

Д. К. Старицын, В. Р. Фукс

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ УРОВНЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ (по данным альтиметрических измерений)

Представления о сезонной изменчивости уровня Японского моря сложились главным образом на основе мареографных наблюдений на береговых станциях и постах. Данные прибрежных наблюдений не позволяют представить достаточно полную картину пространственно-временной изменчивости уровня моря. Новые перспективы в решении этой проблемы возникли с появлением спутниковых альтиметрических измерений.

Развитие спутниковой альтиметрии за последние 10 лет привело к революционным сдвигам в получении информации об изменчивости океанографических условий в широком диапазоне пространственно-временных масштабов, ранее практически не охватываемых регулярными наблюдениями. Первые спутники, несущие альтиметры, были запущены в США в 1970-х годах (Skylab, 1973; Geos, 1975; Seasat, 1978). С запуском европейских спутников ERS-1 в 1991 г. и ERS-2 в 1995 г., американского спутника TOPEX/POSEIDON в 1992 г., российских спутников ГЕОИК с 1990 г. началось широкое внедрение альтиметрических методов в океанографию и метеорологию. В 2001 г. был запущен спутник Ясон-1, а в 2005 г. будет запущен спутник Ясон-2.

В настоящее время спутниковые альтиметрические измерения достигают точности 2–3 см, дают пространственное вдольтраковое разрешение 5–7 км с повтором измерений через 3–35 суток. Это позволяет картировать динамическую топографию поверхности моря, оценивать высоту ветровых волн и скорость приводного ветра. Реализуются расчеты по уклонам уровня полей течений, зон дивергенций и конвергенций, а также усвоение альтиметрической информации в гидродинамических моделях. Только еще начинается имеющее широчайшую перспективу совместное использование спутниковой альтиметрической информации с дистанционным зондированием океана в различных диапазонах спектра излучения океана, прежде всего с данными микроволновых и ИК-съемок.

Рассмотрим прежде всего пространственное распределение интенсивности колебаний уровня Японского моря: среднеквадратическое отклонение (рис. 1, *а*), максимальное и минимальное отклонение уровня (рис. 1, *б*, *в*), вычисленные по альтиметрическим данным за 1992–2002 гг. в пунктах, представленных на рис. 2.

Среднеквадратическое отклонение уровня моря от равновесного состояния изменяется от 15 см на юге в районе Корейского пролива до 6 см в западной части, вдоль Приморского побережья. В водах Татарского пролива и вне зоны Цусимского течения оно составляет менее 10 см, в Цусимском течении до Сангарского пролива оно достигает 10–13 см.

Максимальное возвышение (до 35 см) и понижение уровня (до –33 см) наблюдаются в зоне влияния Цусимского течения и его ветвей, у западного берега Японского моря экстремальные значения меньше при некотором их увеличении в Татарском проливе. Общее распределение экстремальных уровней подобно распределению среднеквадратического отклонения.

Сравним эти результаты с оценками, полученными по данным береговых наблюдений.

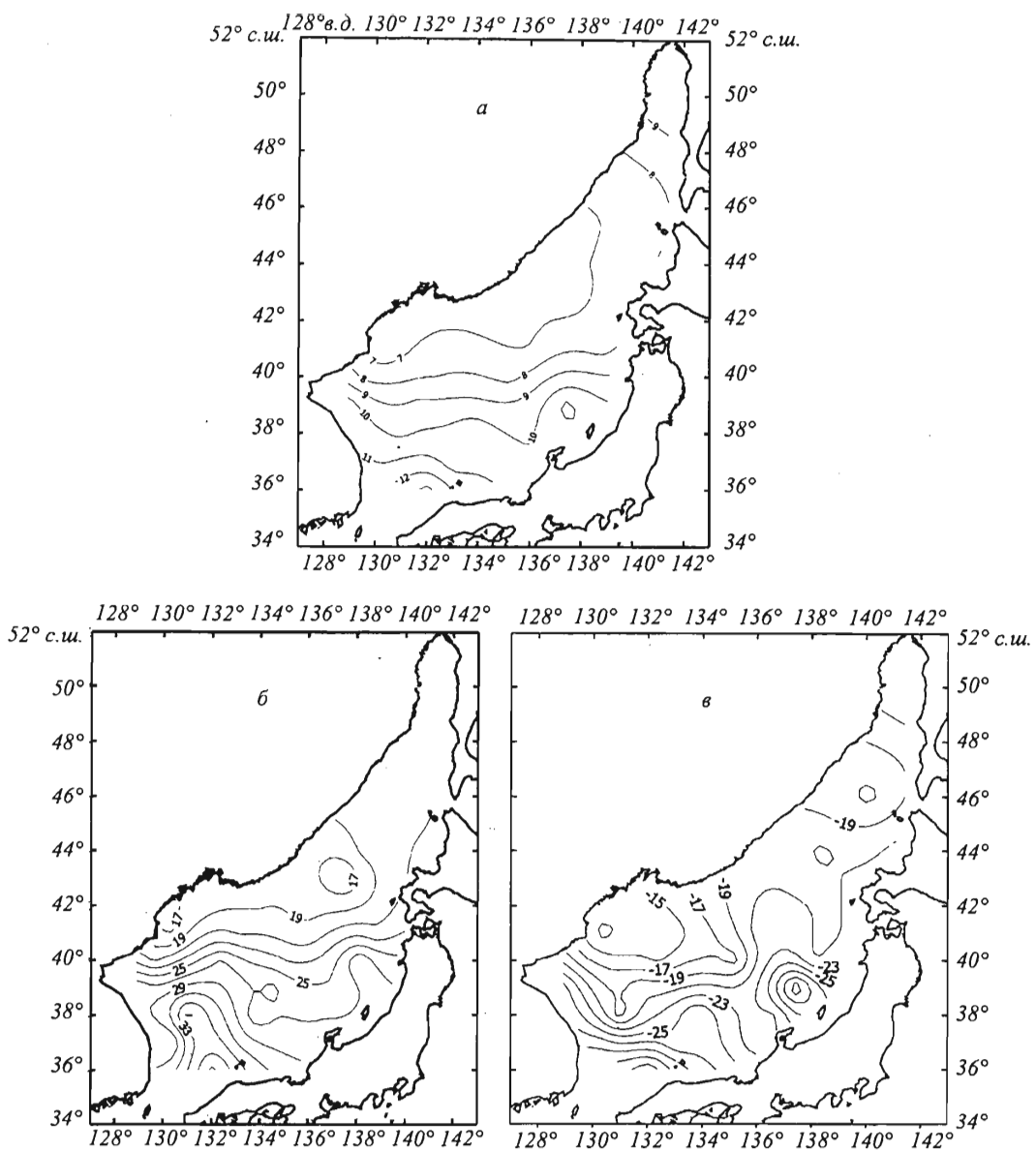


Рис. 1. Распределение среднеквадратического (а), максимального (б) и минимального (в) отклонения уровня Японского моря по альтиметрическим данным.

