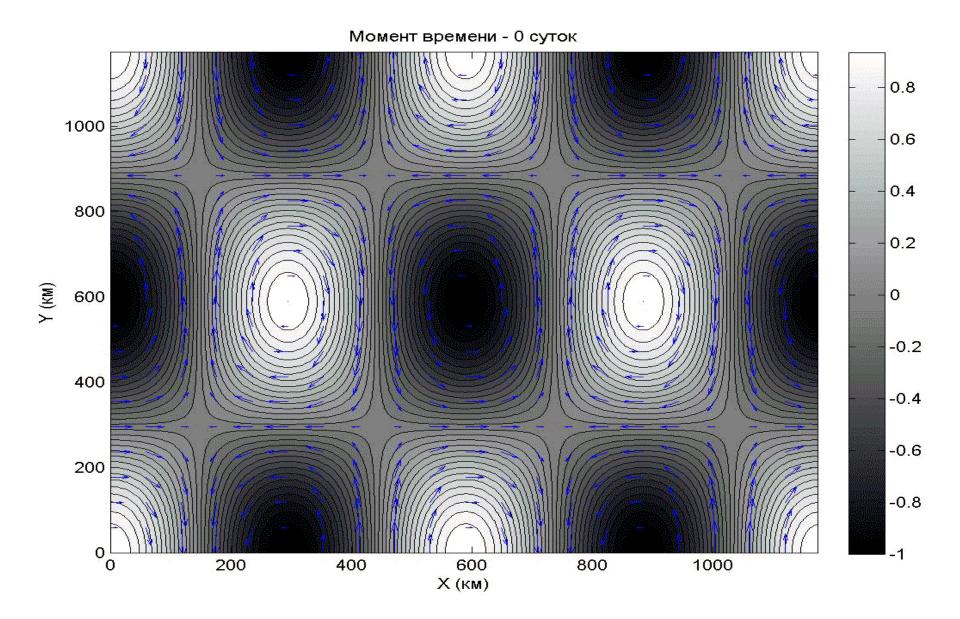
Момент времени - 0 суток



Зональная стояче-поступательная волна $\xi = A \cos(mx) \cos(\sigma t - kx)$

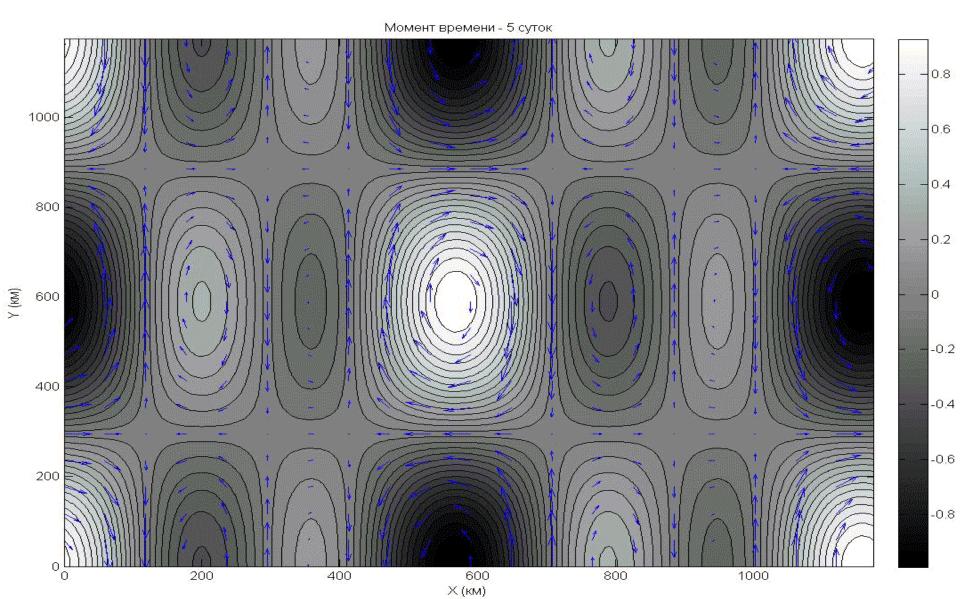


Зональная поступательная волна, гармонически модулированная по амплитуде в меридиональном направлении $\xi = A \, \cos(\, ly \,) \, \cos(\, \sigma \, t - k \, x \,)$



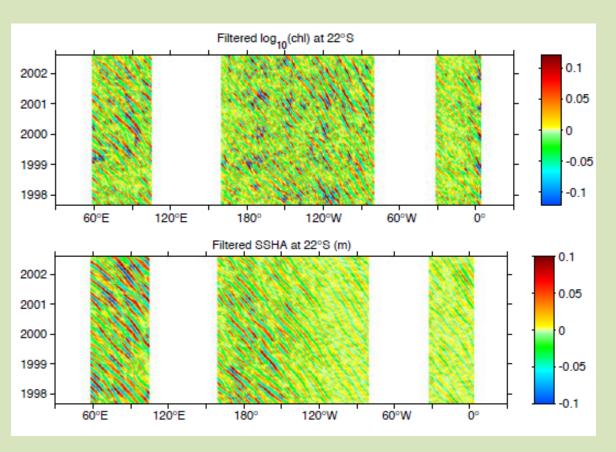
Стояче-поступательная волна

$$\xi = A\cos(mx)\cos(ly)\cos(\sigma t - kx - ny)$$



Таким образом, вопреки сложившимся феноменологическим представлениям низкочастотной волновой динамике, как в морях, так и в открытом океане доминируют не поступательные, а стояче-поступательные градиентно-вихревые волны типа волн Россби.

