# Межгодовая изменчивость течений в Японском и Охотском морях по данным спутниковых измерений

# Д.К. Старицын, П.В. Лобанова

Санкт-Петербургский государственный университет Санкт-Петербург 199178, Россия E-mail: st036@yandex.ru, pl19@mail.ru

Развитие спутниковой альтиметрии открыли широчайшие возможности в получении информации об изменчивости геострофических течений в широком диапазоне пространственно-временных масштабах. Вместе с тем, еще существует целый ряд слабо исследованных проблем, необходимых для понимания и решения вопроса энергоснабжения и классификации по масштабам изменчивости непериодических течений.

Спорным остается вопрос, в каких характерных пространственно-временных масштабах происходит энергоснабжение океана, определяющее величину и интенсивность непериодических течений. Не ясен механизм влияния волновых процессов на формирование полей скоростей и полей масс. Эти и другие проблемы остаются препятствием в правильной постановке, обработке и анализе дистанционных измерений, в особенности, при выборе пространственно-временных масштабов осреднения дистанционной информации и их согласования с данными судовых наблюдений.

В статье на основе спутниковой альтиметрической информации оценена межгодовая и сезонная изменчивость непериодических течений в Японском и Охотском морях в период 1993–2010 гг. На основе спектрального анализа выделены основные энергонесущие максимумы на частотах соответствующим периодам 5–6 лет, 2–3 года, год и полгода. Оценена амплитуда и вклад выделенных колебаний в общую дисперсию изменчивости меридиональных и зональных составляющих непериодических течений. Показано, что энергия в поле течений главным образом сосредоточена на сезонных частотах. Выдвигается гипотеза, что выраженные сезонные колебания в поле непериодических течений в исследуемых морях связаны с динамическими процессами, обусловленными низкочастотными градиентно-вихревыми волнами, возбуждаемыми в морях, тангенциальным напряжением ветра и градиентами атмосферного давления.

Ключевые слова: спутниковые данные, спектральный анализ, динамика течений.

### Введение

В настоящее время, возможностей изучения пространственно-временных возмущений течений стало гораздо больше, благодаря применению и совершенствованию дистанционных методов измерений с искусственных спутников Земли. Вместе с тем, существует еще целый ряд неисследованных или слабо исследованных проблем, необходимых для понимания и решения вопроса классификации по масштабам изменчивости гидрометеорологических процессов.

Спорным остается вопрос, в каких характерных пространственно-временных масштабах происходит энергоснабжение океана, определяющее величину и интенсивность непериодических течений. Не ясен механизм влияния волновых процессов на формирование полей скоростей и полей масс. Эти и другие проблемы остаются препятствием в правильной постановке, обработке и анализе дистанционных измерений, в особенности, при выборе пространственно-временных масштабов осреднения дистанционной информации и их согласования с данными судовых наблюдений. Целью настоящей работы является оценка пространственно-временной изменчивости геострофических течений, полученных на основе спутниковых данных, в Японском и Охотском морях в широком диапазоне характерных масштабов.



Рис. 1. Схема пунктов в Японском и Охотском морях, в которых оценивались геострофические течения

#### Исходные данные

В качестве исходной информации использовались временные ряды, полученные по данным спутниковых измерений за период 1993–2010 гг., в пунктах, представленных на *рис. 1*:

1) Временные ряды спутниковых альтиметрических измерений для Японского и Охотского морей;

2) Временные ряды зональных (U) и меридиональных (V) составляющих скоростей геострофических течений;

Альтиметрические данные получены с сайта AVISO. Массив представляет собой комбинацию измерений трёх спутников: Topex/Poseidon, JASON и ERS-1,2 (http://las.aviso.oceanobs.com/las/servlets/dataset) в пунктах, расположенных в узлах регулярной сетки, с

шагом один градус. Рассматривались данные массива аномалий уровня моря, полученные как отклонение высоты поверхности моря от среднего значения.

Составляющие скоростей течений получены из уравнений движения в предположении о балансе сил гидродинамического давления и силы Кориолиса с помощью простых соотношений:

$$U_s = -\frac{g}{f}\frac{\partial\xi}{\partial y}; \qquad V_s = \frac{g}{f}\frac{\partial\xi}{\partial x},$$

где  $U_s$  и  $V_s$  – составляющие скорости течения по осям *x*, *y* декартовой системы координат; *g* - ускорение свободного падения (9,8 м/с<sup>2</sup>); *f* - параметр Кориолиса;  $\xi$  - уровень моря по альтиметрическим данным.

### Оценки изменчивости непериодических течений Японского и Охотского морей

Хорошо известно, что главными факторами, влияющими на формирование динамического и термического режима Японского моря, являются взаимодействие с атмосферой и водообмен через проливы со смежными бассейнами (Трусенкова и др., 2007; Юрасов и др., 1994; Miita et al., 1984). Первый из этих факторов оказывает наибольшее влияние на северную и северо-западную части Японского моря (*puc. 2a*). Здесь под действием северо-западных муссонных ветров, несущих из материковых районов в зимний сезон холодные массы воздуха, поверхностные воды в процессе теплообмена с атмосферой значительно охлаждаются.