Колебания уровня в северо-западной части Тихого океана, по данным прибрежных мареографных наблюдений, достаточно хорошо изучены [1–17]. Обнаружено, что в сезонных колебаниях уровня доминируют две составляющие — годового и полугодового периодов. В Японском море амплитуда сезонных колебаний увеличивается с севера на юг от 10–15 до 30–40 см. Максимально высокое стояние уровня наблюдается в июле–сентябре, минимальное положение уровня — обычно в январе–марте. Отклонения от гармонического хода с тенденцией к обертонам растут с юга на север. Средняя величина

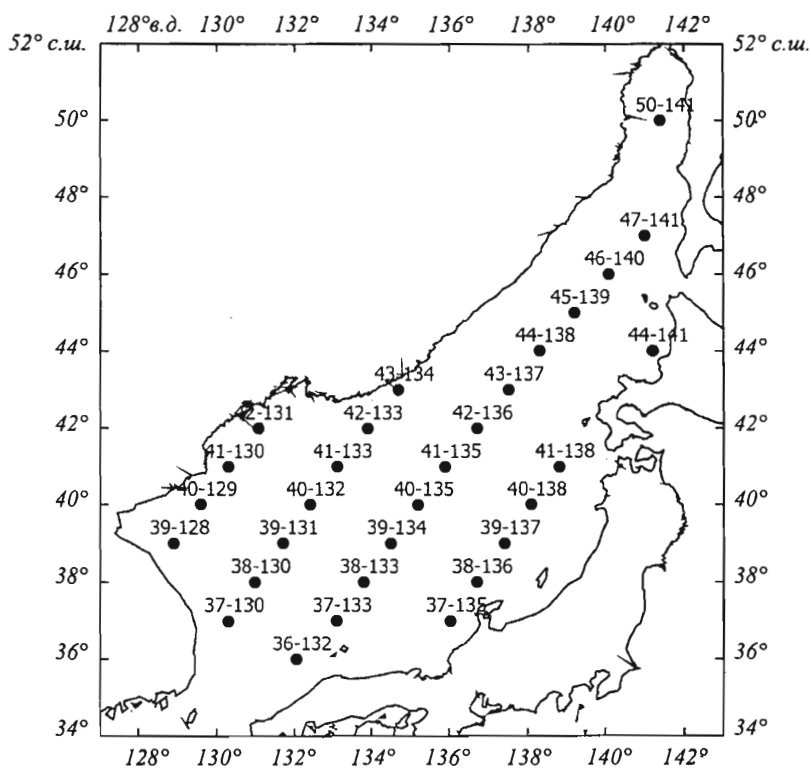


Рис. 2. Схема пунктов, в которых анализировались альтиметрические данные в Японском море.

на летнего подъема уровня составляет 8 см; максимальный подъем доходит до 20 см. Средняя годовая амплитуда колебаний — 23 см, но в отдельные годы может повышаться до 40 см и снижаться до 18 см.

Таблица 1. Статистические характеристики межгодовой изменчивости уровня Японского моря

Станция	Координаты станции	Период наблюдений, годы	Длина ряда, лет	Средне-квадрат. отклон., мм
Wajima	37°24'N 136°54'E	1900- 1937	38	116
Namada	34°55'N 132°04'E	1900-1924 1984-1993	25 10	138 161
Oshoro	43°13'N 140°52'E	1930-1994	65	97
Tajiry	35°35'N 134°19'E	1966-1994	29	136

В табл. 1 представлены значения среднеквадратического отклонения, рассчитанные нами по данным уровенных прибрежных пунктов в Японском море. Видно, что максимальные значения среднеквадратического отклонения наблюдаются на станции Namada, минимальные — в Oshoro. Очевидно достаточно хорошее согласие альтиметрических и мареографных оценок.

Рассмотрим спектральный состав колебаний уровня в Японском море. Функции спектральной плотности, вычисленные по шестилетним альтиметрическим реализаци-

ям с 10-суточной дискретностью, представлены на рис. 3, I-III. В спектрах выделяются хорошо выраженные энергонесущие максимумы на частотах 0,028; 0,057 и 0,16 цикл-сут.⁻¹, соответствующие годовым, полугодовым и 60-суточным периодам.

В большинстве случаев энергонесущие максимумы статистически обеспечены, а боковые полосы симметричны относительно несущей частоты. Отметим прежде всего следующие особенности изменчивости этих колебаний: доминирование годовой составляющей, привязанность максимумов к определенным океанологическим структурам и появление дополнительных максимумов при смещении с востока на запад (см. рис. 3, I-III).

По виду все спектрограммы можно разбить на четыре группы: спектры восточной, центральной, западной частей Японского моря и Татарского пролива. В спектрах восточной части моря энергия сосредоточена главным образом в области сезонных колебаний уровня. Полугодовая и двухмесячные составляющие либо вообще не выражены, либо проявляются очень слабо (см. рис. 3, II). На всех спектрограммах, рассчитанных по данным, полученным в центральной части моря, помимо сезонной, хорошо заметна полугодовая гармоника (см. рис. 3, I). В спектрах уровня западного сектора моря видны дополнительные максимумы на низких и высоких частотах, среди которых выделяются пики с хорошим разрешением, относящиеся к изменчивости с характерным временным масштабом порядка двух месяцев (рис. 3, III). Примечательно, что дисперсия двухмесячных колебаний иногда сопоставима с дисперсией колебаний уровня с годовым периодом. В спектрах Татарского пролива вместо двухмесячных циклов появляются колебания с периодом 40 сут., причем энергия последних существенно увеличивается с юга на север (рис. 4).

Остановимся более подробно на пространственной структуре колебаний уровня с годовым периодом. На рис. 5, а представлено распределение амплитуды годовых колебаний, вычисленной с помощью простого соотношения $A = \sqrt{2\Delta\omega\tilde{S}(\omega)}$, где $\Delta\omega$ — граница боковых полос значимого пика, а $\tilde{S}(\omega)$ — значение функции спектральной плотности на несущей частоте. Общая картина пространственного распределения амплитуды колебаний уровня с годовым периодом подобна распределению среднеквадратического отклонения: амплитуда достигает максимальных значений (до 18–20 см) в зоне влияния Цусимского течения и уменьшается на запад и север до 4–5 см.

Для оценки устойчивости годовых колебаний и их фазовой картины проводился взаимноспектральный анализ реализаций с тестовой гармоникой с нулевой начальной фазой.

