# В.Ф. Дубравин

# ЭВОЛЮЦИИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ

В.Ф. Дубравин

## ЭВОЛЮЦИИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ

V.F. Dubravin

EVOLUTIONS OF HYDRO-METEOROLOGICAL FIELDS IN THE BALTIC SEA Russian Academy of Sciences P. P. Shirshov Institute of Oceanology Atlantic Branch

V.F. DUBRAVIN

# EVOLUTIONS OF HYDRO-METEOROLOGICAL FIELDS IN THE BALTIC SEA

Kaliningrad 2014 Российская академия наук Институт океанологии им. П.П. Ширшова Атлантическое отделение

В.Ф. ДУБРАВИН

# ЭВОЛЮЦИИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ

Калининград 2014 УДК 551.506(261.24) ББК 26.221+26.23(99) **Д**79

## Издание осуществлено при финансовой поддержке Любови Сергеевны Дубравиной

### Рецензенты:

С.С. Аверкиев, д-р геогр. наук, доцент, декан океанологического ф-та Российского государственного гидрометеорологического университета

Т.А. Берникова, проф., канд. геогр. наук, засл. раб. рыбного хоз-ва РФ, Калининградский государственный технический университет

### Дубравин В.Ф.

Д79 Эволюции гидрометеорологических полей в Балтийском море / Владимир Дубравин; АО ИО РАН. — Калининград: Капрос, 2014. — 438 с.: ил. ISBN 978-5-904291-21-1

На основании анализа рядов данных гидрометеорологических измерений в Балтийском море за 1951-2000 гг. и разработанной автором модели временного ряда, состоящей из регулярных суточного и сезонного хода, нерегулярной внутрисуточной, синоптической, нерегулярной внутригодовой и межгодовой компонент, получены оценки вкладов различных видов колебаний в суммарную временную изменчивость температуры воды, солености и уровня моря, температуры воздуха и точки росы, атмосферного давления и модуля скорости ветра, испарения и осадков. Показано, что временная изменчивость гидрометеорологических элементов создается одновременным влиянием механизма взаимодействия океана и атмосферы и внешних геокосмических сил. К монографии прилагаются среднемесячные карты гидрометеорологических полей и гармонических постоянных их сезонной изменчивости.

Работа предназначена для специалистов в области физики, экологии и географии океана, а также для студентов соответствующих специальностей.

#### Dubravin V.F.

Evolutions of hydro-meteorological fields in the Baltic Sea / Vladimir Dubravin; Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of oceanology RAS. — Kaliningrad: Kapros, 2014. — 438 p.: ill.

ISBN 978-5-904291-21-1

УДК 551.506(261.24)

ББК 26.221+26.23(99)

ISBN 978-5-904291-21-1

© Дубравин В.Ф., 2014 © АО ИО РАН, 2014

На первой странице обложки — Л. Дубравина «Весна на Куршской косе», пастель, 1967 г. На четвертой странице обложки — Л. Дубравина «Осень в Светлогорске», пастель, 2010 г.

Светлой памяти моих Учителей Александра Ивановича Дуванина, Георгия Константиновича Ижевского, Олега Ивановича Мамаева посвящается

