

УДК 551.465

ПОЛЮСНЫЙ ПРИЛИВ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ

© 2014 г. И. П. Медведев, А. Б. Рабинович, Е. А. Куликов

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

e-mail: medvedev@ocean.ru

Поступила в редакцию 05.04.2013 г.

Полюсный прилив, возбуждаемый чандлеровскими колебаниями оси вращения Земли с периодом около 14 месяцев, в Балтийском море носит аномально высокий характер. Для описания особенностей полюсного прилива в этом море использовались длительные ежедневные (23 станции) и средне-месячные (64 станции) записи колебаний уровня моря. Максимальная длительность записей составила 123 года (ежечасные) и 211 лет (среднемесячные). По результатам спектрального анализа были подсчитаны интегральные амплитуды полюсного прилива вдоль всего побережья Балтийского моря и построена карта, описывающая пространственную изменчивость полюсного прилива. Результаты анализа показали, что амплитуды полюсного прилива в Балтийском море в несколько раз выше, чем следует из статической теории; при этом наблюдается явное возрастание амплитуды прилива на северо-восток, т.е. от Датских проливов (1.5–2 см) к Финскому и Ботническому заливам (4.5–7 см). Выяснилось, что максимальных амплитуд полюсный прилив достигает в Финском заливе, а не в Ботническом, как считалось ранее. Отмечены значительные флуктуации амплитуды и периода полюсного прилива в XIX и XX вв.

DOI: 10.7868/S0030157414020178

1. ВВЕДЕНИЕ

Поверхность уровня океана претерпевает постоянные изменения под действием различных долгопериодных астрономических факторов [7]. Леонард Эйлер еще в 1765 г. предположил, что Земля, вращаясь вокруг своей оси, должна испытывать слабые “покачивания”: **свободные нутации**, период которых, по расчетам Эйлера, должен быть около 10 месяцев [2]. В конце XIX в. американский ученый Сет Чандлер, на основе астрономических широтных наблюдений, выявил эйлеровые нутации оси вращения Земли и показал, что их фактический период больше, чем это было предсказано Эйлером, и составляет около 14 месяцев [8]. Эти нутации получили название **чандлеровских колебаний** (Chandler Wobble).

Эйлер также предположил, что под влиянием свободных нутаций должен колебаться и уровень океана. Соответствующую волну, которая во многом аналогична долгопериодным приливным колебаниям, Дж. Дарвин назвал **полюсным приливом** [9]. По словам И.В. Максимова, полюсный прилив в океане представляет собой “одно из самых интересных глобальных геофизических явлений” [2]. В начале XX в. была разработана статическая теория полюсного прилива, которая описала зависимость высоты колебаний уровня океана от широты и амплитуды колебаний полюса вращения Земли [16]. Амплитуда статического полюсного прилива может быть представлена как

$$\Delta H = \frac{\Delta U}{g}(1 + k - h), \quad (1)$$

где g – ускорение свободного падения, $k \approx 0.30$ и $h \approx 0.61$ – числа Лява (см., например, [5]), ΔU – изменение потенциала центробежной силы Земли:

$$\Delta U = -1/2 \omega^2 a^2 \Delta \theta \sin 2\theta, \quad (2)$$

ω – угловая скорость вращения Земли, a – средний радиус Земли, θ – дополнение до широты (colatitude), а $\Delta \theta$ – модуль радиус-вектора движения полюса Земли относительно среднего положения. Как следует из выражения (2), амплитуда полюсного прилива достигает максимума в районе 45° с.ш. и ю.ш., а по направлению к полюсам и экватору эта амплитуда уменьшается.

Реальные движения полюса вращения Земли носят достаточно сложный характер и испытывают заметные многолетние изменения [2, 4]. Это означает, что чандлеровские колебания могут рассматриваться как амплитудно-модулированный процесс; при этом временной масштаб изменчивости $\Delta \theta$ составляет 10–15 лет [4], а сама величина $\Delta \theta$ меняется от 0.05 до 0.40" (дуговой секунды). Если взять характерное значение $\Delta \theta = 0.22''$, что примерно соответствует амплитуде нутаций Земли, равной 6.8 м, то, согласно (1), максимальное значение амплитуды полюсного прилива (на широте 45°) составит $\Delta H_{\max} = 0.8$ см [2, 12]. Учитывая, что точность большинства существующих береговых мареографов – ± 1 см, можно сказать, что возможности выделения полюсного прилива находятся на

границе разрешения. Однако, как показывает анализ данных долговременных измерений колебаний уровня моря, фактически наблюдаемый полюсный прилив в некоторых районах Мирового океана существенно сильнее, чем это следует из статической теории (см., например, [2, 11, 17]). С этой точки зрения особый интерес представляет Балтийское море. По данным проведенных ранее исследований, наибольшие амплитуды полюсного прилива наблюдаются в Ботническом заливе Балтийского моря — до 4.5–5 см [3, 12, 13, 15]. Ботнический залив располагается между 60 и 66° с.ш.; теоретическое значение статического прилива для этих широт — 0.6–0.7 см. Таким образом, наблюдаемые значения превышают теоретические примерно в 6–8 раз. Механизм формирования аномально высокого полюсного прилива в Ботническом заливе Балтийского моря до сих пор остается неясным [2, 14, 19]. Более того, неясно, является ли эта аномалия отличительной особенностью именно Ботнического залива или она проявляется и в других районах Балтийского моря, в частности, в Финском заливе.

Долговременные ряды наблюдений за колебаниями уровня Балтийского моря, которые стали доступны в последнее время, позволяют детально изучить пространственную изменчивость полюсного прилива в акватории моря и открывают возможности для исследования природы его аномальных особенностей в этом море. В работе [6] для анализа приливов Балтийского моря были использованы многолетние ряды ежечасных наблюдений за колебаниями уровня моря, полученные с помощью 35 мареографов, включая 15 мареографов в Финском заливе. Именно эти материалы, дополненные ежечасными наблюдениями на еще нескольких станциях, а также данными среднемесячных измерений уровня моря, послужили основой настоящего исследования структуры и особенностей полюсного прилива в Балтийском море.

2. НАБЛЮДЕНИЯ

Из 35 мареографных станций, описанных в работах [1, 6], мы выбрали 23 станции, имеющие наиболее длинные и качественные ряды **ежечасных** наблюдений. Период измерений на большинстве станций (таблица) составил 15–17 лет, на станции Горный институт (на входе в Невскую губу, см. рис. 1) — 31 год. Дополнительно были проанализированы данные станций Гетеборг и Стокгольм (Швеция), взятые с портала Центра уровня моря Гавайского университета (UHSLC) (<http://uhslc.soest.hawaii.edu>). Период наблюдений на станции Стокгольм составил 123 года, а в Гетеборге — 40 лет.

Для более подробного описания и исследования полюсного прилива в Балтийском море были собраны и проанализированы **среднемесячные**

данные наблюдений колебаний уровня в различных пунктах Балтийского моря, взятые из архива Постоянной службы среднего уровня моря (Permanent Service for Mean Sea Level, PSMSL) — Ливерпуль, Англия. Всего были отобраны данные по 61 станции в Балтийском море, а также в Датских проливах и в проливе Каттегат, соединяющих Балтийское море с Северным (рис. 1, таблица). Также для сравнения были рассмотрены три станции в Северном море (Делфзейл, Куксхафен, Эсбьерг). Все измерения были приведены к единому отсчету времени (Гринвичскому), уровень моря — к нулю Балтийской системы высот (0 БС). Длительность среднемесячных рядов наблюдений значительно превышает длительность ежечасных рядов наблюдений. Так, для 22 станций удалось сформировать ряды наблюдений длиной свыше 100 лет, а на станции Стокгольм общая длительность наблюдений составила 211 лет (таблица). Уровненные данные были тщательно проверены на наличие ошибок и сбоев, пропуски в записях заполнялись интерполированными значениями.