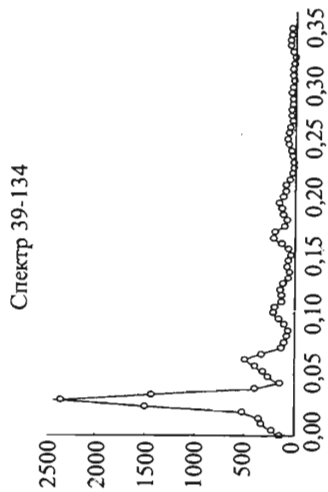
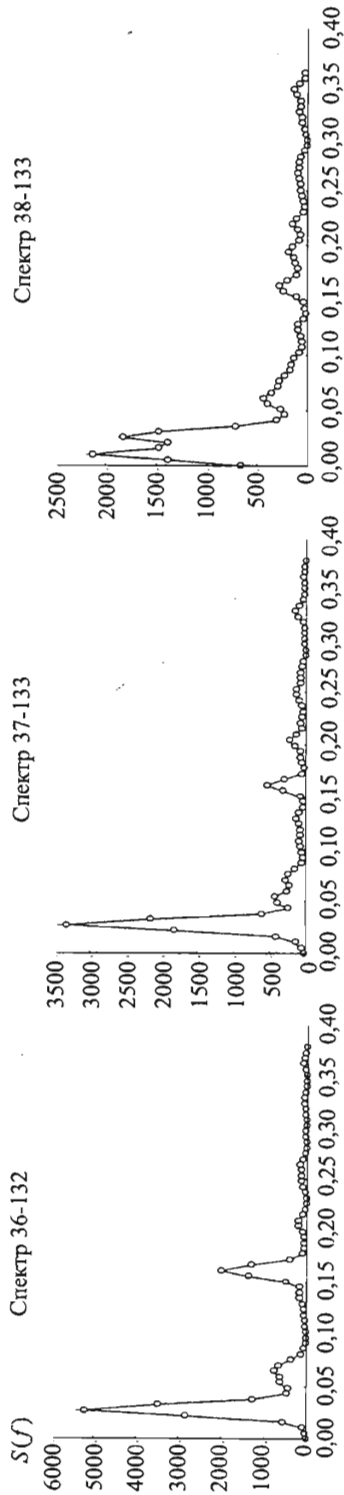
Расчет когерентности с гармоническим тестом (рис. 6, I, б) как меры близости годовых колебаний уровня к гармоническим и устойчивости начальных фаз показал повышенную ($F \geq 0,8$) когерентность на всей акватории Японского моря. Особенно высокая когерентность ($F = 0,85-0,95$) годовых колебаний наблюдается в центральной и юго-восточной областях Японского моря.

Фазовая картина представлена на рис. 6, I, а. Она показывает сравнительно плавное изменение начальной фазы— от почти нулевых значений в районе побережья Японии до 20–25° на западном побережье моря, что соответствует месячному запаздыванию годового хода уровня у западных берегов моря.

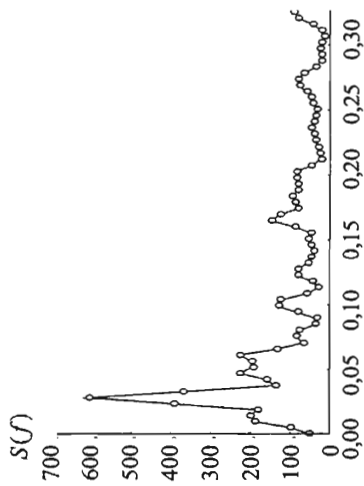
Перейдем к анализу полугодовых колебаний. Отметим, что их амплитуда больше у западных берегов моря, где она по величине близка к амплитуде годовых колебаний. Некоторое увеличение амплитуды наблюдается вдоль приморского берега и на юго-западе в районе побережья Кореи (см. рис. 5, б). Максимальные когерентности ($F = 0,55-0,60$) с гармоническим тестом расположены в южной части моря (см. рис. 6, II, б), на север от этой области когерентность уменьшается до 0,2–0,45. Как видно на рис. 6, II, а, наименьшие значения фазы полугодовой волны отмечаются на западе моря, вдоль приморского берега. К югу и юго-востоку от этой зоны разность фаз увеличивается, достигая 100–130° у побережья Японии. Необходимо отметить, что когерентность полугодовых колебаний в областях максимальных амплитуд мала, а следовательно, полученные оценки фаз неустойчивы. Однако можно предполагать, что полугодовые колебания уровня формируются поступательно-стоячей волной, поперечной относительно оси моря. Эти результаты согласуются с оценками полугодовых колебаний уровня по мареографным наблюдениям [2].

По результатам этого анализа амплитуда полугодового периода составляет 2–4 см с некоторой тенденцией ее уменьшения с севера на юг. Максимумы полугодовых колебаний приходится на январь—