Адвекция хлорофилла волнами Россби



$$u(t, x, y) = \overline{u}(t, x, y) + u'(t, x, y),$$

$$v(t, x, y) = \overline{v}(t, x, y) + v'(t, x, y),$$

$$\theta(t, x, y) = \overline{\theta}(t, x, y) + \theta'(t, x, y)$$

- 1. Исключаются квадратичные нелинейности.
- 2. Предполагается, что флуктуационные поля не влияют на средние значения.

Модель

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} = A \mathcal{A} \theta + a_1 \theta + a_2 \theta^2$$

$$\frac{\partial \theta'}{\partial t} + \overline{u} \frac{\partial \theta'}{\partial x} + u' \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial x} + \overline{v} \frac{\partial \theta'}{\partial y} + v' \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial y} = 0$$

$$u'(t, x, y) = 0, v'(t, x, y) = A(y) \cdot e^{i(\sigma t - kx)}$$

$$\operatorname{Re} \theta(t, x, y) = \begin{cases} -A(y) \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial y} \\ \overline{(\sigma - \overline{u} k)} \sin (\sigma t - kx) + \Phi (\overline{u} t - x), & \sigma - \overline{u} k \neq 0, \\ -A(y) \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial y} t \cos (\sigma t - kx) + \Phi (\overline{u} t - x), & \sigma - \overline{u} k = 0 \end{cases}$$

Связь волновых возмущений в поле концентрации хлорофилла с волновыми возмущениями уровня океана

$$\frac{\partial \overline{u}}{\partial x} = 0 \qquad \operatorname{Re} \xi(t, x, y) = -\frac{H(x, y)}{\sigma} \frac{\partial A(y)}{\partial y} \cdot \sin(\sigma t - k x)$$

Поля концентрации хлорофилла могут быть индикаторами планетарных волн в океане. Регистрируемое альтиметрами периодическое изменение уровня происходит с теми же частотами и волновыми числами, как и изменение меридиональной составляющей скорости. Характеристики перемещающихся волн Россби, получаемые из анализа изоплет, являются и характеристиками волновых возмущений в поле хлорофилла.

Связь низкочастотной изменчивости адвекции тепла и уровня в Северо-западной части Тихого океана

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} = A \Delta T + \frac{q}{h}$$

Вывод: характеристики волн Россби являются и характеристиками меридиональной составляющей скорости течения в волне и также характеристиками волновых возмущений в поле температуры.

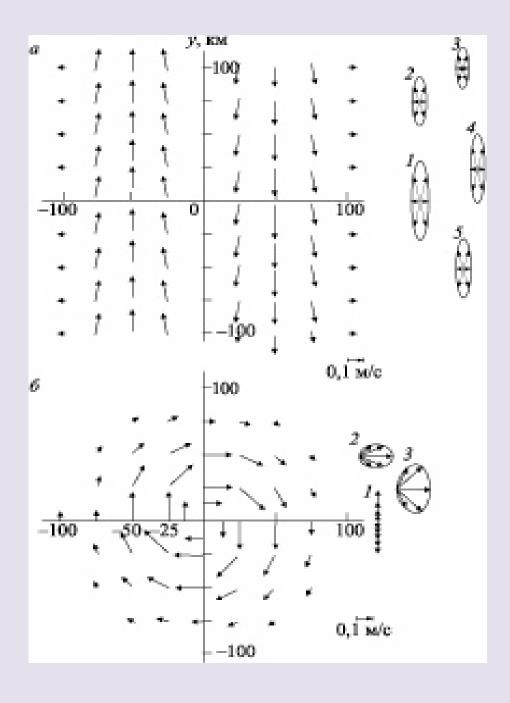
Это позволяет оценить масштабы низкочастотной изменчивости температуры в Северо-западной части Тихого океана.

В поле уровня были выделены квазидвух-трех-летние, квазишестилетние циклы и 10-летние циклы, которые через адвективный механизм в волнах Россби характеризуют также и низкочастотную изменчивость температуры воды в акватории.