Как хорошо видно из рис. 1, совместное использование станций с ежечасными и среднемесячными значениями дало возможность охватить наблюдениями всю акваторию Балтийского моря, включая его основные заливы. Так, на Финский залив приходится 13 станций, а на Ботнический — 22 станции.

3. СПЕКТРАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЛЮСНОГО ПРИЛИВА В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ

Полюсный прилив, в отличие от обычного астрономического прилива, не является строго детерминированным гармоническим процессом. Как указывают Манк и Макдональд [4], период полюсного прилива не остается постоянным во времени, а изменяется в пределах $\pm 4\%$. При этом период и амплитуда чандлеровского движения пропорциональны; увеличение периода коррелирует с малой амплитудой движения. В целом, полюсный прилив можно рассматривать как узкополосный стохастический сигнал в заданном диапазоне частот.

Для исследования полюсного прилива в Балтийском море применялся спектральный анализ с использованием быстрого преобразования Фурье [10]. С целью достижения высокого спектрального разрешения ($\Delta f \approx 0.06687$ цикл/год) ширина спектрального окна для большинства станций с ежечасными значениями уровня задавалась $N = 131072$ ч (для станции Горный институт — $N = 262144$ ч, $\Delta f \approx 0.03344$ цикл/год, для станции Стокгольм — $N = 999944$ ч и $\Delta f \approx 0.008766$ цикл/год). В результате были получены спектры с максимально возможным спектральным разрешением.

Станции, период наблюдений, дискретность наблюдений и интегральная амплитуда (\hat{A})

№	Название станции	Широта с.ш.	Долгота в.д.	Государство	Период наблюдений	Длительность (ч, мес.)	\hat{A} , см
1	Таллинн	59.45	24.80	Эстония	1978–1995	1 ч	6.0
2	Нарва	59.45	28.05	Эстония	1977–1991	1 ч	7.0
3	Шепелево	60.00	29.10	Россия	1992–2006	1 ч	4.4
4	Ломоносов	59.90	29.80	Россия	1992–2006	1 ч	4.8
5	Кронштадт	60.00	29.80	Россия	1992–2006 1835–2005	1 ч 1 мес.	4.7 3.9
6	Горный институт	59.93	30.28	Россия	1977–2007	1 ч	3.9
7	Приморск	60.35	28.62	Россия	1921–1939	1 мес.	4.3
8	Выборг	60.70	28.73	Россия	1992–2006 1889–1944	1 ч 1 мес.	4.8 3.5
9	Хамина	60.57	27.18	Финляндия	1992–2008 1928–2010	1 ч 1 мес.	4.7 4.6
10	Содерскар	60.12	25.42	Финляндия	1866–1936	1 мес.	3.0
11	Хельсинки	60.15	24.97	Финляндия	1992–2008 1879–2010	1 ч 1 мес.	4.4 3.9
12	Ханко	59.82	22.98	Финляндия	1992–2008	1 ч	4.0
13	Руссаро	59.77	22.95	Финляндия	1866–1936	1 мес.	3.0
14	Юнгфрузунд	59.95	22.37	Финляндия	1858–1934	1 мес.	3.0
15	Турку	60.43	22.10	Финляндия	1922–2010	1 мес.	4.1
16	Утё	59.78	21.37	Финляндия	1866–1936	1 мес.	2.9
17	Фёгло	60.03	20.38	Финляндия	1992–2008 1923–2010	1 ч 1 мес.	3.9 4.4
18	Лемстром	60.10	20.02	Финляндия	1889–1936	1 мес.	1.7
19	Люпюртти	60.60	21.23	Финляндия	1858–1936	1 мес.	3.0
20	Люокки	60.85	21.18	Финляндия	1858–1936	1 мес.	3.1
21	Раума	61.13	21.43	Финляндия	1992–2008 1933–2010	1 ч 1 мес.	4.1 4.4
22	Мянтюлуото	61.60	21.48	Финляндия	1992–2008 1910–2010	1 ч 1 мес.	4.2 4.4
23	Каскинен	62.35	21.22	Финляндия	1992–2008 1926–2010	1 ч 1 мес.	4.3 4.1
24	Вааса	63.08	21.57	Финляндия	1883–2010	1 мес.	4.0
25	Пиетарсари	63.70	22.70	Финляндия	1914–2010	1 мес.	4.1
26	Раахе	64.67	24.40	Финляндия	1922–2010	1 мес.	4.5
27	Оулу	65.03	25.42	Финляндия	1889–2010	1 мес.	3.8
28	Кеми	65.67	24.52	Финляндия	1920–2010	1 мес.	4.5
29	Каликс	65.70	23.10	Швеция	1974–2011	1 мес.	4.3
30	Фуруэгрунд	64.92	21.23	Швеция	1916–2011	1 мес.	4.0
31	Ратан	63.99	20.90	Швеция	1892–2011	1 мес.	3.7
32	Драгхеллан	62.37	17.53	Швеция	1898–1967	1 мес.	3.8
33	Спикарна	62.36	17.53	Швеция	1992–2008	1 ч	4.0
34	Недре Гавле	60.68	17.17	Швеция	1896–1986	1 мес.	3.5
35	Бьёрн	60.63	17.97	Швеция	1892–1976	1 мес.	3.6
36	Форсмарк	60.40	18.20	Швеция	1992–2008	1 ч	3.8