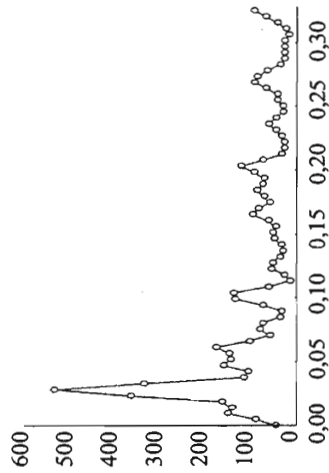
I



Спектр 42-136



Спектр 43-137



Спектр 45-139

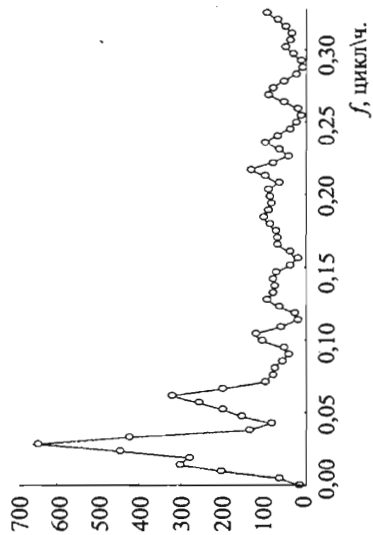
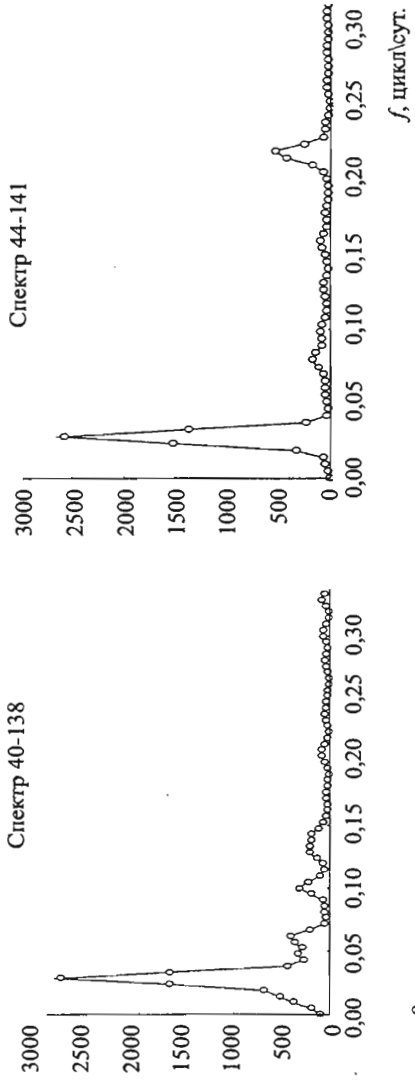
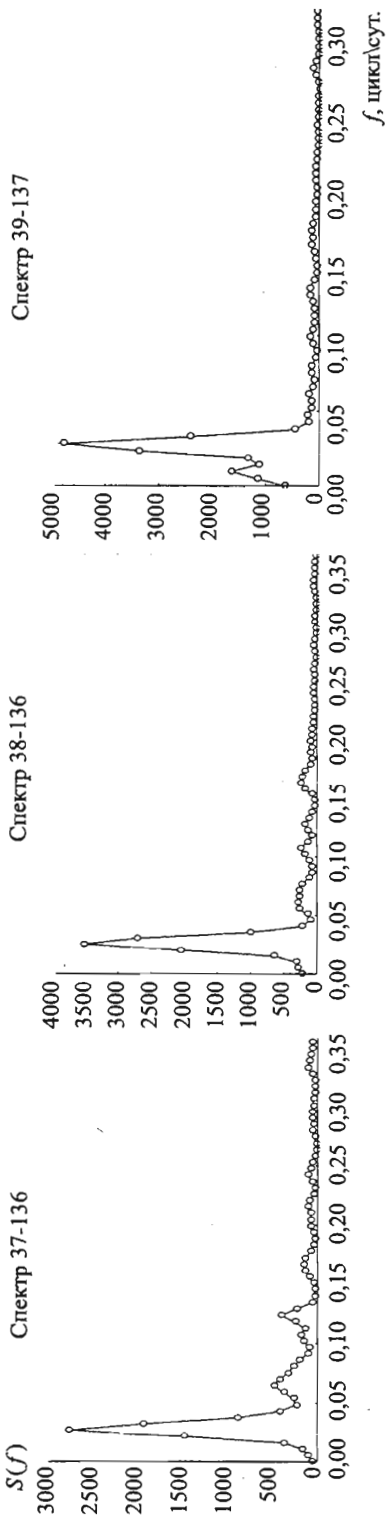


Рис. 3. Спектры уровня воды центральной (I), восточной (II) и западной (III) частей Японского моря.



Продолжение рис. 3.

III

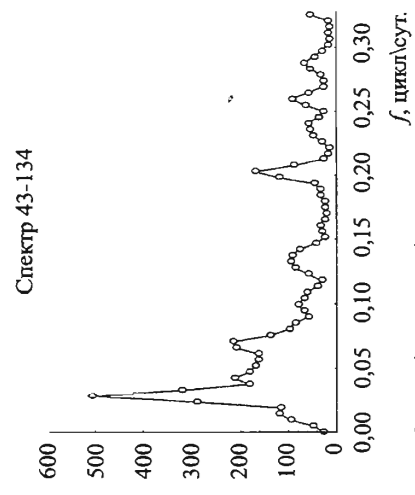
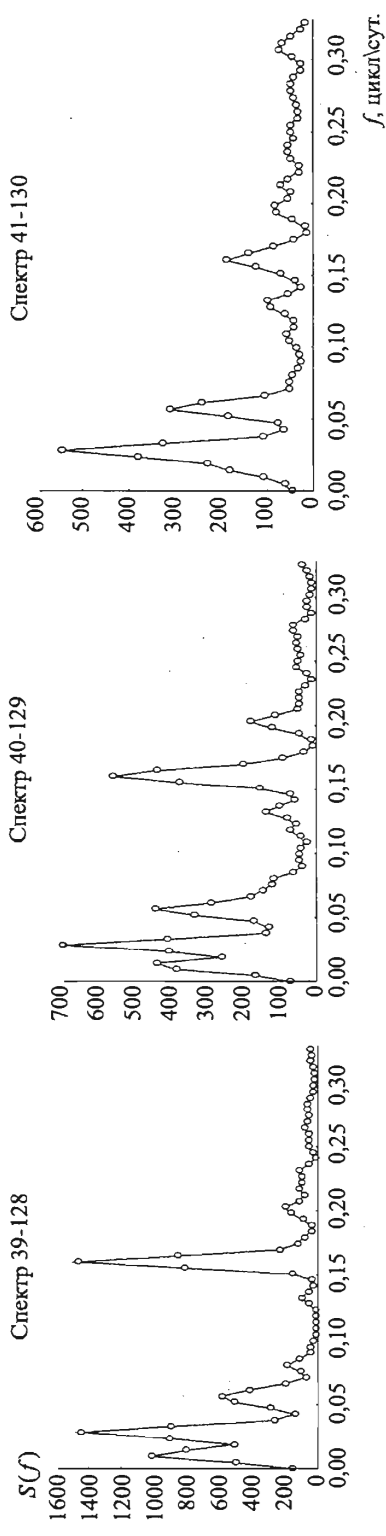


Рис. 3 (окончание).

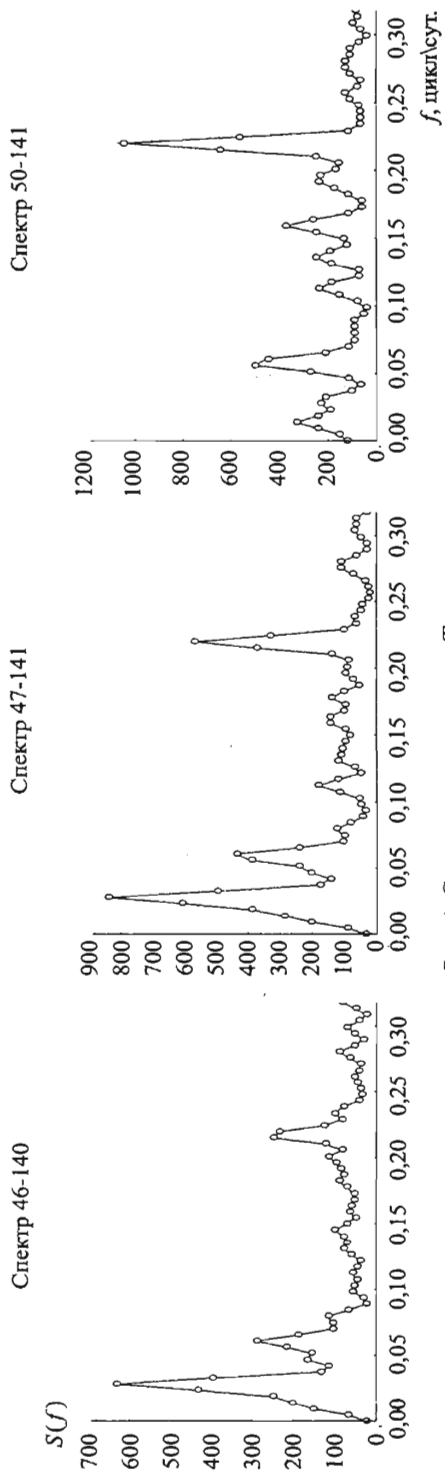


Рис. 4. Спектры уровня воды в Татарском проливе.