Рис. 2. Схемы течений Японского (а) и Охотского (б) морей, заимствованные из (Ростов и др., 2001), и непериодические течения по спутниковым данным (в)

Преобладание зимой северо-западных муссонных ветров усиливает слабое в остальное время года Приморское течение, несущее в Японское море холодные и относительно пресные воды. Водообмен через проливы оказывает доминирующее влияние на гидрологический режим южных и восточных областей бассейна (Ростов и др., 2001). Втекающее через Корейский пролив теплое Цусимское течение (ветвь течения Куросио), приносит в северовосточную часть моря теплые трансформированные воды субтропического происхождения и формирует фронт (северный полярный фронт или субполярный фронт) между более теплыми и солеными водами Цусимского течения и холодными менее солеными водами северо-западного сектора моря (Старицын, 2009). Этот фронт относится к фронтам прибрежных пограничных течений или, по классификации К.Н. Федорова (Фёдоров, 1983), к климатическим циркуляционно-интрузионным фронтам, так как причиной его образования является взаимодействие второстепенной ветви общей циркуляции (Цусимского течения) и вод северо-западной части Японского моря.

Представления о непериодических течениях Охотского моря до настоящего времени в основном базируются на схемах геострофической циркуляции, хотя, судя по ряду инструментальных наблюдений и расчетов различных авторов (Белоненко и др., 1997; Ohshima et al., 2002), лишь в летний период геострофическая циркуляция вод может давать близкую к действительности картину непериодических течений в Охотском море.

Главной особенностью циркуляционной системы вод Охотского моря является общее циклоническое движение вод вдоль границ всего бассейна (*puc.*  $2\delta$ ). На фоне общего круговорота в различных районах моря прослеживаются локальные области с антициклонической и циклонической циркуляцией, занимающие обширные участки акватории, и вихревые образования более мелкого масштаба. К областям с устойчивой антициклонической циркуляцией относятся круговороты, расположенные над впадиной ТИНРО, к западу от южной оконечности Камчатки и в районе Курильской котловины. Относительно устойчивые звенья общего круговорота вод Охотского моря в теплый период года получили названия самостоятельных течений с соответствующей географической привязкой: Камчатское (Западно-Камчатского) и Компенсационное, Пенжинское, Ямское, Северо-Охотское течение и противотечение, Восточно-Сахалинское, Срединное и течение Соя. Важную роль в поддержании отдельных элементов общей циркуляции вод моря принадлежит проливам, через которые оно сообщается с Тихим океаном и Японским морем. Существуют также более ранние представления о непериодических течениях на основе динамического метода, представленные в работах (Леонов, 1961; Морошкин, 1964; Чернявский, 1981). На наш взгляд наиболее полную картину геострофической циркуляции Охотского моря отражает схема, составленная по данным В.Н. Чернявского (Чернявский, 1981).

На *рис.* 26 представлены непериодические течения Японского и Охотского морей, вычисленные по данным спутниковой альтиметрической информации. Обращает на себя

внимание хорошее соответствие, вычисленного поля течений с существующими схемами непериодических течений.

Рассмотрим оценки математического ожидания ( $m_u$ ,  $m_v$ ) и среднеквадратического отклонения ( $\sigma_u$ ,  $\sigma_v$ ) составляющих геострофических течений Японского и Охотского морей, представленных на *рис. 3*.



Рис. 3. Пространственное распределение математического ожидания (а,б) и среднеквадратического отклонения (в,г) составляющих геострофических течений Японского и Охотского морей

В Японском море самые большие значения в поле скорости оценки  $m_u$  наблюдаются на юге (до 12–14 см/с) в полосе между 37°–38° с.ш. в водах Восточно-Корейского и Цусимского течений (*puc. 3a*). По мере продвижение на север, средняя скорость этой характеристики уменьшается до 5–6 см/с в районе Сангарского пролива и 2–3 см/с в районе пролива Лаперуза. С удалением от стрежней этих потоков на запад и северо-запад, оценка  $m_u$  также уменьшается до 4–6 см/с в потоке Северо-Корейского течения и до 2 см/с в Приморском течении. В водах Татарского пролива значения  $m_u$  не превышают 3 см/с.

В Охотском море максимальные значения в поле  $m_u$  наблюдаются на крайнем юге (до 8–10 см/с) - в зоне действия течения Соя. В центральной части района  $m_u$  переходит через нулевые значения, меняет знак и остаётся отрицательной со скоростями не превышающими -2 см/с. Отмечаются отдельные очаги увеличения  $m_u$  до 8 см/с вдоль Курильского шельфа.