Таблица. Окончание

№	Название станции	Широта с.ш.	Долгота в.д.	Государство	Период наблюдений	Длительность (ч, мес.)	\hat{A} , см
37	Стокгольм	59.32	18.08	Швеция	1889–2011 1801–2011	1 ч 1 мес.	3.6 3.6
38	Недре Сёдертелье	59.20	17.62	Швеция	1869–1970	1 мес.	2.6
39	Ландсорт	58.74	17.87	Швеция	1887–2005	1 мес.	3.4
40	Висби	57.63	18.28	Швеция	1992–2008 1916–2011	1 ч 1 мес.	3.4 3.4
41	Эланд	57.37	17.10	Швеция	1992–2008 1887–2011	1 ч 1 мес.	3.3 3.3
42	Кунгсхолмсфорт	56.11	15.59	Швеция	1887–2011	1 мес.	2.8
43	Симрисхамн	55.55	14.35	Швеция	1992–2008	1 ч	2.5
44	Истад	55.42	13.82	Швеция	1887–1981	1 мес.	1.9
45	Клагсхамн	55.52	12.89	Швеция	1929–2011	1 мес.	2.5
46	Варберг	57.10	12.22	Швеция	1887–1981	1 мес.	1.8
47	Гётеборг	57.68	11.79	Швеция	1967–2006 1889–2011	1 ч 1 мес.	1.9 1.9
48	Смоген	58.35	11.22	Швеция	1911–2011	1 мес.	2.1
49	Хиртсхалс	57.60	9.96	Дания	1892–2011	1 мес.	2.5
50	Фредериксхавн	57.44	10.55	Дания	1894–2011	1 мес.	1.7
51	Орхус	56.15	10.22	Дания	1888–2011	1 мес.	1.2
52	Хорнбаек	56.09	12.46	Дания	1898–2011	1 мес.	2.1
53	Копенгаген	55.71	12.60	Дания	1889–2011	1 мес.	2.0
54	Фредерикиа	55.56	9.75	Дания	1889–2011	1 мес.	1.7
55	Корсор	55.33	11.14	Дания	1897–2001	1 мес.	1.6
56	Слипсавн	55.29	10.83	Дания	1896–2011	1 мес.	1.3
57	Рёдбюхавн	54.66	11.35	Дания	1955–2011	1 мес.	1.9
58	Гедсер	54.57	11.93	Дания	1898–2011	1 мес.	1.9
59	Травемюнде	53.97	10.88	Германия	1856–1986	1 мес.	1.3
60	Висмар	53.90	11.47	Германия	1848–2010	1 мес.	1.4
61	Варнемюнде	54.18	12.08	Германия	1855–2010	1 мес.	1.5
62	Свиноуйсьце	53.92	14.23	Польша	1811–1999	1 мес.	2.3
63	Колобжег	54.18	15.55	Польша	1951–1999	1 мес.	2.9
64	Устка	54.58	16.87	Польша	1951–1999	1 мес.	3.0
65	Владиславово	54.80	18.42	Польша	1992–2008 1951–1999	1 ч 1 мес.	3.0 3.3
66	Гданьск	54.40	18.68	Польша	1951–1999	1 мес.	3.2
67	Балтийск	54.60	19.90	Россия	1992–2006	1 ч	3.8
68	Калининград	54.70	20.48	Россия	1926–1986	1 мес.	3.1
69	Клайпеда	55.70	21.13	Литва	1898–2011	1 мес.	3.4
70	Лиенае	56.53	20.98	Латвия	1865–1936	1 мес.	2.6
71	Даугава	57.05	24.03	Латвия	1872–1938	1 мес.	3.4
72	Эсбьерг	55.46	8.44	Дания	1889–2011	1 мес.	3.3
73	Куксхафен	53.87	8.72	Германия	1843–2010	1 мес.	2.7
74	Делфзейл	53.32	6.93	Голландия	1865–2011	1 мес.	2.3

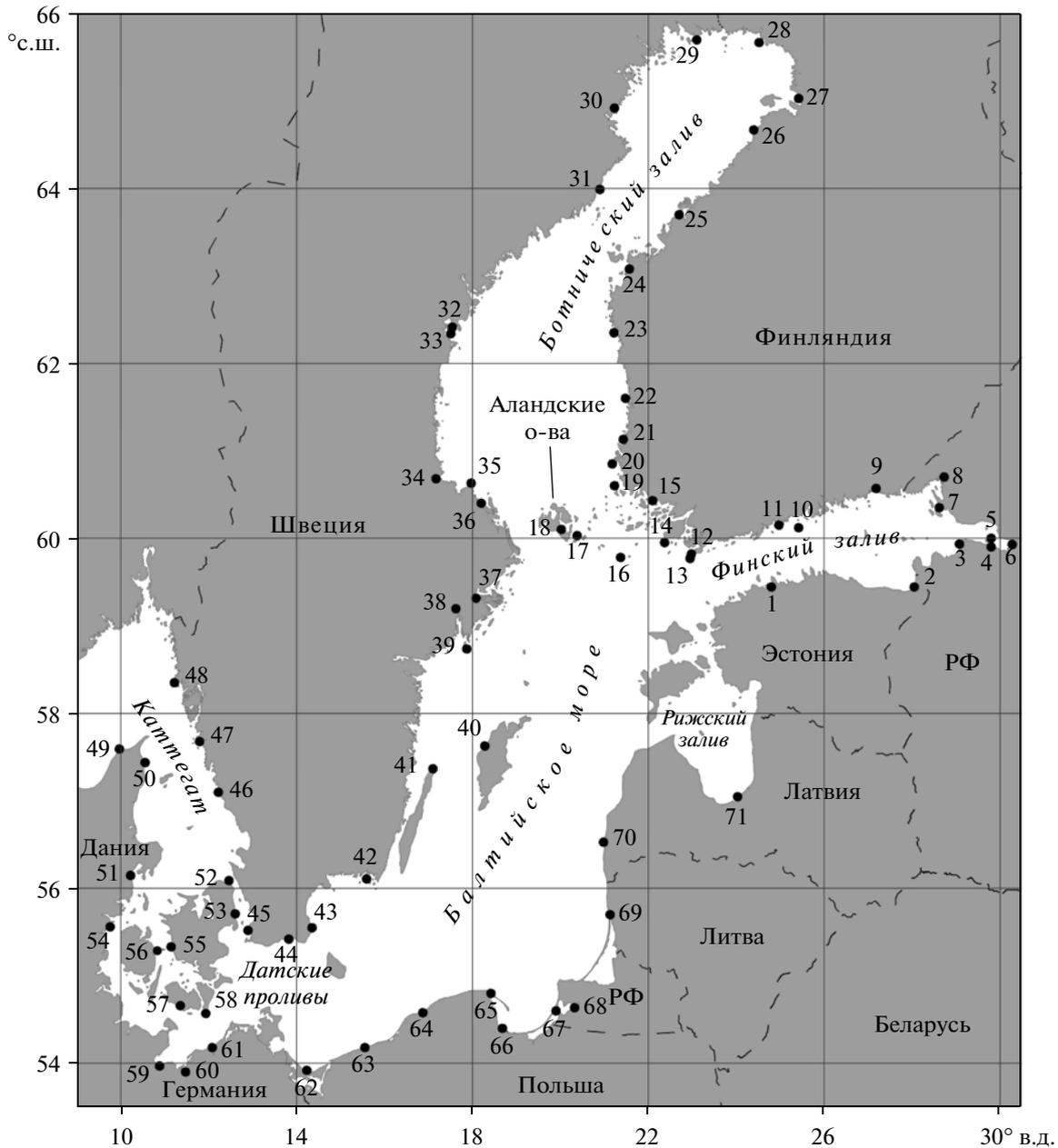


Рис. 1. Схема расположения мареографных станций (номера соответствуют номерам в таблице). Три станции 72, 73 и 74 расположены в Северном море за пределами рисунка.

На рис. 2 представлена низкочастотная часть спектра колебаний уровня моря в диапазоне периодов от 100 до 500 сут для четырех станций, расположенных в различных районах Балтийского моря: а) Стокгольм – в открытой части Балтийского моря; б) Каскинен – в Ботническом заливе; в) Таллинн – на входе в Финский залив и г) Кронштадт – в вершине Финского залива.

В низкочастотной части спектра основной энергонесущий пик соответствует годовой гармонике S_a , амплитуда которой в Балтийском море варьируется в широком диапазоне: от 4 до 20 см

[6, 12]. На некоторых станциях заметных величин достигает полугодовая гармоника S_{5a} : до 5–10 см. Так, на станциях Кронштадт и Каскинен величина полугодовой компоненты сравнима с годовой.