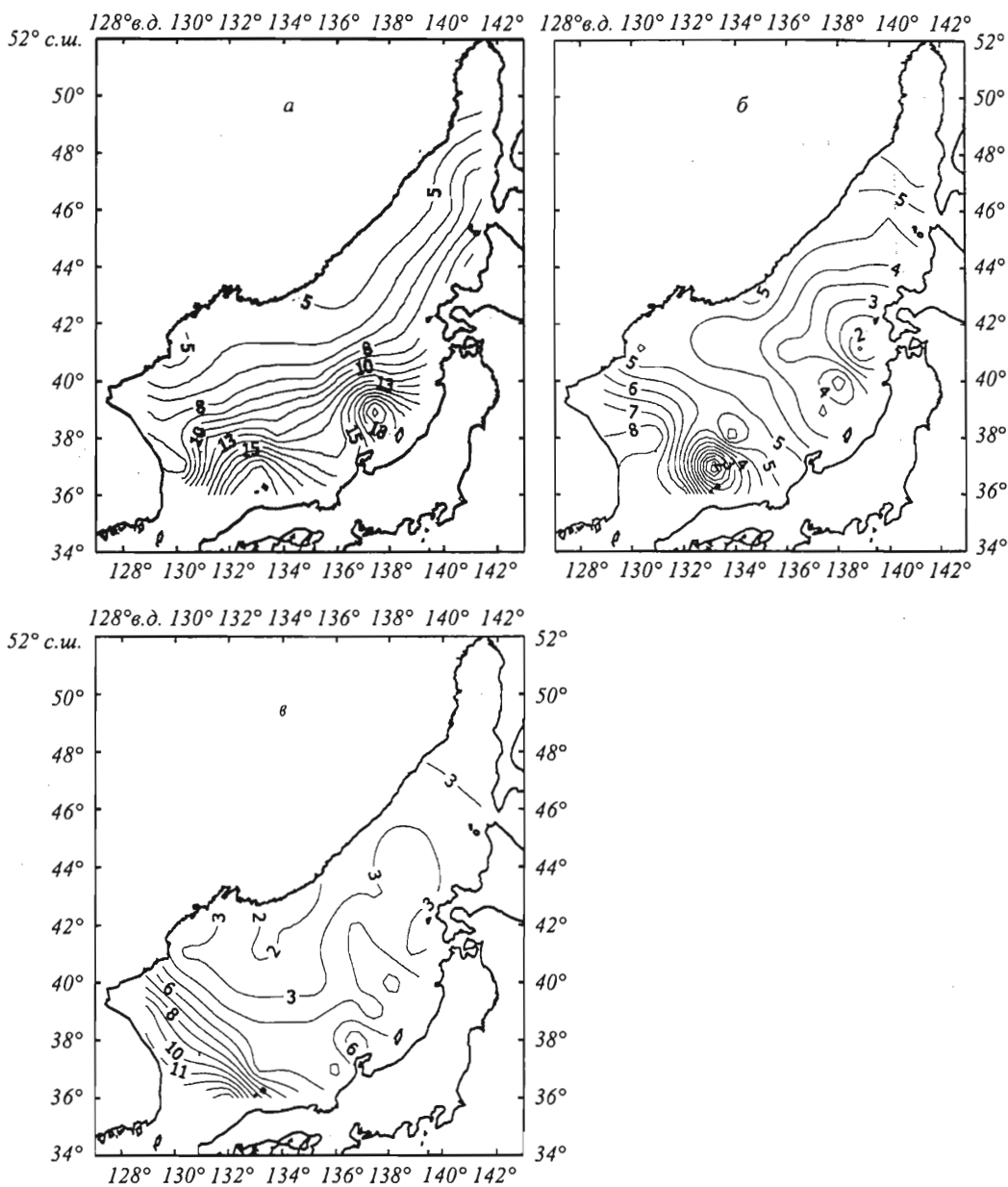
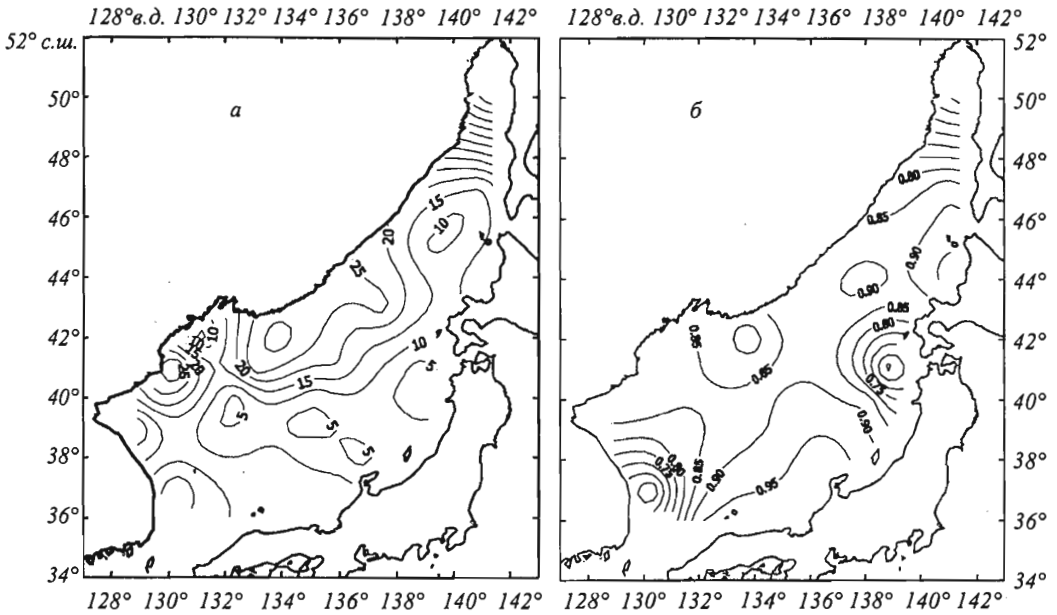


Рис. 5. Распределение амплитуд годовых (а), полугодовых (б) и двухмесячных колебаний уровня Японского моря по альтиметрическим данным.

март и июль — сентябрь. Заметим, что максимум солнечного полугодового астрономического прилива в средних и высоких широтах наблюдается в конце декабря и июня (начальная фаза 110°), и высота статического полугодового прилива составляет в средних широтах 0,2–0,5 см. Сдвиг фаз и превышение амплитуды полугодового колебания над статическими приливными значениями говорят в пользу гипотезы о его динамическом происхождении или о значительном вкладе неприливной составляющей полугодовых колебаний волны.