Поле оценки  $m_v$  в Японском море имеет более сложную конфигурацию, чем поле  $m_u$  (*puc. 36*). Изолиния «0» условно разделяет северо-западную часть моря от восточной части. В северо-западной части Японского моря в водах Приморского течения преобладают отрицательные оценки математического ожидания  $m_v$  от 0 до -6 см/с, в то время как в динамически активных районах на юге и востоке моря господствуют положительные оценки  $m_v$  со значениями до 12 см/с.

На *рис. Зв* представлено поле среднеквадратического отклонения  $\sigma_u$ . В Японском море в стрежне Цусимского течения оценка  $\sigma_u$  увеличивается до максимальных значений 8–12 см/с, затем в направлении на север в районе Сангарского пролива уменьшается до 4 см/с. В зоне действия Приморского течения  $\sigma_u$  изменяется 2–4 см/с. В Татарском проливе  $\sigma_u$  не превышает значений 2 см/с.

В Охотском море максимальные оценки  $\sigma_u$  наблюдаются в районе Курильских проливов вдоль Курильской гряды (*рис. Зв*). Здесь  $\sigma_u$  изменяется от 4 см/с на юге, до 8 см/с в районе центральных Курил. На шельфе западной Камчатки 2–4 см/с.

При рассмотрении распределения оценки  $\sigma_v$  (*рис. 3г*) в Японском море, прежде всего, обращает на себя внимание, что в потоках Цусимского течения эта оценка имеет максимальные значения 12–13 см/с. На юге в районе Цусимского пролива – 7–8 см/с. В центральной части моря в полосе широт Сангарского пролива  $\sigma_v$  изменяется в пределах 7–3 см/с. Далее на север, в Приморском течение оценка  $\sigma_v$  не превышает 3 см/с, увеличиваясь до 7 см/с в проливе Лаперуза. В Татарском проливе величина  $\sigma_v$  находится в пределах 3–4 см/с.

В Охотском море распределение оценки σ<sub>ν</sub> имеет зону максимальных значений 8– 10 см/с вдоль шельфа Курильской гряды и 6 см/с в зоне течения Соя, 3–6 см/с в потоке Восточно-Сахалинского течения и 3–4 см/с на шельфе Западной-Камчатки.

# Спектральные оценки составляющих скоростей течений в Японском море

В связи с существенными различиями термодинамических условий Японского моря, будем рассматривать спектральные оценки течений отдельно для южной (35<sup>0</sup>– 37<sup>0</sup> с.ш.), центральной (38°–42° с.ш.) и северной (43°–46° с.ш.) его частей.





Рис. 4. Спектры S<sub>u</sub> и S<sub>v</sub> среднемесячных рядов составляющих скоростей течений в южной, центральной и северной частях Японского моря: а – спектры зональной составляющей (U), б – спектры меридиональной составляющей(V)

В южной части (35°–37°с.ш.) энергонесущие максимумы зональной составляющей хорошо выделяются на периодах 22, 12, 8 и 6 месяцев. В спектрах меридиональной составляющей энергетические максимумы расположены на 17, 12, 8, и 6 месяцах. Колебания с периодом 72–75 месяцев (6 лет) на юге выделяются слабо. Чаще всего максимумы спектральной плотности на этих частотах не укладываются в доверительные интервалы. Оценки спектров в южной части Японского моря представлены в *табл. 1*.

Хорошо видно, что величина дисперсии для *V* больше, чем для *U*. Дисперсия годовых колебаний почти более чем в 2 раза превосходит дисперсию межгодовых.

$S_u$			$S_{v}$		
частота	период (месяцы)	спектральная плотность	частота	период (месяцы)	спектральная плотность
0,0463	22	570	0,060	17	1040
0,0833	12	1375	0,083	12	2467
0,1250	8	346	0,125	8	434
0,1667	6	596	0,167	6	1032

Таблица 1. Результаты спектрального анализа составляющих геострофических течений в южной части Японского моря (35<sup>0</sup> - 37<sup>0</sup> с.ш.)

В центральной части Японского моря ( $38^0-42^0$  с.ш.) для спектров  $S_u$  характерно появление значимых пиков, превышающих 90% доверительный интервал, на периоде 6 лет, а в спектрах  $S_v$  - на периоде 2 - 3 года.

На западе центральной части в спектрах  $S_v$  значимых пиков на периоде 12 месяцев не отмечается, однако, имеются выраженные пики на близких периодах - 13 и 10 месяцев, что, по-видимому, связано с существенной нестационарностью сезонных колебаний по амплитуде и фазе (*табл. 2*). Во внутрисезонном диапазоне частот значимые пики спектральной плотности отмечаются на периодах 8 и 6 месяцев.

Таблица 2. Результаты спектрального анализа составляющих геострофических течений в центральной части Японского моря (38<sup>0</sup>–42<sup>0</sup> с.ш.)