В рамках настоящего исследования основной интерес представляет широкий спектральный максимум с периодом от 410 до 440 сут, соответствующий полюсному приливу P_{14} . На спектрах уровня для станций Каскинен, Таллинн и Кронштадт, из-за низкого спектрального разрешения, данный пик “расширяется” (рис. 2б–2г). Тогда как на станции Стокгольм, для которой анализи-

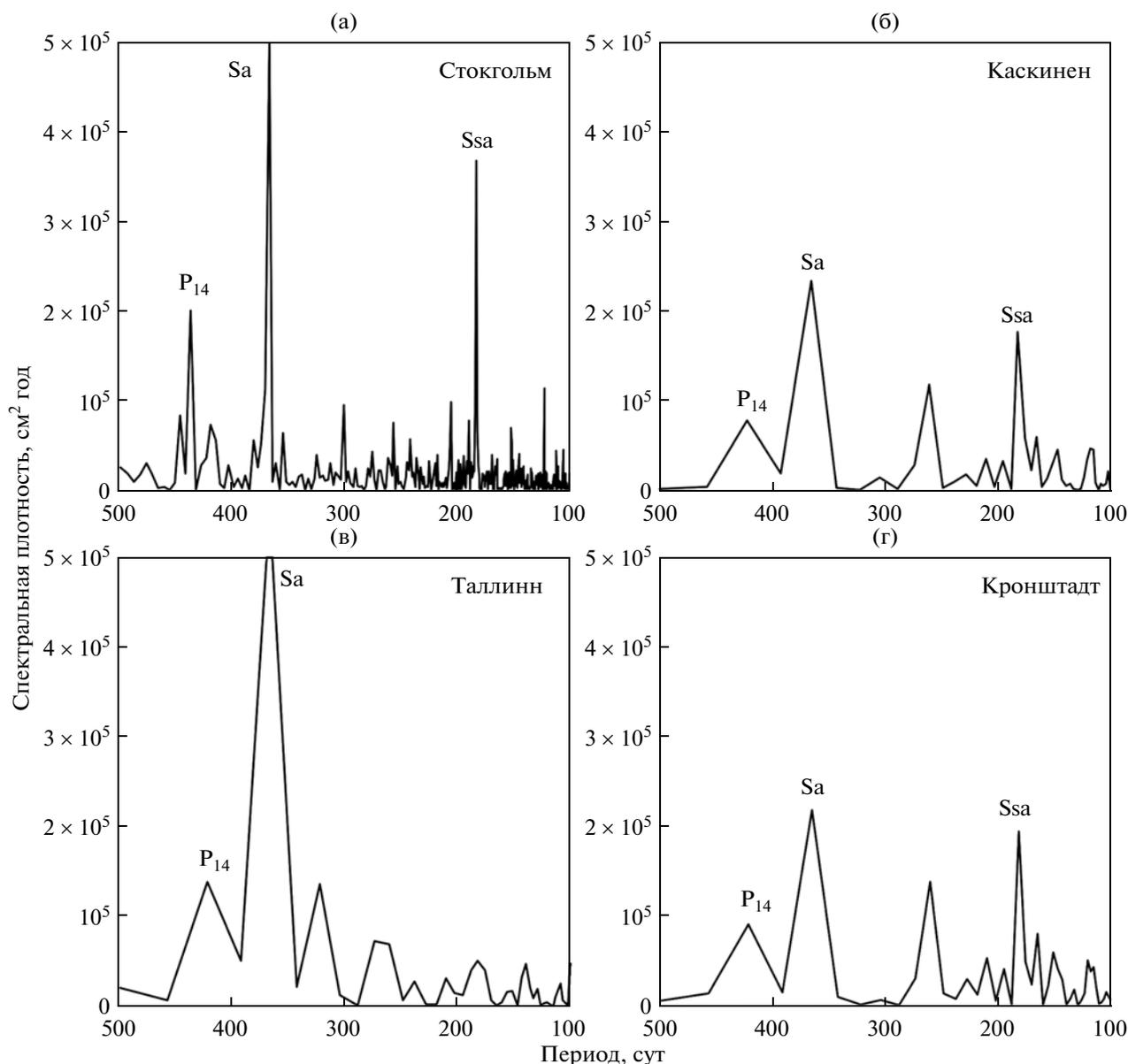


Рис. 2. Спектры колебаний уровня моря, построенные по ежечасным рядам наблюдений, на периодах от 100 до 500 сут на станциях Стокгольм (а), Каскинен (б), Таллинн (в), Кронштадт (г). Спектральная плотность годовой гармоники срезана на уровне 5×10^5 см² год.

ровался самый длительный ряд ежечасных значений (123 г), спектральный пик полюсного прилива сужается и разделяется на три отдельные компоненты: 417 (P_{14}^2), 434 (P_{14}^0) и 443 (P_{14}^1) сут (рис. 2а). При этом спектральная плотность главного пика с периодом около 434 сут более чем вдвое превосходит соседние локальные максимумы полюсного прилива. Кроме этого на частоте 1.78 цикл/год (≈ 205 сут) наблюдается относительно ярко выраженный спектральный пик, возможно, являющийся обертоном частоты полюсного прилива. В целом выявление в спектре колебаний уровня обертонов основных составляющих полюсного

прилива представляется затруднительным вследствие незначительности амплитуды основной гармоники (434 сут) и высокого уровня шума. Также в низкочастотной части спектра колебаний уровня на станции Стокгольм выделяется спектральный пик на частоте 1.22 цикл/год (300 сут). Эта гармоника с периодом 300 сут была обнаружена на спектрах примерно 20 станций в Балтийском море. Причина формирования подобного пика пока остается неизвестной.

Для более полного описания полюсного прилива в Балтийском море нами был также выполнен спектральный анализ рядов ежемесячных