I



II

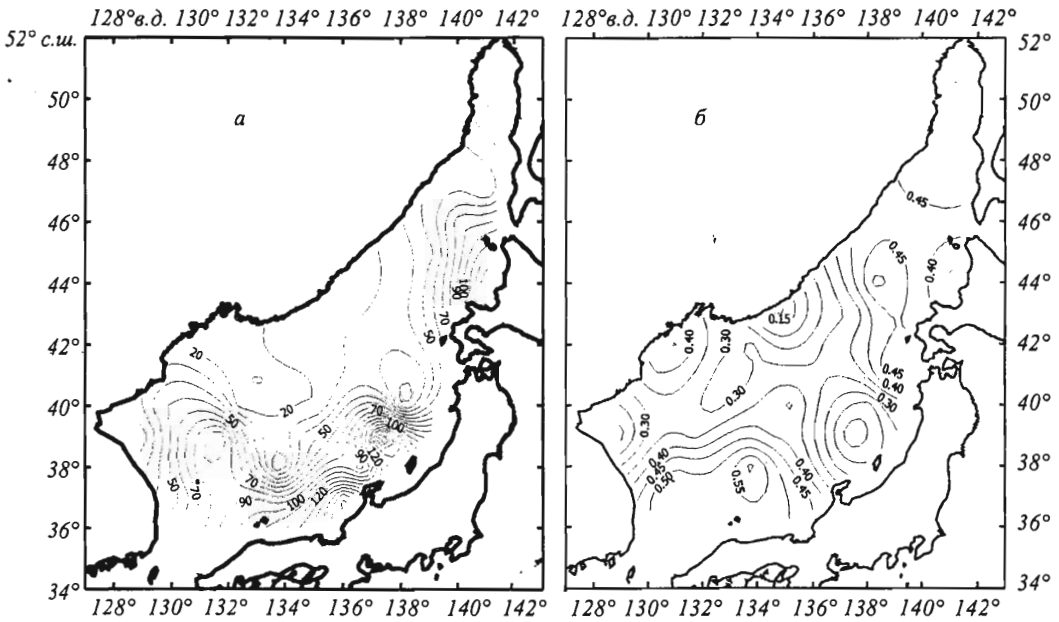
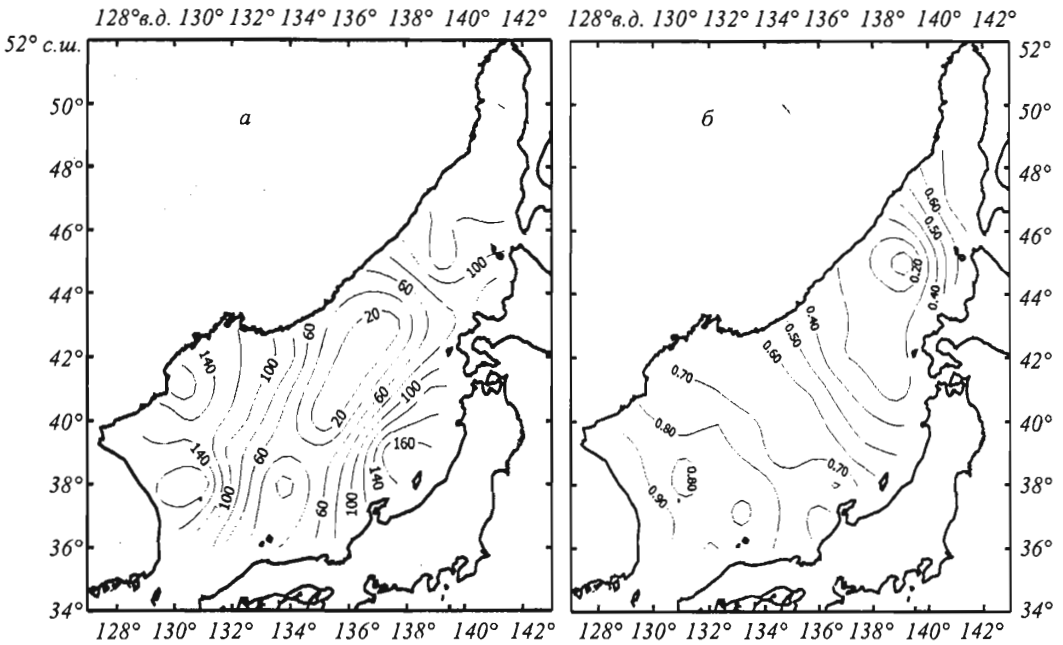


Рис. 6. Распределение значений разности фаз (а) и когерентности (б) между 365-суточной гармоникой и годовой составляющей (I), 183-суточной гармоникой и полугодовой составляющей (II), 60-суточной гармоникой и двухмесячной составляющей (III) спектра колебаний уровня Японского моря.



Окончание рис. 6.

Анализ спектров колебаний уровня с *двухмесячным периодом* показал, что энергия этих возмущений уменьшается по мере удаления от Цусимского пролива на северо-восток. Максимальные амплитуды (12–14 см) (см. рис. 5, *в*) и максимальные когерентности с тестовой гармоникой ($F = 0,8-0,9$) (см. рис. 6, III, *б*) расположены в южной части моря. На севере и северо-востоке моря амплитуда уменьшается до 2–3 см, когерентность — до 0,2–0,4. Фазы двухмесячных волн в центральной части моря близки к нулю (см. рис. 6, III, *а*). К востоку и западу от центра разность фаз увеличивается, достигая у берегов 160° , т.е. процессы сдвинуты относительно друг друга почти на половину периода. Можно предположить, что двухмесячные колебания представляют собой стоячую волну, пучность которой находится в зоне максимальных амплитуд, а узел — в зоне минимальных амплитуд и минимальных когерентностей. Вероятно, что происхождение *колебаний уровня с двухмесячным периодом* связано с изменчивостью атмосферных процессов. Приблизительно такие периоды отмечаются в спектрах колебаний атмосферного давления и температуры воздуха [18]. Не исключена и возможность полугодовых колебаний как обертона годовых колебаний, возникающего из-за нелинейности адвекции.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют, что в сезонную изменчивость уровня Японского моря значительный вклад вносят годовые, полугодовые и двухмесячные колебания, имеющие волновую структуру.

Влияние этих процессов на уровень океана обобщенно может быть выражено уравнением сохранения массы вод океана [2]

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \Pi + G - \operatorname{div} \mathbf{V}H. \quad (1)$$

$\Pi = (O + I) - \frac{C + B}{S}$ — водный баланс, O — осадки, I — испарение, C — материковый сток, включая таяние материкового льда, B — водообмен с Северным морем, S — площадь моря, H — глубина моря, $\operatorname{div} \mathbf{V}H = \frac{\partial uH}{\partial x} + \frac{\partial vH}{\partial y}$ — плоская дивергенция потока,

\mathbf{V} — средний по глубине вектор горизонтальной скорости течения, u, v — составляющие скорости течения на параллель и меридиан, $G = -\int_0^H \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz} dz$ — скорость стерических изменений уровня океана, ρ — плотность воды.