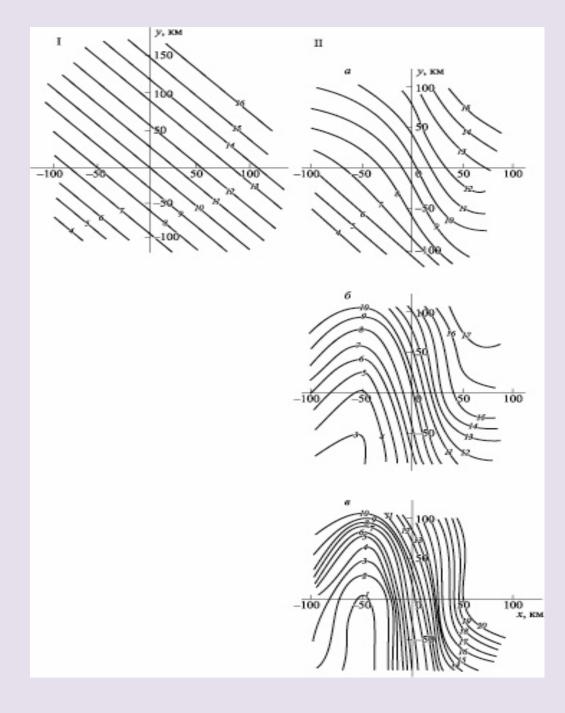
$$u = -\frac{g}{f^2} \left(\frac{\partial^2 \xi}{\partial t \partial x} + f \frac{\partial \xi}{\partial y} \right), \quad v = -\frac{g}{f^2} \left(\frac{\partial^2 \xi}{\partial t \partial y} - f \frac{\partial \xi}{\partial x} \right),$$

$$\xi = Ae^{-n|y|}\cos(kx - \sigma t),$$

$$\xi = Ae^{-a(x-x_0)^2 - b(y-y_0)^2}$$

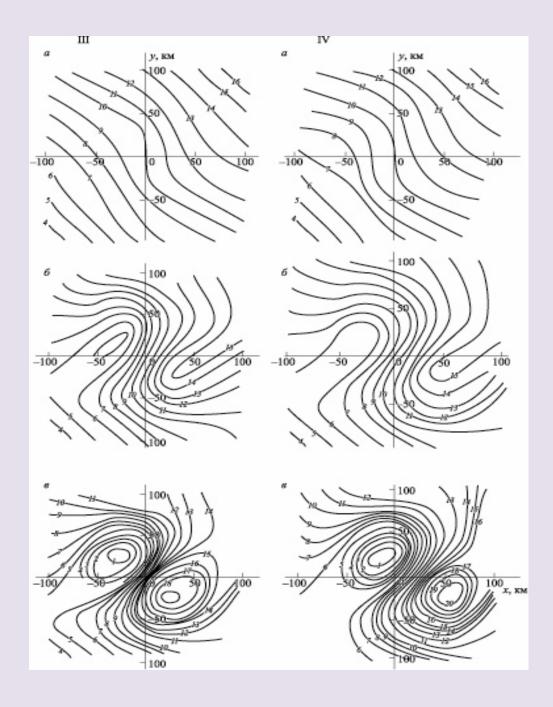


- Пространственное распределение векторов скоростей течений в волне, перемещающейся с фазовой скоростью 0,2 см/с.
- Розы скоростей течений на различных расстояниях от оси ОХ: а) 0 км;
 - б) 7,5 км;
 - в) 10 км;
 - r) 25 km;
 - д) 50 км.

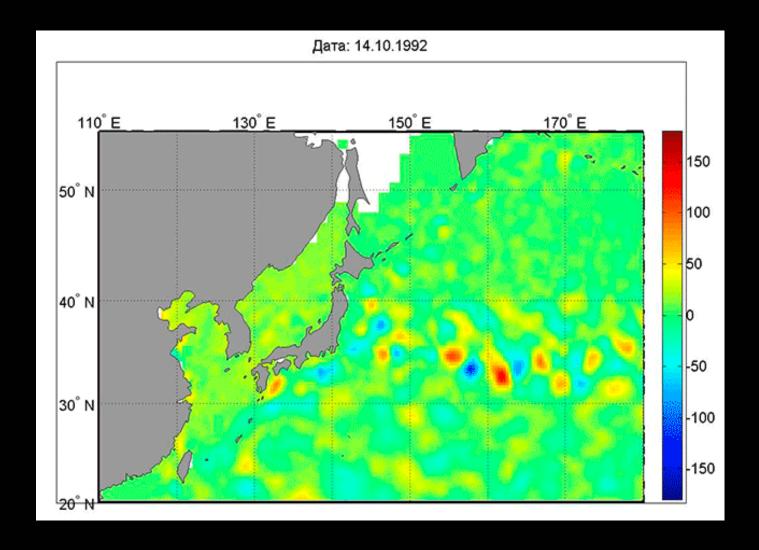


• Графики температурных полей в начальный момент времени (I) и при прохождении волны с фазовой скоростью 0,2 см/с (II). Изотермы даны в °C; II-IV: а-в соответственно через 1, 5, 10 суток.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y}.$$



Графики температурных полей в начальный момент времени (I) и при неподвижном вихре (III) и перемещающемся со скоростью 0,2 см/с (IV). Изотермы даны в °C; соответственно через 1, 5, 10 суток.



Спасибо за внимание!