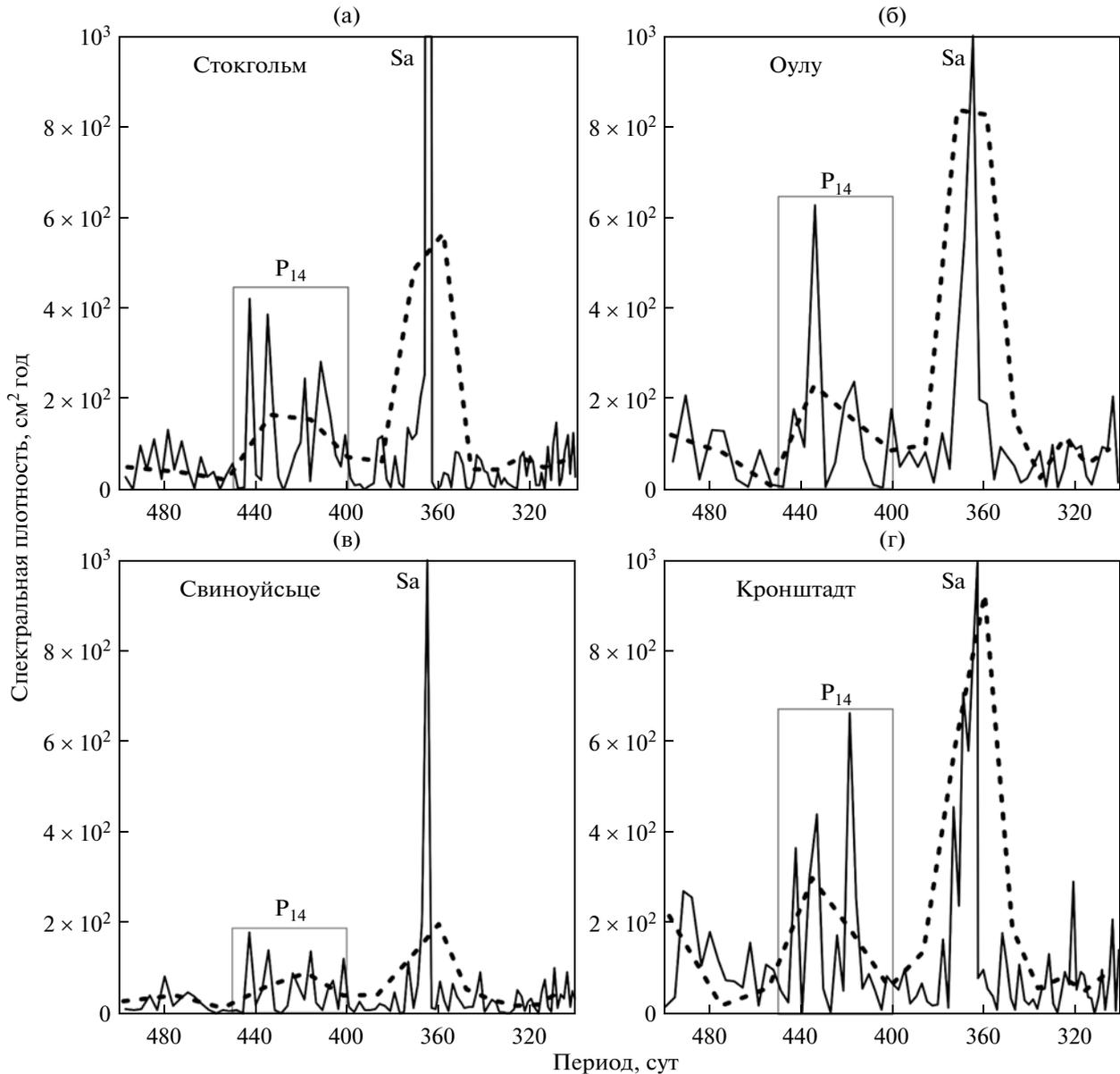


Рис. 3. Спектры колебаний уровня моря, построенные по среднемесячным рядам наблюдений, на периодах от 300 до 500 суток на станциях Стокгольм (а), Оулу (б), Свиноуйсьце (в), Кронштадт (г). Сплошная линия – спектр при максимальном разрешении и $\nu = 2$, пунктир – сглаженный спектр при $N = 343$ и $\nu = 14$ (а), 8 (б), 12 (в) и 10 (г).

значений уровня моря для 61 станции. На рис. 3 представлена низкочастотная часть спектра колебаний уровня моря (периоды от 300 до 500 сут) для станций Стокгольм (а), Оулу (б), Свиноуйсьце (в) и Кронштадт (г). Спектральное разрешение варьировалось в зависимости от длины ряда и задаваемой ширины спектрального окна. Самого высокого спектрального разрешения удалось достичь для станции Стокгольм – $\Delta f \approx 0.0047393$ цикл/год, $N = 2532$ мес. На станции Свиноуйсьце – $\Delta f \approx 0.005291$ цикл/год, $N = 2268$ мес.; Оулу – $\Delta f \approx 0.0087591$ цикл/год, $N = 1370$ мес. и Кронштадт – $\Delta f \approx 0.0058508$ цикл/год, $N = 2050$ мес.

Число степеней свободы при расчете спектра на всех станциях задавалось минимальное ($\nu = 2$).

Как и на спектрах, рассчитанных по ежечасным данным, главные спектральные пики приходятся на годовую (Sa) и полугодовую (Ssa) гармоники; спектральный пик Sa на рис. 3 срезан для лучшего выделения пиков, не связанных с сезонными колебаниями. Во временном диапазоне периодов от 400 до 450 сут, соответствующем полюсному приливу, наблюдается заметное увеличение спектральной плотности. Характер широкого максимума существенно меняется в зависимости от спектрального разрешения. Так, на станции Оулу

(рис. 3б) в рассматриваемом диапазоне выделяют-ся два локальных пика с периодами $P_{14}^0 = 434$ и $P_{14}^2 = 417$ сут, причем спектральная плотность первого пика превышает значение второго в три раза. На спектре уровня моря на станции Кронштадт (рис. 3г) в диапазоне периодов полусного прилива можно выделить три локальных пика: 443, 434 и 417 сут, причем чем меньше период, тем выше спектральная плотность. На спектре на станции Свиноуйсьце широкий максимум полусного прилива делится на несколько локальных пиков. Наибольшая спектральная плотность в рассматриваемом диапазоне наблюдается на периоде $P_{14}^1 = 443$ сут, далее по убывающей следуют локальные пики с периодами 434, 417 и 401 сут. На спектре уровня моря на станции Стокгольм (станции с максимальным спектральным разрешением) основной пик соответствует периоду 443 сут, несколько слабее пик с периодом 434 сут.

Длительные (>100 лет) ежемесячные ряды наблюдений были использованы для оценки добротности полусного прилива. Расчеты проводились при большем числе степеней свободы и, соответственно, меньших доверительных интервалах. Добротность (Q -фактор) – одна из важнейших характеристик полусного прилива, характеризующая скорость затухания колебаний. Для ее оценки можно использовать простое соотношение

$$Q = \frac{f_0}{\Delta f}, \quad (3)$$

где f_0 – центральная частота спектрального пика, а Δf – ширина на половине высоты спектрального пика [4]. Чем выше добротность, тем медленнее колебания затухают. Спектральный анализ рядов наблюдений по станциям, представленным на рис. 3, с длиной окна $N = 343$ мес. позволил получить значения добротности от 9.5 (для Стокгольма) до 12.5 (для Кронштадта). По данным Манка и Макдональда [4], характерное значение добротности для полусного прилива лежит в пределах 6–60.

По результатам спектрального анализа ежечасных и среднемесячных рядов наблюдений (рис. 2 и 3) видно, что характер спектрального пика для полусного прилива сильно зависит от длины ряда, т.е. от разрешения спектра. Выделения определенной детерминированной частоты для полусного прилива, как это делается для астрономических приливов, не происходит. При анализе коротких рядов наблюдений (менее 30 лет) спектральный пик, соответствующий полусному приливу, имеет вид широкого “размытого” максимума. На спектрах длительных рядов наблюдений этот максимум разделяется на два или более локальных пика. Из-за малого числа степеней свободы и слишком широкого доверительного

интервала затруднительно получить качественную оценку существования нескольких локальных максимумов полусного прилива. Подобное деление максимума на несколько локальных при увеличении спектрального разрешения, вероятно, вызвано изменчивостью доминирующего периода полусного прилива в течение времени. Тем не менее можно сказать, что на большинстве станций в Балтийском море наблюдаются достаточно стабильные спектральные пики с периодами $P_{14}^0 = 434$ и $P_{14}^2 = 417$ сут.

4. ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АМПЛИТУД ПОЛЮСНОГО ПРИЛИВА

Результаты спектрального анализа позволили исследовать пространственное распределение амплитуд полусного прилива по акватории Балтийского моря. Более 45 лет назад Максимовым и Карклиным были подсчитаны средние амплитуды полусного прилива в 13 портах Балтийского моря за 30 лет (с 1900 по 1930 гг.) [3]. В настоящей работе для описания характера полусного прилива в Балтийском море использовались данные 71 станции с длительностью наблюдений, превышающей на ряде станций 100 лет. Ежечасные и ежемесячные данные, представленные в таблице, анализировались отдельно. При помощи спектрального анализа были выделены широкие пики в частотном диапазоне от 0.81 до 0.91 цикл/год (400–450 сут) и проведен расчет интегральной амплитуды полусного прилива для каждой j -ой станции:

$$\hat{A}_j = \left[\Delta f \sum_i S_j(f_i) \right]^{1/2}, \quad (4)$$

где Δf – спектральное разрешение, а $S_j(f_i)$ – спектральная плотность в пределах частотного диапазона f_i для j -ой станции. Результаты расчетов представлены в таблице и на рис. 4.