## Содержание

Введение	11
1. Процессы различных пространственно-временных масштабов	
в океане и атмосфере	13
2. Общие замечания. Материал и методика обработки данных	18
3. Структура временных рядов гидрометеорологических полей	
в Балтийском море	22
4. Климатические средние гидрометеорологических элементов	46
5. Регулярный суточный ход гидрометеорологических элементов	75
6. Синоптическая составляющая гидрометеорологических элементов	138
7. Регулярный сезонный ход гидрометеорологических элементов	164
8. Межгодовая составляющая гидрометеорологических элементов	221
9. О некоторых причинах долгопериодной изменчивости	
в атмосфере и океане	252
Заключение	318
Список литературы	328
Список сокрашений	344
Список рисунков	348
Список таблиц	361
Приложение А. Атлас гидрометеорологических полеи Балтииского моря.	070
карты распределения элементов по месяцам	3/3
Гемпература воды (рис. 1–12)	3/3
Соленость (рис. $13-24$ )	381
$U_{a}$	201
Тендрение (рис. 37–46)	393
Температура воздуха (рис. $49-00$ )	399
$C_{xopostupostupostupostupostupostupostupost$	405
Атуосформось коруонно (рис. 85, 06)	417
Призоходина Б. Ата за гармоницаемих настоящих сезонной	417
наменицирости ги прометеорологических постоянных сезонной	
изменчивости гидрометеорологических полеи валтийского моря. Карты распределения годорой гармоники (крота, амплитуда	
марты распределения годовой гармоники (квота, амплитуда, даты наступления максимума)	498
Дагы наступления максимума/ Температура роды (рис. 1–3)	495
Соленость (рис. $4-6$ )	496
Соленоств (рис. т-о)	140

Осадки (рис. 7–9)	428
Испарение (рис. 10–12)	429
Температура воздуха (рис. 13–15)	431
Температура точки росы (рис. 16–18)	432
Скорость ветра (рис. 19–21)	434
Атмосферное давление (рис. 22–24)	435
Abstract	437