S <sub>u</sub>			S.				
Запал центральной част			ти (38 <sup>0</sup> -42 <sup>0</sup> с ш. 128 <sup>0</sup> - 131 <sup>0</sup> в л.)				
частота	период (месяцы)	спектральная плотность	частота	период (месяцы)	спектральная плотность		
0,0135	74	1522	0,046	21,6	798		
0,0278	36	606	0,074	13,5	238		
0,0833	12	796	0,097	10,3	385		
0,1759	6	488	0,125	8,0	642		
			0,153	6,5	442		
	Восток центральной части (38°-42° с.ш.; 136° – 140° в.д.)						
0,037	27	648	0,0132	76	495		
0,060	17	412	0,037	27	454		
0,079	13	543	0,083	12	417		
0,120	8	175	0,111	9	91		
			0,153	6,5	125		

На востоке центрального района (на шельфе Японии) в спектрах  $S_u$  максимальная энергия сосредоточена на 2–3 годовых и годовых периодах. Из *табл. 2* хорошо видно, что оценка спектральной плотности на всех выделенных частотах на западе превышает подобную оценку на востоке центральной части моря, что обусловлено большей энергетической активностью колебаний скоростей течений в западных районах центральной части Японского моря.

В северной части (43°–46° с.ш.) частотно-временные спектры  $S_u$  и  $S_v$  указывают на усиление роли межгодовой изменчивости составляющих течений (*puc. 4*). На фоне уменьшения общей дисперсии, в спектрах доминируют максимумы на частотах соответствующих межгодовым временным масштабам 6 лет и 2 года. Оценки спектров, представленные в *табл. 3*, показывают, что дисперсия в спектрах  $S_v$  на порядок превышает (кроме 6-летних возмущений) дисперсию зональных составляющих течений в спектрах  $S_u$ .

Su			$S_{\nu}$		
частота	период (месяцы)	спектральная плотность	частота	период (месяцы)	спектральная плотность
0,014	72	116	0,014	72	391
0,042	24	40	0,037	27	378
0,083	12	74	0,083	12	219
0,167	6	31	0,130	8	156

Таблица 3. Результаты спектрального анализа составляющих течений в северной части Японского моря (43° - 46°с.ш.)

## Спектральные оценки составляющих скоростей течений в Охотском море

Спектральные оценки составляющих скоростей течений в Охотское море будем рассматривать также отдельно: для южной (44°–46°с.ш.), центральной (47°–50°с.ш.) и северной (51° - 54°с.ш.) его частей.

На *рис.* 5 представлены спектры для среднемесячных значений составляющих U и  $V(S_u \, {\rm u} \, S_v)$  во всех рассматриваемых частях Охотского моря.



Рис. 5. Спектры S<sub>u</sub> и S<sub>v</sub> среднемесячных рядов составляющих течений в южной, центральной и северной частях Охотского моря: а – спектры зональной составляющей (U), б – спектры меридиональной составляющей (V)

В его южной части (44<sup>0</sup>–46<sup>0</sup> с.ш.) зоны энергоснабжения соответствуют следующим характерным временным масштабам: 6-летним, 1,5-летним, годовым (сезонным) и полугодовым (*puc. 5*). Кроме того, можно отметить отсутствие значимых пиков спектральной плотности на частоте 2-летних колебаний, и значительный вклад сезонных колебаний (*maбл. 4*).

Таблица 4. Результаты спектрального анализа составляющих геострофических течений в южной части Охотского моря (44<sup>0</sup>–46<sup>0</sup> с.ш.)

Su			$S_{v}$		
частота	период (месяцы)	спектральная плотность	частота	период (месяцы)	спектральная плотность
0,0127	78	742	0,013	76	1419
0,056	18	272	0,083	12	1545
0,088	12	1068	0,171	6	381
0,181	6	474			

В спектрах изменчивости течений на западе центральной части выделяются колебания 6-летнего и годового периодов. Кроме того, в спектрах  $S_v$  можно отметить пики в диапазоне временных масштабов 1,5 года (*табл. 5*).

$S_u$			$S_{v}$			
Запад центральной части (47 <sup>0</sup> -50 <sup>0</sup> с.ш.; 143 <sup>0</sup> -149 <sup>0</sup> в.д.)						
частота	период (месяцы)	спектральная плотность	частота	период (месяцы)	спектральная плотность	
0,014	72	123	0,014	72	76	
0,056	18	14	0,056	18	22	
0,083	12	95	0,083	12	97	
0,116	9	11	0,116	9	8	
0,167	6	11	0,167	6	10	
Восток центральной части (47 <sup>0</sup> -50 <sup>0</sup> с.ш.; 150 <sup>0</sup> -155 <sup>0</sup> в.д.)						
0,023	43	245	0,0185	54	220	
0,056	18	200	0,0741	14	234	
0,083	12	209	0,1157	9	83	
0,162	6	260	0,1343	7	87	
0,218	5	143	0,1667	6	111	

Таблица 5. Результаты спектрального анализа составляющих скорости течений в центральной части Охотского моря (47°–50° с.ш.)

На востоке центральной части моря в районе Курильских проливов усиливается роль полугодовых и синоптических составляющих течений. Хорошо видно, что энергия полугодовых колебаний в спектрах *Su* превышает энергию межгодовых и годовых периодов.