Согласно данным анализа рядов ежечасных значений уровня моря, при перемещении от Датских проливов на восток наблюдается существенное увеличение амплитуды полусного прилива (рис. 4а). В районе Аландских островов она составляет 4 см. В Ботническом заливе амплитуда полусного прилива увеличивается при перемещении от входа к вершине. У восточного побережья залива значения амплитуды полусного прилива заметно превышают значения амплитуд у западного побережья. В Финском заливе также наблюдается увеличение амплитуды полусного прилива при перемещении к вершине залива. Наибольших величин полусный прилив достигает на южном побережье Финского залива: Нарва – 7 см, Таллинн – 6 см.

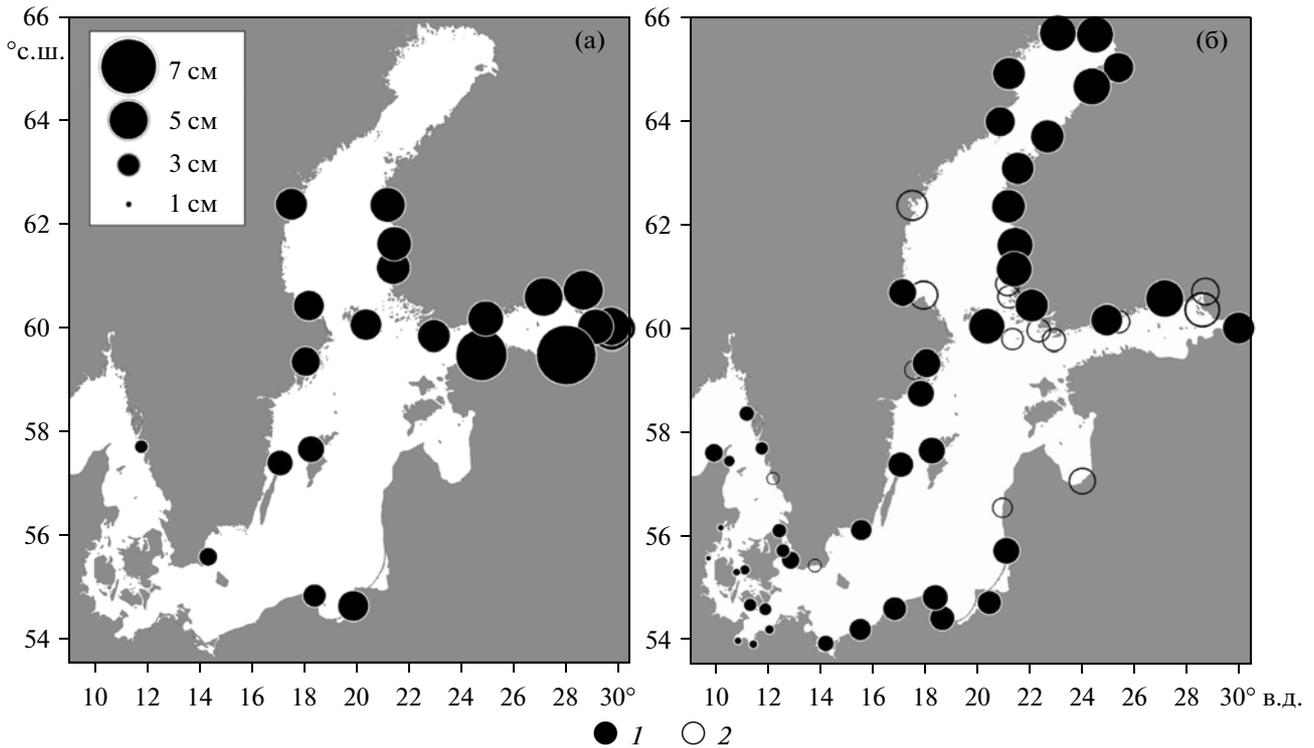


Рис. 4. Схема распределения интегральной амплитуды полюсного прилива в Балтийском море по ежечасным (а) и ежемесячным (б) наблюдениям за колебаниями уровня моря.
 1 — Амплитуды полюсного прилива на станциях, где наблюдения велись в течение 19–20 вв., 2 — в конце 19 в.—начале 20 в.

По ежемесячным значениям была получена более подробная картина пространственной изменчивости полюсного прилива в Балтийском море (рис. 4б). Наименьшие амплитуды прилива наблюдаются в юго-западной части моря: от 1.3–1.5 см у балтийского побережья Германии до 1.9 см у островов в Датских проливах. В центральной части моря величина полюсного прилива составляет от 3.4 до 4 см (у Аландских о-вов). В Ботническом и Финском заливах амплитуда полюсного прилива немного возрастает: на станциях Кеми и Раахе — 4.4 см, Хамина — 4.6 см. В Ботническом заливе наблюдается превышение в амплитудах прилива у восточного побережья над приливом у западного побережья в среднем на 0.5–0.8 см. На станциях, период наблюдений которых приходился на конец XIX—начало XX в., наблюдается занижение высоты полюсного прилива по сравнению с близлежащими станциями, где наблюдения проводились позднее. Так, амплитуда полюсного прилива на станции Лемстром в 2.5 раза меньше, чем на станции Фёгло (рис. 4б). Значения амплитуд по этим станциям показаны на рис. 4б пустыми кружками. Многими авторами ранее отмечалось, что чандлеровские колебания подвержены значительным вариациям амплитуды и периода во времени [4]. Возможно, несколько локальных максимумов в широком спектральном диапазоне полюсного прилива вызваны именно изменчивостью доминантного периода процесса в течение XIX–XX вв.

5. ОБСУЖДЕНИЕ

В целом интегральные амплитуды полюсного прилива, оцененные по ежечасным и ежемесячным данным, хорошо согласуются. На некоторых станциях (Эланд, Висби, Хельсинки) рассчитанные характеристики практически совпадают, не-

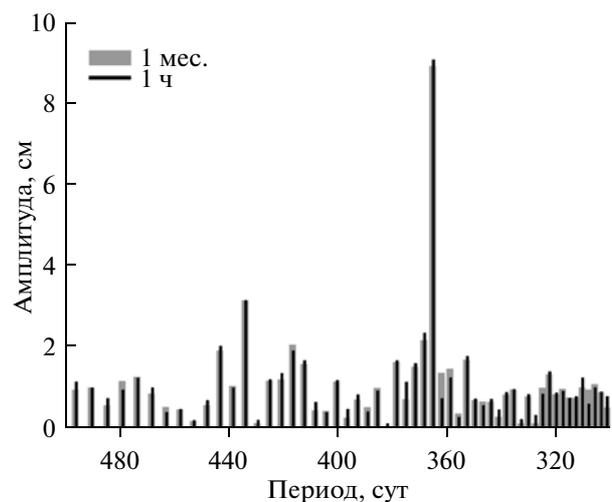


Рис. 5. Сравнение низкочастотного спектрального диапазона колебаний уровня по ежечасным (черные столбцы) и ежемесячным (серые столбцы) данным 123-летних наблюдений на станции Стокгольм.