Пренебрегая для процессов сезонного масштаба силой инерции по сравнению с силой Кориолиса, в линейном, бездиссипативном приближении теории мелкой воды выражения для составляющих скорости течения можно представить так:

$$u = \frac{1}{\omega} \left(g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_a}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho h} \right), \quad v = \frac{1}{\omega} \left(g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_a}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho h} \right), \quad (2)$$

где ω — параметр Кориолиса; g — ускорение силы тяжести; P_a — атмосферное давление, τ_x, τ_y — составляющие тангенциального напряжения ветра; h — экмановская глубина течения.

Первые слагаемые в скобках правой части уравнений (2) описывают градиентные течения, вторые — бароградиентные, а третьи — чисто дрейфовые. Используя (2), дивергенцию полного потока можно выразить в приближении « β -плоскости» ($\beta = \partial\omega/\partial y = \text{const}$):

$$\begin{aligned} \text{div}(\mathbf{V}H) &= \frac{H}{\omega\rho h} \text{rot } \tau + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{H}{\omega} \right) \left[g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_a}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho h} \right] - \\ &- \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{H}{\omega} \right) \left[g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_a}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho h} \right] = \frac{H}{\omega\rho h} \text{rot } \tau + u \frac{\partial H}{\partial x} + v \left(\frac{\partial h}{\partial y} - \frac{\beta}{\omega} H \right). \end{aligned}$$

Сравнительный вклад этих составляющих в общее увеличение уровня Тихого океана, их роль в различные этапы последней эпохи глобального потепления, а также их распределение по акватории океана остаются неизученными.

Рассмотрим прежде всего водный баланс Японского моря [19]. За год в Японском море в среднем меняется $64\,827 \text{ км}^3$, что составляет слой воды высотой 66 м. Приходная часть водного баланса складывается из поступления вод через проливы с Цусимским течением (88,5%), через Сангарский пролив (6,3%) и пролив Лаперуза (2,7%), а также из осадков (2,2%), материкового стока (0,3%). Расходная часть водного баланса определяется сбросом вод из Японского моря через Цусимский пролив (12,9%), Сангарский пролив (61,9%), пролив Лаперуза (23,5%), а также испарением (1,4%). Таким образом, пресный баланс Японского моря не превышает 1% и определяет сезонные изменения уровня моря не более чем в 1 см.

Определяющими элементами водного баланса являются приход вод через Цусимский пролив и их сброс через Сангарский пролив. Максимальная мощность Цусимского течения наблюдается в феврале-марте, начиная с июня она убывает и достигает минимума в июле. Месячные колебания расхода не превышают 5–30% от среднего годового расхода течения. Сброс япономорских вод через Сангарский пролив максимален в период с сентября по февраль (72% годового стока) и минимален с марта по август (28%). Таким образом, экстремумы сезонного хода прихода вод через Цусимский пролив и расхода вод через Сангарский пролив сдвинуты на 2–3 месяца.

Основные механизмы, определяющие сезонные колебания уровня Японского моря, рассматривались в работах [20, 21], а для сезонных колебаний уровня северо-западной части Тихого океана в целом в работах [1–10, 17, 19, 21–23].

В исследовании [24] обобщаются представления японских и российских ученых первой половины XX в. о механизмах, определяющих сезонные колебания уровня Японского моря. В качестве основной составляющей сезонных колебаний уровня называются стерические колебания уровня, связанные с изменениями плотности воды деятельного слоя моря (54–100%). Значительный вклад в сезонные колебания уровня вносит атмосферное давление («обратный барометр») — 30–60%. Непосредственное влияние муссонной циркуляции ветров оценивается как незначительное.

В соответствии с этими результатами в среднем для моря величина сезонных колебаний уровня составляет 27 см, максимальное стояние уровня наблюдается в августе, минимальное — в феврале.

Пространственное изменение амплитуд и фаз сезонных колебаний уровня, наличие выраженных полугодовых составляющих, а также вклад водного баланса и дивергенции полных потоков в этой работе не рассматривались.

Исследования последних лет, основанные на экспериментальных данных и численных моделях [25], показывают на значительную сезонную изменчивость основных течений Японского моря.

Для Японского моря характерен циклонический тип циркуляции вод. На юге, через Корейский пролив в него заходит западная ветвь течения Куроисио — Цусимское течение, которое распространяется вдоль Японских островов на север–северо-восток. Его доля в водном балансе составляет, по разным оценкам, от 88% [11] до 97% [12] приносимых вод. Максимальное поступление тихоокеанской воды отмечается в сентябредоктябре, минимальные — в марте [13, 14], причем расход воды через Корейский пролив весной на порядок меньше, чем летом.

Под влиянием рельефа дна, в частности, подводной возвышенности Ямато, в центральной части моря Цусимское течение разделяется на две ветви, которые далее вновь сливаются в районе к северо-западу от полуострова Ното. Приблизительно на 38–39° с. ш. от Цусимского течения на запад отделяется струя, распространяющаяся в сторону Корейского пролива как противотечение основному потоку. На широте 41-го градуса 64% вод Цусимского течения выходят через Сангарский пролив в океан; оставшая часть продолжает продвижение на север и частично в виде течения Соя выходит в Охотское море через пролив Лаперуза, частично проникает в Татарский пролив, где дает начало холодному Приморскому течению, уходящему на юг вдоль азиатского континента. На траверзе залива Петра Великого Приморское течение делится на две ветви. Одна из них поворачивает на восток и сливается с водами Цусимского течения, другая продолжает распространяться на юг вплоть до Корейского пролива. Иногда эти ветви называют соответственно восточная и западная. Согласно [15], через проливы Лаперуза, Невельского и Корейский из Японского моря вытекает 34% его вод.

Численные эксперименты [12] с целью выявления причин и оценки факторов, определяющих общую циркуляцию вод в Японском море, показали, что режим течений зависит от совместного воздействия рельефа дна и бароклинности. Ветер не оказывает прямого влияния на циркуляцию вод.

Таким образом, главное поступление океанических вод в Японское море происходит через Корейский пролив, а сток из моря в океан — через проливы Сангарский и Лаперуза. Оценка водообмена через Корейский пролив, полученная различными авторами, представлена в табл. 2.