В северной части ( $51^0-54^0$  с.ш.) рассматриваемой акватории Охотского моря в межгодовом диапазоне частот значимые пики спектральной плотности отмечаются на периодах 3,5–5 лет, 1,5 года, 1 год, а в синоптическом диапазоне - на периодах 5–7 месяцев (*puc. 5*). Особенностью спектров течений северной части можно считать наличие в спектрограммах  $S_u$  хорошо разрешённых пиков в диапазоне частот, соответствующих полугодовым периодам. Так, на шельфе западной Камчатки (Прикамчатская область) значимые пики спектральной плотности, превышающие 95% доверительный интервал, чаще всего приходятся на периоды 5-7 месяцев (*maбл. 6*).

Su			$S_{v}$				
Северная часть (51 <sup>0</sup> -54 <sup>0</sup> с.ш., 143 <sup>0</sup> -153 <sup>0</sup> в.д.)							
частота	период (месяцы)	спектральная плотность	частота	период (ме- сяцы)	спектральная плотность		
0,014	72	58	0,014	72	190		
0,032	31	29	0,042	24	71		
0,042	24	49	0,065	15	162		
0,083	12	58	0,083	12	183		
0,148	7	22	0,167	6	59		
0,176	6	12					
Прикамчатская область (51 <sup>0</sup> -54 <sup>0</sup> с.ш., 154 <sup>0</sup> -156 <sup>0</sup> в.д.)							
0,023	43	9	0,01	100	23		
0,046	22	7	0,032	31	29		
0,083	12	60	0,051	20	31		
0,153	7	12	0,083	12	113		
0,176	6	42	0,167	6	73		
0,236	4	17	0,213	5	20		

Таблица 6. Результаты спектрального анализа составляющих геострофических течений в северной части Охотского моря (51<sup>0</sup>–54<sup>0</sup> с.ш.)

Более того, в северной части очевидна высокая интенсивность годовых и синоптических колебаний. Видно, что оценки спектральной плотности в синоптическом диапазоне частот больше, чем в межгодовом диапазоне.

# Пространственное распределение амплитуды и вклада колебаний различных временных масштабов в изменчивость течений

Обратимся к результатам расчета амплитуды (см/с) на выделенных характерных периодах и доли вклада (%) в общую дисперсию колебаний скорости непериодических течений. Расчет амплитуды проводился с помощью соотношения:

$$\mathbf{A} = \sqrt{2\Delta\omega}\widetilde{S}(\omega) \,,$$

где  $\Delta \omega$  - граница боковых полос значимого пика, а  $\tilde{S}(\omega)$  - значение функции спектральной плотности на несущей частоте (Старицын, 2012).

Оценки амплитуды 5-6 летних колебаний составляющих течений U и V представлены на *рис.* 6. Видно, что в Японском море в низкочастотной области амплитуда 5-6 летних циклов составляющей U изменяется от 2–4 см/с на юге в стрежнях главных потоков, до 6– 8 см/с - в центральной части моря. К северу от 42<sup>0</sup> с.ш. амплитуда U уменьшается до 1 см/с. Вклад 5-6 летних колебаний U на большей части акватории Японского моря равен 10–20% (*рис.* 7). Наименьшие его оценки (менее 10 %) характерны для западного побережья Японии. Увеличение доли вклада U до 40% наблюдается в двух районах, расположенных вдоль 40<sup>0</sup> с.ш.: у восточного побережья Кореи и в центральной части Японского моря.



Рис. 6. Пространственное распределение амплитуды (см/с) колебаний составляющих скорости течений для выделенных периодов в Японском и Охотском морях



Рис. 7. Пространственное распределение вклада (%) колебаний составляющих скорости течений для выделенных периодов в Японском и Охотском морях

Амплитуда 5-6 летних колебаний составляющей V достигает максимума 10–12 см/с на востоке моря в стрежне Цусимского течения. Далее на север и северо-восток амплитуда V уменьшается и составляет в районе Сангарского пролива 1 - 2 см/с. К северу от Сангарского пролива амплитуда вновь увеличивается до 4 см/с. Кроме того, значения 30 - 40% присущи и северным районам Японского и Охотского морей ( $51^0-54^0$  с.ш. и  $147^0-152^0$  в.д.). В Охотском море подобную величину вклада можно обнаружить также на юго-востоке. На остальной рассматриваемой акватории моря вклад V изменяется в пределах 10–20%.