## Contents

Introduction	11
1. Processes of different spatio-temporal scales in the ocean	
and the atmosphere	13
2. General remarks. Materials and methods of data processing	18
3. Structure of the time series of hydro-meteorological fields in the Baltic sea	22
4. Climatic means of hydro-meteorological elements	46
5. Regular diurnal course of variations of hydro-meteorological elements	75
6. Synoptical component of variations of hydro-meteorological elements	138
7. Regular seasonal course of variations of hydro-meteorological elements	164
8. Interannual component of variations of hydro-meteorological elements	221
9. On some reasons for long-term variability in atmosphere	
and ocean	252
Conclusions	318
Bibliography	398
Abbreviations	344
List of figures	348
List of tables	361
<b>Appendix A.</b> Atlas of hydro-meteorological fields of the Baltic sea.	0 = 0
Appendix A. Atlas of hydro-meteorological fields of the Baltic sea.         Monthly maps of elements distribution	373
Appendix A. Atlas of hydro-meteorological fields of the Baltic sea.         Monthly maps of elements distribution         Water temperature (fig. 1–12)	373 375
Appendix A. Atlas of hydro-meteorological fields of the Baltic sea.         Monthly maps of elements distribution         Water temperature (fig. 1–12)         Salinity (fig. 13–24)	373 375 381
Appendix A. Atlas of hydro-meteorological fields of the Baltic sea.         Monthly maps of elements distribution         Water temperature (fig. 1–12)         Salinity (fig. 13–24)         Precipitation (fig. 25–36)	373 375 381 387
Appendix A. Atlas of hydro-meteorological fields of the Baltic sea.         Monthly maps of elements distribution         Water temperature (fig. 1–12)         Salinity (fig. 13–24)         Precipitation (fig. 25–36)         Evaporation (fig. 37–48)	373 375 381 387 393
Appendix A. Atlas of hydro-meteorological fields of the Baltic sea.         Monthly maps of elements distribution         Water temperature (fig. 1–12)         Salinity (fig. 13–24)         Precipitation (fig. 25–36)         Evaporation (fig. 37–48)         Air temperature (fig. 49–60)	373 375 381 387 393 399
Appendix A. Atlas of hydro-meteorological fields of the Baltic sea.         Monthly maps of elements distribution         Water temperature (fig. 1–12)         Salinity (fig. 13–24)         Precipitation (fig. 25–36)         Evaporation (fig. 37–48)         Air temperature (fig. 49–60)         Temperature of the dew point (fig. 61–72)	373 375 381 387 393 399 405
Appendix A. Atlas of hydro-meteorological fields of the Baltic sea.         Monthly maps of elements distribution         Water temperature (fig. 1–12)         Salinity (fig. 13–24)         Precipitation (fig. 25–36)         Evaporation (fig. 37–48)         Air temperature (fig. 49–60)         Temperature of the dew point (fig. 61–72)         Wind speed (fig. 73–84)	373 375 381 387 393 399 405 411
Appendix A. Atlas of hydro-meteorological fields of the Baltic sea.         Monthly maps of elements distribution         Water temperature (fig. 1–12)         Salinity (fig. 13–24)         Precipitation (fig. 25–36)         Evaporation (fig. 37–48)         Air temperature (fig. 49–60)         Temperature of the dew point (fig. 61–72)         Wind speed (fig. 73–84)         Atmospheric pressure (fig. 85–96)	373 375 381 387 393 399 405 411 417
Appendix A. Atlas of hydro-meteorological fields of the Baltic sea.         Monthly maps of elements distribution         Water temperature (fig. 1–12)         Salinity (fig. 13–24)         Precipitation (fig. 25–36)         Evaporation (fig. 37–48)         Air temperature (fig. 49–60)         Temperature of the dew point (fig. 61–72)         Wind speed (fig. 73–84)         Atmospheric pressure (fig. 85–96)         Atlas of harmonic constants of seasonal variability	373 375 381 387 393 399 405 411 417
<ul> <li>Appendix A. Atlas of hydro-meteorological fields of the Baltic sea.</li> <li>Monthly maps of elements distribution</li> <li>Water temperature (fig. 1–12)</li> <li>Salinity (fig. 13–24)</li> <li>Precipitation (fig. 25–36)</li> <li>Evaporation (fig. 37–48)</li> <li>Air temperature (fig. 49–60)</li> <li>Temperature of the dew point (fig. 61–72)</li> <li>Wind speed (fig. 73–84)</li> <li>Atmospheric pressure (fig. 85–96)</li> <li>Appendix B. Atlas of harmonic constants of seasonal variability</li> <li>of the hydro-meteorological fields of the Baltic sea.</li> </ul>	373 375 381 393 399 405 411 417
<ul> <li>Appendix A. Atlas of hydro-meteorological fields of the Baltic sea.</li> <li>Monthly maps of elements distribution</li> <li>Water temperature (fig. 1–12)</li> <li>Salinity (fig. 13–24)</li> <li>Precipitation (fig. 25–36)</li> <li>Evaporation (fig. 37–48)</li> <li>Air temperature (fig. 49–60)</li> <li>Temperature of the dew point (fig. 61–72)</li> <li>Wind speed (fig. 73–84)</li> <li>Atmospheric pressure (fig. 85–96)</li> <li>Appendix B. Atlas of harmonic constants of seasonal variability</li> <li>of the hydro-meteorological fields of the Baltic sea.</li> <li>Maps of distribution of the quotum, amplitude and the date of the</li> </ul>	373 375 381 393 399 405 411 417
<ul> <li>Appendix A. Atlas of hydro-meteorological fields of the Baltic sea.</li> <li>Monthly maps of elements distribution</li> <li>Water temperature (fig. 1–12)</li> <li>Salinity (fig. 13–24)</li> <li>Precipitation (fig. 25–36)</li> <li>Evaporation (fig. 37–48)</li> <li>Air temperature (fig. 49–60)</li> <li>Temperature of the dew point (fig. 61–72)</li> <li>Wind speed (fig. 73–84)</li> <li>Atmospheric pressure (fig. 85–96)</li> <li>Appendix B. Atlas of harmonic constants of seasonal variability</li> <li>of the hydro-meteorological fields of the Baltic sea.</li> <li>Maps of distribution of the quotum, amplitude and the date of the onset of the maximum</li> </ul>	373 375 381 387 393 399 405 411 417 423
<ul> <li>Appendix A. Atlas of hydro-meteorological fields of the Baltic sea.</li> <li>Monthly maps of elements distribution</li></ul>	373 375 381 387 393 399 405 411 417 423 425
Appendix A. Atlas of hydro-meteorological fields of the Baltic sea. Monthly maps of elements distribution	373 375 381 387 393 399 405 411 417 423 425 426