Таблица 2. Оценки водообмена через Корейский пролив по данным различных авторов ($1 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$)

Период	А. К. Леонов	М. А. Радзи-ховская	В. В. Покудов	Г. И. Юрасов, В. Г. Ярчин	М. Miyazaki, Yi U Sok
Август	2,62	2,31	2,45		2,34
Февраль	0,21		0,43	1,9	
Март	0,234	0,184	0,26		
За год	1,535	1,43			1,35

Обычно в Японском море выделяют два термодинамических фронта [11, 12, 14–16]. Основной, называемый полярным, образуется теплыми и солеными водами Цусимского течения и более холодными и менее солеными водами Приморского течения. В зимний период этот фронт располагается южнее 40° с. ш. Вдоль Японии он проходит почти параллельно береговой черте вплоть до севера о-ва Хоккайдо. В летний период его конфигурация примерно сохраняется, но он несколько смещается к югу, а у побережья Японии — к западу. Второй фронт образуется водами Приморского течения и прибрежными водами, которые имеют летом более высокую температуру и более низкую соленость. Чаще всего он располагается вдоль Приморского берега.

В работе [18] поле среднегодовых возвышений уровня Японского моря получено на основе численной гидродинамической модели из [26], ассимилирующей спутниковые альтиметрические данные. Показывается, что в юго-восточной области, занимаемой водами Цусимского течения и его ветвей, наблюдаются положительные отклонения уровня до 21–24 см от среднего уровня всего Японского моря, в северо-западной части моря в области влияния Приморского течения находятся отрицательные отклонения с минимумом в центральной части до -18 см. Эта картина достаточно хорошо соответствует представлениям о геострофической циркуляции вод Японского моря и распределению температуры и солености воды.

Анализ естественных ортогональных функций модельных полей уровня с ассимиляцией альтиметрических данных показывает, что в Японском море доминируют три первых составляющих, дающих соответственно вклады 87, 6 и 4%. Первая преобладающая составляющая имеет четко выраженный сезонный ход с максимумом летом и минимумом зимой, что связывается с сезонным изменением водообмена через Цусимский пролив. Вторая составляющая естественной ортогональной функции отражает изменения уровня в южной части моря и имеет максимум зимой и минимум летом, что связывается с сезонной изменчивостью ветвей Цусимского течения.

Таким образом, сезонные колебания уровня Японского моря имеют достаточно сложную спектральную структуру, существенно изменяющуюся на акватории моря. В механизмах, определяющих сезонную изменчивость, наряду со стерическими факторами существенную роль играет сезонная изменчивость водообмена моря и связанных с ним течений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант №04-05-64876).

Summary

Staritzyn D. K., Foux V. R. Seasonal variability of the Japan Sea's surface height on altimeter measurements.

Seasonal variability of the sea surface height in the Japan Sea is examined using the TOPEX/POSEIDON altimeter data. Relative inputs introduced to seasonal variability by dynamic and steric effects are estimated.

On the basis of spectral and cross-spectral analyses of time series, determination is made of a spatial-temporal sea surface height oscillation pattern in the Japan Sea. Besides the great steric input, major inputs are also provided by the annual, semi-annual and bimonthly dynamical fluctuations of the wave nature.

Литература

1. Белоненко Т. В., Фукс В. Р. Годовые и полугодовые волновые возмущения уровня северо-западной части Тихого океана // *Метеорология и гидрология*. 2001. №8.
2. Фукс В. Р., Здоровеннова Г. Э. Уровень северо-западной части Тихого океана как предиктор абнотических условий // *Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7: Геология, география*. 2001. Вып. 1 (№7).
3. Chelton D. B., Schlax M. G. Global observations of oceanic Rossby waves // *Science*. 1996. Vol. 272.
4. Atmospheric forcing and large-scale fluctuations in the Pacific ocean // *AVISO altimetry*. April 1998. №6.
5. Killworth P. D., Chelton D. B., de Szoeke R. A. The speed of observed and theoretical long extratropical planetary waves // *J. Phys. Oceanography*. 1997. Vol. 27.
6. Koblinsky C. J., Wang L., Howden S. Mid-latitude seasonal-to-interannual variability observed by TOPEX-POSEIDON // *AVISO altimetry*. April 1998. №6.
7. Qiu B., Miao W., Müller P. Propagation and decay of forced and free baroclinic Rossby waves in off-equatorial oceans // *J. Phys. Oceanography*. 1997. Vol. 27.
8. The impact of first mode baroclinic planetary waves on western boundary currents // *AVISO altimetry*. April 1998. №6.
9. Xiaoyun Zang, Wunsch C. The observed relationship for North Pacific Rossby wave motions // *J. Phys. Oceanography*. 1999. Vol. 29.
10. Белоненко Т. В. Градиентно-вихревые волны в северо-западной части Тихого океана // *Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7: Геология, география* 2001. Вып. 3 (№23).
11. Леонов А. К. Региональная океанография. Л., 1960. Ч. 1.
12. Юрасов Г. И., Яричин В. Г. Течения Японского моря. Владивосток, 1991.
13. Покудов В. В., Манько А. Н., Хлусов А. Н. Особенности гидрологического режима вод Японского моря в зимний период // *Труды Дальневост. науч.-исслед. гидромет. ин-та*. 1976. Вып. 60.
14. Хидака К. Океанографическая энциклопедия / Пер. с англ. Л., 1974.
15. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Японское море // *Моря СССР* / Под ред. К. Т. Богданова. М., 1982.
19. Яричин В. Г. Состояние изученности циркуляции вод Японского моря // *Труды Дальневост. науч.-исслед. гидромет. ин-та*. 1980. Вып. 80.
17. Гидрология Тихого океана / Под ред. А. Д. Добровольского. М., 1968.
18. Akihiko Morimoto, Tetsuo Yanagi. Variability of sea surface circulation in the Japan Sea // *J. Oceanography*. 2001. Vol. 57.
19. Engfield B., Alien J. S. On the structure and dynamics of monthly mean sea-level along the Pacific Coast of North and South America // *J. Phys. Oceanography*. 1980. Vol. 10, N4.
20. Isozaki I. An investigation on the variation of sea level due to meteorological disturbances on the coast of Japanese islands // *J. Oceanogr. Soc. Japan*. 1968. Vol. 24, N4.
21. Галеркин Л. И. О сезонных колебаниях уровня Тихого океана // *Океанология*. 1961. Т. 1, №2.
22. Nomitsu T., Okamoto M. The causes of the annual variation of the mean sea level along the Japanese coast // *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto*. 1927. Ser. A. Vol. 10, N3.
23. Cartwright D. The delusion of sea level // *New Sci*. 1963. Vol. 20, N359.
24. Галеркин Л. И. О физических основах прогноза сезонных колебаний уровня Японского моря // *Труды Ин-та океанологии АН СССР*. 1960. Т. XXXV, №1.
25. Kim C.-H., Yoon J.-H. A numerical modeling of the upper and the intermediate layer circulation in the East Sea // *J. Oceanography*. 1999. Vol. 55.
26. Hirose N. Assimilation of satellite altimeter data with circulation models of the Japan Sea // *A Dissertation submitted for the degree of Doctor of Science*. Kyushu. 1999.

Статья поступила в редакцию 20 апреля 2003 г.