В Японском море максимальная амплитуда колебаний составляющей U скорости течений с 2-3 летним периодом отмечается в районе схождения Восточно-Корейского и Северо-Корейского течений (*puc. 6*), достигая 12 см/с. Другая локальная область максимальных амплитуд U просматривается на юго-востоке моря вдоль шельфа западной Японии в потоке Цусимского течения. Эта особенность может быть связана с захватом низкочастотных движений берегом, а также неоднородностями рельефа дна, проявляющаяся в генерации волн Кельвина и топографических волнах (типа шельфовых), амплитуда которых значительно уменьшается при движении от берега в сторону открытого моря. Действительно, в направлении центральной части моря и к северу от этой зоны, амплитуда уменьшается до 1–3 см/с. При рассмотрении вклада 2-3 летних колебаний составляющей U в общую изменчивость, обращает на себя внимание соответствие максимальных зон амплитуд и зон максимальных значений вклада, которые достигают 40–50% (*puc. 7*). В остальных районах Японского моря вклад 2-3 летних колебаний U не превышает 10–20%.

В Охотском море выраженный максимум амплитуды 2-3 летних колебаний составляющей U, достигающий 5–6 см/с, наблюдается на шельфе центральных Курил (*puc. 6*). В мористой части рассматриваемой акватории эта оценка уменьшается до 1–2 см/с. Кроме того, увеличение амплитуды до 2–3 см/с характерно и для прибрежной зоны восточного Сахалина. Распределение значений амплитуды составляющей V в Охотском море схоже с распределением амплитуды составляющей U, только порядок значений чуть ниже. Выделенные низкочастотные волновые возмущения в поле течений, вероятно, как и в Японском море, связаны с топографическими волнами и генерацией низкочастотных волн Кельвина. Вклад в общую дисперсию 2-3 летних колебаний зональной и меридиональной составляющих скорости течений Охотского моря в большинстве случаев равен 10–15% (*puc. 7*).

Анализ оценок амплитуды зональной составляющей U в Японском море в сезонном диапазоне масштабов показал, что наиболее существенные колебания амплитуды наблюдаются в южной и центральной его частях, достигая 5–6 см/с. Видно, что они, как правило, совпадают со стрежнями Цусимского и Восточно-Корейского потоков, вливающихся через пролив. При движении к северу и берегам от областей с максимальными значениями, амплитуда уменьшается до 1-2 см/с и остаётся постоянной к северу от широты Сангарского пролива. Сезонный вклад составляющей U в общую дисперсию изменчивости на большей части акватории Японского моря составляет 10–20%. Исключением являются небольшие участки, расположенные преимущественно в шельфовых зонах Приморского края, у южной части о. Хонсю, в районе о. Хоккайдо и у южной оконечности о. Сахалин, где годовой вклад этой составляющей достигает 30–50%.

Подобно зональной, амплитуда меридиональной составляющей V имеет максимум в южной и центральной частях Японского моря в мощных струйных потоках, вливающихся через Цусимский пролив (*puc. 6*). В пределах этой области амплитуда V изменяется от 9–10 см/с в стрежнях главных потоков до 3 см/с на периферии. К северу в направлении побережья России амплитуда уменьшается до 1см/с. Оценки амплитуды годовых колебаний вдоль западного шельфа Японии в направлении на север составляют 3–4 см/с, увеличиваясь до 5–6 см/с в районе пролива Лаперуза. В центральной части Японского моря оценка вклада годового колебания составляющей V не превышает 10–20%. На юге в районе Цусимского пролива она увеличивается до 30%. Максимальные значения 30–40% наблюдаются в Приморском течении вдоль берега России и на северо-востоке моря – на шельфе Хоккайдо.

Так же как и в Японском море, в Охотском море максимумы амплитуды годовых колебаний U наблюдаются вдоль берегового шельфа: вдоль восточного Сахалина, северного побережья Хонсю и на шельфе Курильских островов (*puc. 6*). Здесь оценка амплитуды достигает 6–7 см/с. Минимальные амплитуды U в обоих морях присущи северным районах, где их оценка не превышает 1 см/с. Сходную картину пространственного распределения имеет вклад годовых колебаний U. Хорошо видно (*puc. 7*), что наибольший вклад (до 50%) характерен для Сахалинского шельфа в областях максимальных амплитуд. В центральных районах моря вклад колебаний U с годовым периодом находится в пределах 10–20%.

В Охотском море очаги максимальной амплитуды годовой ритмики меридиональной составляющей V отмечаются в районе Курильских проливов до 6–8 см/с, а на шельфе острова Сахалин к югу от залива Терпения - до 4–5 см/с. В центральной части моря амплитуда V с годовым периодом равна приблизительно 1 см/с, несколько увеличиваясь до 2–3 см на шельфе западной Камчатки. Максимальный вклад годовых колебаний V отмечается в струях Восточно-Сахалинского течения (*рис.* 7), достигая 50%. Еще более значительную величину вклада (до 60 %) можно обнаружить в шельфовой зоне на юге Западной Камчатки. На остальной акватории Охотского моря роль годовых колебаний V невелика, и вклад не превышает 5–20 %.