Evaporation (fig. 10–12)	429
Air temperature (fig. 13–15)	431
Temperature of the dew point (fig. 16–18)	432
Wind speed (fig. 19–21)	434
Atmospheric pressure (fig. 22–24)	435
Abstract	437

### Введение

Многообразные физические процессы, протекающие в Мировом океане и атмосфере над ним, приводят к формированию неоднородностей в распределениях свойств (параметров или характеристик). В работах по исследованию режима гидрометеорологических характеристик Балтики, в том числе и в ее юго-восточной части (Абрамов, Стонт, 2004; Баринова, 2002; Гидрометеорологические условия ..., 1992; Динамика вод ..., 2007), как правило, используется анализ временных рядов с вычислением основных статистических моментов (математического ожидания, дисперсии, асимметрии и т. д.), что не позволяет оценить вклад возможных скрытых периодических изменений. В работах (Дубравин и др., 2010а; Дубравин, Маслянкин, 2012а, 2012б; Dubravin et al., 2012) это частично было устранено — проведена оценка вкладов разномасштабных колебаний только долгопериодной изменчивости гидрометеорологических параметров по модели временного ряда С.С. Лаппо (1990). В дальнейших наших исследованиях была выбрана аддитивная модель процесса и сделана попытка оценки влияния ее составляющих (от мезомасштабной до межгодовой) в Юго-Восточной Балтике для температуры воздуха  $T_a$ , температуры точки росы  $T_d$ , скорости ветра Wи атмосферного давления Р<sub>0</sub> на интервалах 2004–2008 гг. (Дубравин и др., 20106, 2010в; Dubravin et al., 2010); 2004-2009 гг. (Дубравин и др., 2010г); 2004-2010 гг. (Дубравин, Стонт, 2011); 2004-2011 гг. (Дубравин, Стонт, 2012). В настоящей работе предлагается использование этой модели как для других гидрометеорологических элементов (температуры воды Т,, солености S, уровня h, составляющих течения U и V, относительной влажности воздуха f, атмосферных осадков Pr, испарения Ev, суммарного речного стока  $R_{s}$ ) или параметров (потоков явного  $Q_{\mu}$  и скрытого тепла  $Q_{\nu}$ ), так и в других регионах Балтики и море в целом.

Появление наиболее полного многолетнего гидрометеорологического массива (State and Evolution ..., 2008), позволило с учетом новых данных не только рассчитать климатические поля Балтийского моря с месячной дискретностью температуры воды и воздуха, солености, влажности воздуха, скорости ветра и атмосферного давления (средние за 1951–2000 гг.), но и исследовать их пространственно-временную изменчивость.

В разное время от разных ученых автор получал советы и консультации по вопросам, затрагиваемым в настоящей работе. Наиболее ценными были советы Р.В. Абрамова, А.С. Аверкиева, В.А. Белязо, В.Д. Бойцова, С.К. Гулева, О.А. Гущина, В.В. Дмитриева, С.А. Добролюбова, А.И. Дуванина, Г.К. Ижевского, И.П. Карповой, К.В. Кондратовича, С.К. Кудерского, С.С. Лаппо, О.И. Мамаева, В.М. Радикевича, Е.И. Серякова, Ж.И. Стонт, В.Р. Фукса, И.П. Чубаренко.

Автор благодарит ООО «ЛУКОЙЛ-Калининградморнефть» за предоставление для анализа данных мониторинга в районе морской ледостойкой стационарной платформы (МЛСП) Д-6; Немецкий центр океанографических данных (BSH/DOD(M42) — метеоинформации и данных измерений температуры и солености на станциях Аркона Бэсин (Arkona Basin) и Дарсс Силл (Darss Sill) сети MARNET за 2002– 2013 гг. (соглашение 2518/2014-002) и сотрудников ААНИИ А.А. Дмитриева и В.А. Белязо — данных по индексам циркуляции Вангенгейма-Гирса за 2006–2012 гг. из неопубликованного каталога «Календарный каталог атмосферных процессов по циркумполярной зоне Северного полушария и их количественные характеристики за период с 1949 по 2013 г.».