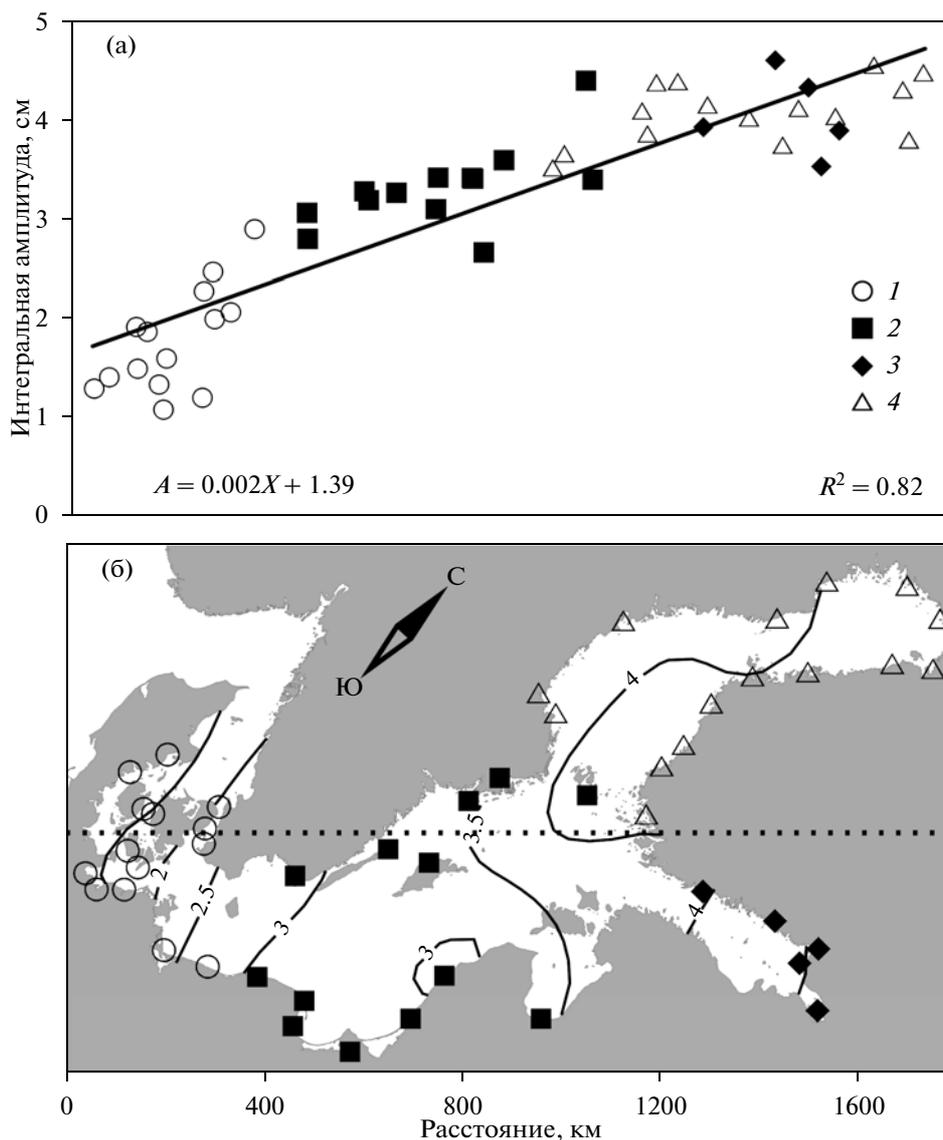


Рис. 6. (а) – Зависимость амплитуды полюсного прилива от расстояния вдоль оси наилучшей корреляции, направленной с юго-запада на северо-восток Балтийского моря. (б) – Распределение интегральной амплитуды полюсного прилива в Балтийском море, где сплошными линиями показаны изолинии равных интегральных амплитуд, а пунктирной – направление оси наилучшей корреляции (X). Расположение станций: 1 – Датские проливы, 2 – центральная часть Балтийского моря, 3 – Финский залив, 4 – Ботнический залив.

смотря на сравнительно короткий период наблюдений ежечасных данных. На рис. 5 показано сопоставление низкочастотных частей спектров колебаний уровня моря по ежечасным и среднемесячным данным в Стокгольме. Сравнивались ежечасные и ежемесячные данные с одинаковым периодом наблюдений – 123 года (с 1889 по 2010 гг.). Для наглядности спектральная плотность колебаний была пересчитана в амплитуду согласно соотношению (4). Разница в спектральных амплитудах почти отсутствует (рис. 5). Спектр, посчитанный по ежечасным данным, имеет более низкий уровень шума, по сравнению со спектром, оце-

ненным по среднемесячным данным. По видимому это связано с разными методами интерполяции пропусков в данных.

На рис. 4б видно, что амплитуда полюсного прилива в Балтийском море возрастает не только с долготой, но и с широтой. В настоящей работе была рассмотрена зависимость амплитуды полюсного прилива как функции линейного расстояния от входа. Для этого значения осей координат для каждой станции были пересчитаны в декартову систему с началом отсчета в точке с координатами 9° в.д. и 53° с.ш., ось абсцисс была направлена на восток, ординат – на север. Коэффициент

множественной корреляции амплитуды с долготой и широтой составил 0.9, при направлении оси максимальной корреляции (оси полюсного прилива) с юга-запада на северо-восток Балтийского моря (это направление — ось X на рис. 6б — отмечено пунктирной линией). В распределении амплитуд полюсного прилива относительно оси максимальной корреляции (рис. 6а) наблюдается достаточно равномерная зависимость с малым разбросом значений при продвижении на север и восток. Увеличение амплитуды в меридиональном направлении противоречит статической теории полюсного прилива [2, 12, 16], согласно которой максимум амплитуды прилива должен наблюдаться в районе 45° с.ш., уменьшаясь в сторону полюсов, а от долготы амплитуда не зависит.

Зависимость амплитуды полюсного прилива вдоль оси X , т.е. от входа в Балтийское море до вершин заливов, можно выразить простым эмпирическим соотношением

$$\hat{A}(X) = aX + b, \quad (5)$$

где $a = 0.002 \pm 0.0001$, $b = 1.39 \pm 0.14$, при этом X — в км, а \hat{A} — в см.

Механизм формирования полюсного прилива в Балтийском море остается неясным. В работах [13, 19] авторы пытались объяснить аномально большие амплитуды полюсного прилива в Северном и Балтийском морях, превышающие типичные значения статического отклика примерно в 6–8 раз. При этом обращалось внимание на возрастание амплитуды полюсного прилива при перемещении на восток [13]. Высказывалось предположение [13, 19, 20], что такое увеличение амплитуд формируется в результате **динамического** отклика (резонанса) акватории в виде распространяющейся на восток топографической волны Россби. Альтернативная гипотеза высказана в работе [18], в которой на основе численного моделирования изменчивости уровня Северного моря, вызванного воздействием атмосферного давления и ветра, было показано, что большая часть энергии колебаний с частотой полюсного прилива достаточно хорошо воспроизводится моделью, что говорит в пользу метеорологической природы колебания с периодом 14 мес. в этом море. Согласно результатам данного исследования, аномальный отклик уровня моря обусловлен, прежде всего, воздействием на поверхность моря зональной компоненты касательного ветрового напряжения. Тем самым фактически предполагается, что Чандлеровские колебания положения полюса вызывают полюсный прилив в Северном море **не непосредственно**, а **апосредственно**, т.е. вызывая колебания атмосферы, с соответствующим периодом, которая в свою очередь воздействует на уровень моря. Можно предположить, что сход-

ный характер возбуждения полюсного прилива наблюдается и в Балтийском море.