### Результаты выполненных исследований

Спектральный анализ, выполненный для среднемесячных рядов составляющих скоростей геострофических течений в стационарном приближении, полученных на основе спутниковых данных в Японском и Охотском морях, показал, что в центральной и северной частях Японского моря в межгодовом диапазоне временных масштабов основные энергонесущие максимумы в большинстве случаев отмечаются на периодах 5–6 лет и 2–3 года. В Охотском море подобные колебания характерны для акватории вблизи центральных Курил и южной оконечности о. Сахалин. Выделенные низкочастотные колебания вносят существенный вклад в межгодовую изменчивость зональной U и меридиональной V составляющих течений. Этот вклад не только изменяется во времени, но и в различных океанологических структурах исследуемых морей.

В сезонном диапазоне масштабов основные энергонесущие максимумы в спектрах течений обоих морей отмечаются на годовом и полугодовом периодах. Показано, что энергия колебаний составляющих скоростей течений сосредоточена в основном на сезонных частотах. Оценки спектральной плотности в Японском море для зональных составляющих течений с сезонными характерными временными масштабами иногда на порядок превышают оценки аналогичных масштабов на меридиан.

Можно предполагать, что выраженные сезонные колебания в поле течений связаны с динамическими процессами, обусловленными низкочастотными градиентно-вихревыми волнами, возбуждаемыми в океанах и морях, тангенциальным напряжением ветра и градиентами атмосферного давления (Бурков, 1972).

Полугодовые колебания скоростей геострофических течений отмечаются главным образом в южных и центральных районах Японского моря, а также в Охотском море на шельфе западной Камчатки.

Полученные результаты могут быть использованы для оценки происходящих изменений в морях Дальнего Востока в связи с современными климатическими и антропогенными воздействиями, для разработки репрезентативной системы их гидрометеорологического и экологического мониторинга, а также при составлении долгосрочных прогнозов.

### Литература

<sup>1.</sup> Белоненко Т.В., Май Р.И., Старицын Д.К. Геострофические течения Северо-западной части Тихого океана по альтиметрическим данным // Известия Русского географического общества, 2010. Т. 142. Вып. 3. С. 27–37.

<sup>2.</sup> Белоненко Т.В., Мичурин А.Н., Старицын Д.К., Самко Е.В., Фукс В.Р., Ребенкова О.А. Истоки Ойясио. С.-Петербург: С.-Петерб. гос. ун-т, НИИ географии, 1997. 146 с.

<sup>3.</sup> Бурков В.А. Общая циркуляция вод Тихого океана. М.: Наука, 1972. 195 с.

<sup>4.</sup> Леонов А.К. Региональная океанография. Часть 1. Л.: Гидрометиоиздат, 1961.

- 5. Морошкин К.В. Новая схема поверхностных течений Охотского моря. //Океанология, 1964. Т.4. Вып. 1. 74 с.
- 6. Ростов И.Д., Юрасов Г.И., Рудых Н.И., Мороз В.В., Дмитриева Е.В., Ростов В.И., Набиуллин А.А., Храпченков Ф.Ф., Бунин В.М. Атлас по океанографии Берингова, Охотского и Японского морей. Владивосток: Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, 2001.
- 7. Старицын Д.К. Пространственно-временная изменчивость уровня в северо-западной части Тихого океана по данным спутниковых вдольтрековых альтиметрических измерений. // Fluxes and structure in fluids: physics of geospheres 2011. Proc. Conf. Moscow 2012. С. 171–177.
- 8. Старицын Д.К. Опыт выделения динамического и термодинамического фронтов в Японском и Охотском морях по данным спутниковых альтиметрических измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2009. Т.1. № 6. С. 477–483.
- 9. Трусенкова О.О., Никитин А.А., Лобанов В.Б. Межгодовые изменения поверхностных течений северозападной части Японского моря (в теплый период года) // Материалы междунар. конф. «Изучение глобальных изменений на Дальнем Востоке». Владивосток: ДВО РАН, 7-8 октября 2007. С. 165–172.
- 10. Фёдоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 296 с.
- 11. Чернявский В.Н. Циркуляционные системы Охотского моря // Известия ТИНРО. Т. 105. 1981. С.13–19.
- 12. Юрасов Г.И., Яричин В.Г. Течения Японского моря. Владивосток: ДВО АН. СССР, 1991. 174 с.
- Ohshima K.I., Wakatsuchi Masaaki, and Fukamachi Yasushi. Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with satellite-tracked drifters // Journal of geophysical research. 2002. Vol. 107. No. C11. 3195. doi:10.1029/2001JC001005.

# Interannual sea current variability in the Japan and Okhotsk Seas based on satellite data

# D. Staritsyn, P. Lobanova

Saint-Petersburg State University, St.-Petersburg 199178, Russia E-mail: st036@yandex.ru, pl19@mail.ru

Up-to-date progress in satellite altimetry opens new possibilities in getting information about variability of sea currents in wide spectrum of space and temporal scales. However, there is a variety of poorly investigated key issues for understanding the mechanisms of energy-carrying processes at different scales of non-periodic current variability.

The problem of typical space and temporal scales at which energy supplying of the Ocean occurs has not been solved yet. In addition, the mechanism of wave processes influence on formation of current speed fields and fields of masses is not evident. These and other problems hamper correct setting up, processing and analysis of remote sensing data, particularly, when there is a choice of space and temporal scales of averaging of the data and its comparison with *in-situ* measurements.