Представленные в настоящей работе результаты анализа подтверждают аномально высокие амплитуды полюсного прилива в Балтийском море. При этом выяснилось, что максимальный полюсный прилив наблюдается не в Ботническом заливе, как это предполагалось ранее [13], а в Финском заливе (Нарва, Хамина). Наблюдается отчетливое возрастание амплитуд прилива в акватории Балтики в северо-восточном направлении от 1.5 до 4.6 см (по среднемесячным рядам наблюдений). В отличие от выводов Вунша [19], сделанных по измерениям полюсного прилива в Северном море, где им было выявлено некоторое изменение фазы, свидетельствующее о распространяющейся волне, в Балтике взаимный спектральный анализ данных уровня моря в различных пунктах значимых фазовых сдвигов не показал. Следует отметить, что максимальные значения амплитуд полюсного прилива наблюдаются в пунктах, расположенных вблизи обширных мелководных участков моря (Ботнический и Финский заливы). Этот факт косвенно подтверждает влияние ветра на формирование полюсного прилива в Балтийском море.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе по многолетним ежедневным и ежемесячным измерениям уровня моря были получены оценки амплитуд и выявлены основные особенности полюсного прилива в Балтийском море. Спектральный анализ длительных рядов наблюдений показал изменения амплитуд и периодов полюсного прилива во времени и в пространстве. Основной пик, хорошо выделяющийся в спектрах, соответствует периоду ~ 434 сут, но на станциях, где длительность рядов позволяла получить высокое спектральное разрешение, выделялись также пики на периодах 417 и 443 сут. Временная изменчивость амплитуд и периодов полюсного прилива многократно отмечалась и другими авторами (см., например, [2, 12]), в частности, этот вопрос подробно обсуждался в книге Манка и Макдональда [4].

По рассчитанным на 71 станции интегральным амплитудам прилива была построена карта, описывающая пространственную изменчивость полюсного прилива. Результаты анализа показывают, что полюсный прилив в Балтийском море аномально высокий (значительно выше, чем следует из статической теории [16]), при этом наблюдается явное возрастание амплитуды прилива на северо-восток, т.е. от Датских проливов (1.5–2 см) к Финскому (до 7 см) и Ботническому (4.5 см) заливам.

Существующие ныне представления о формировании полюсного прилива в Северном море [14, 19] не позволяют объяснить аномальный ха-

рактик полюсного прилива в Балтийском море и значительное возрастание его амплитуды от входа к вершинам Финского и Ботнического заливов. Тем не менее, полученные в настоящей работе результаты дают важную информацию об общей картине явления и подсказывают пути поиска ответа на имеющиеся вопросы. Одним из факторов, несомненно влияющих на полюсный прилив в Балтийском море, являются атмосферные процессы с теми же периодами. Соответственно следующим шагом в исследовании 14-месячных колебаний уровня Балтийского моря может быть их совместный анализ с колебаниями атмосферного давления и ветра в районе этой акватории.

Авторы благодарят Е.Г. Морозова за ценные замечания по рукописи.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 12-05-00733, № 12-05-00757 и № 13-05-41360, гранта Министерства образования и науки (договор № 11.G34.31.0007).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Куликов Е.А., Медведев И.П. Изменчивость уровня Балтийского моря и наводнения в Финском заливе // *Океанология*. 2013. Т. 53. № 2. С. 167–174.
- Максимов И.В. Геофизические силы и воды океана. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 447 с.
- Максимов И.В., Карклин В.П. Полюсный прилив в Балтийском море // *Докл. АН СССР*. 1965. Т. 161. № 3. С. 580–582.
- Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли. М.: Мир, 1964. 384 с.
- Марчук Г.И., Каган Б.А. Динамика океанских приливов. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 359 с.
- Медведев И.П., Рабинович А.Б., Куликов Е.А. Приливные колебания в Балтийском море // *Океанология*. 2013. Т. 53. № 5. С. 596–611.
- Фомин Л.М. О влиянии медленных вращений Земли на циклическую изменчивость климата // *Океанология*. 2003. Т. 43. № 4. С. 485–494.
- Chandler S. On the variation of latitude // *Astronomical Journal*. 1891. V. 11. № 248. P. 59–61.
- Darwin G.H. The tides and kindred phenomena in the Solar System // J. Murray, London, 1898. 342 p.
- Emery W.J., Thomson R.E. Data analysis methods in physical oceanography. 2nd and revis. ed. Elsevier, New York, 2003. 638 p.
- Haubrich R., Munk W.H. The pole tide // *J. Geophys. Res.* 1959. V. 64. № 12. P. 2373–2388.
- Lisitzin E. Sea level changes. Amsterdam: Elsevier, 1974. 286 p.
- Miller S.P., Wunsch C. The pole tide // *Nature Physical Science*. 1973. V. 246. № 155. P. 98–102.
- O'Connor W.P., Chao B.F., Aheng D., Au A.Y. Wind stress forcing of the North Sea 'pole tide' // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 142. P. 620–630.
- Pugh D.T. Tides, Surges and mean sea level. Chichester: John Wiley, 1987. 472 p.
- Schweydar W. Theorie der Deformation der Erde durch Flutkräfte // *Veröftl. Preuss. Geod. Inst. Neue Folge*. 1916. № 66. 55 p.
- Shimizu T. The variation of the sea level and the barometric pressure with Chandler's period // *Geophys. Papers dedicated to Prof. Kenso Sassa*. 1963. P. 499–515.
- Tsimplis M.N., Flather R.A., Vassie J.M. The North Sea pole tide described through a tide-surge numerical model // *Geophysical Research Letters*. 1994. V. 21. № 6. P. 449–452.
- Wunsch C. Dynamics of the pole tide and the damping of the Chandler wobble // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1974. V. 39. P. 539–550.
- Wunsch C. Dynamics of the North Sea pole tide revisited. *Geophys. // J. Roy. Astron. Soc.* 1986. V. 87. P. 869–884.

Pole Tide in the Baltic Sea

I. P. Medvedev, A. B. Rabinovich, E. A. Kulikov

Pole tide driven by the Chandler Wobble, has the period of about 14 months and typical amplitudes in the World Ocean of ~0.5 cm. However, in the Baltic Sea they are anomalously high. To examine this effect we used long hourly sea level records from 23 tide gauges and monthly records from 61 stations. The lengths of the series were up to 123 years for hourly and 211 years for monthly series. High-resolution spectra revealed a cluster of neighboring peaks with periods from 410 to 440 days. The results of spectral analysis were applied to estimate the integral amplitudes of pole tides from all available tide gauges along the coast of the Baltic Sea. The height of the pole tide was found to gradually increase from the entrance (Danish Straits) to the northeast end of the sea. The largest amplitudes – up to 4.5–7 cm – were observed in the heads of the Gulf of Finland and the Gulf of Bothnia. Significant temporal fluctuations in amplitudes and periods of the pole tide were observed during XIX and XX centuries.