In the research we estimated interannual variability of non-periodical currents in both seas in 1993-2010 using satellite information. Applying spectra (Fourier) analysis, we pointed out the main energy-carrying fluctuations with periods of 5-6 years, 2-3 years, 1 year and half a year. In addition, we calculated the amplitude and contribution of each mentioned fluctuation to the total variability of the non-periodical currents and showed that in spite of the annual fluctuations, 5-6 year fluctuations also brought in an essential contribution. However, the main energy of currents is essentially concentrated on seasonal frequencies. We make a hypothesis that significant seasonal variations of non-periodic currents in investigated seas depend on dynamic processes due to the low-frequency gradient-eddy waves, which are caused by wind stress and gradient of atmosphere pressure.

Keywords: satellite data, spectral analysis, current dynamic.

## References

- 1. Belonenko T.V., Mai R.I., Staritsyn D.K. Geostroficheskie techeniya Severo-zapadnoi chasti Tikhogo okeana po al'timetricheskim dannym (Geostrophic currents in the north-west part of the Pacific Ocean based on altimetry data), *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva*, 2010, Vol. 142, No. 3, pp. 27–37.
- 2. Belonenko T.V., Michurin A.N., Staritsyn D.K., Samko E.V., Fuks V.R., Rebenkova O.A. *Istoki Oiyasio* (Sources of Oyashio), St.-Petersburg: S.-Peterb. Gos. Univ., NII geographii, 1997, 146 p.
- 3. Burkov V.A. *Obshchaya tsirkulyatsiya vod Tikhogo okeana* (General water circulation of the Pacific Ocean). Moscow: Nauka, 1972, 195 p.

- 4. Leonov A.K. Regional'naya okeanografiya. (Regional oceanography), Vol. 1, Leningrad: Gidrometioizdat, 1961.
- 5. Moroshkin K.V. Novaya skhema poverkhnostnykh techenii Okhotskogo morya (New scheme of currents in the Okhotsk Sea), *Okeanologiya*, Vol. 4, No. 1, 1964, 74 p.
- Rostov I.D., Yurasov G.I., Rudykh N.I., Moroz V.V., Dmitrieva E.V., Rostov V.I., Nabiullin A.A., Khrapchenkov F.F., Bunin V.M. *Atlas po okeanografii Beringova, Okhotskogo i Yaponskogo morei (*Atlas of oceanography of the Bering and the Japan Seas), Vladivostok: Tikhookeanskii okeanologicheskii institut im. V.I. Il'icheva DVO RAN, 2001.
- Staritsyn D.K. Prostranstvenno-vremennaya izmenchivost' urovnya v severo-zapadnoi chasti Tikhogo okeana po dannym sputnikovykh vdol'trekovykh al'timetricheskikh izmerenii (Time-spatial sea level variability in the northern part of the Pacific Ocean based on satellite along-track altimetry data), *Fluxes and structure in fluids:* physics of geospheres – 2011, Proc. Conf., Moscow, 2012, pp. 171–177.
- 8. Staritsyn D.K. Opyt vydeleniya dinamicheskogo i termodinamicheskogo frontov v Yaponskom i Okhotskom moryakh po dannym sputnikovykh al'timetricheskikh izmerenii (Experience in delineation of dynamic and thermodynamic fronts in the Japan and the Okhotsk Seas based on satellite altimetry data), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya iz kosmosa*, Vol.1, No. 6, 2009, pp. 477–483.
- Trusenkova O.O., Nikitin A.A., Lobanov V.B. Mezhgodovye izmeneniya poverkhnostnykh techenii severozapadnoi chasti Yaponskogo morya v teplyi period goda (Interannual variability of sea surface currents in the north-west part of the Japan Sea in warm period of a year), *Izuchenie global'nykh izmenenii na Dal'nem Vostoke* (Investigation of global changes in the Far East), Vladivostok, 7-8 October 2007, Proc. Conf., DVO RAN. 2007, pp. 165–172.
- 10. Fedorov K.N. *Fizicheskaya priroda i struktura okeanicheskikh frontov* (Physic nature and structure of oceano-logical fronts), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1983, 296 p.
- 11. Chernyavskii V.N. Tsirkulyatsionnye sistemy Okhotskogo morya (Circulation systems in the Okhotsk Sea), *Izvestiya TINRO*, Vol. 105, 1981, pp.13–19.
- 12. Yurasov G.I., Yarichin V.G. *Techeniya Yaponskogo moray* (Currents in the Japan Sea), Vladivostok, DVO AN, SSSR, 1991, 174 p.
- 13. Ohshima Kay I., Wakatsuchi Masaaki, and Fukamachi Yasushi. Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with satellite-tracked drifter, *Journal of geophysical research*, Vol. 107, No. C11, 3195, doi:10.1029/2001JC001005, 2002.