Обработка массивов всех гидрометеорологических данных на персональном компьютере выполнена А.В. Смирновым или по его программам. В построении карт участвовал Г.Е. Маслянкин. Всем им автор считает приятным долгом выразить искреннюю признательность.

## ПРОЦЕССЫ РАЗЛИЧНЫХ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ МАСШТАБОВ В ОКЕАНЕ И АТМОСФЕРЕ

Современная научная библиография о масштабах изменчивости океанских и атмосферных процессов огромна. Многообразные физические процессы, протекающие в Мировом океане и в атмосфере над ним, приводят к формированию неоднородностей в распределениях свойств (параметров или характеристик). Эти неоднородности можно разделить на три типа: микромасштабные, мезомасштабные и макромасштабные. Макромасштабные неоднородности иногда делят на синоптические и планетарные (Хромов, Мамонтова, 1974).

Установлено, что приток энергии от атмосферы к океану происходит в различных пространственных масштабах. Согласно Р. В. Озмидову (1965) выделяется три основных диапазона притока энергии: в малых масштабах (масштабах ветровых волн ~ $10^1$  м); в средних — (масштабах инерционных и приливных колебаний ~ $10^4$  м); в крупных — (масштабах синоптических неоднородностей атмосферы ~ $10^6$  м) (рис. 1, левая шкала — I). Позднее в работе (Каменкович и др., 1982) были выделены неоднородности: мелкомасштабные (~ $(10^{-2} \div 10^2)$  м); мезомасштабные (~ $(10^2 \div 10^3)$  м); синоптические (~ $(10^4 \div 10^5)$  м); глобальные (~ $(10^6 \div 10^7)$  м), при этом синоптические и глобальные неоднородности термо- и гидродинамических полей предлагается отнести к крупномасштабным компонентам состояний океана (рис. 1, правая шкала — II).

Для временной изменчивости А.С. Мониным (1969) было выделено семь диапазонов изменчивости океанологических полей: мелкомасштабный (~( $10^{-1}$ ÷ $10^{3}$ ) с); мезомасштабный (~( $10^{3}$ ÷ $10^{5}$ ) с); синоптический (~( $10^{5}$ ÷ $10^{7}$ ) с); сезонный (годовой период и его гармоники) (~( $10^{7}$ ÷ $10^{8}$ ) с);

#### 1. ПРОЦЕССЫ РАЗЛИЧНЫХ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ МАСШТАБОВ



III — Монин (1969); IV — Груза и Ранькова (1980) (Дубравин, 2013в)

междугодичный (~( $10^{8} \div 10^{9}$ ) с); внутривековой (~( $10^{9} \div 10^{10}$ ) с) и междувековой (~( $\geq 10^{10}$ ) с) (рис. 1, верхняя шкала — III). Сходная по структуре классификация приводится в работе (Груза, Ранькова, 1980), где в пределах климатической системы выделяются изменчивости: микрометеорологическая (~( $10^{-1} \div 10^{2}$ ) с); мезометеорологическая (~( $10^{2} \div 10^{4}$ ) с); синоптическая (~( $10^{4} \div 10^{6}$ ) с); климатическая (~( $10^{6} \div 10^{9}$ ) с); мезометеорологическая (~( $10^{2} \div 10^{4}$ ) с); синоптическая (~( $10^{4} \div 10^{6}$ ) с); климатическая (~( $10^{6} \div 10^{9}$ ) с); мезометеорода (~( $10^{10} \div 10^{11}$ ) с) и ледниковых периодов (~( $\geq 10^{12}$ ) с), при этом первые три типа составляют короткопериодные колебания климата, а три последних — изменения климата (рис. 1, нижняя шкала — IV).

С учетом того, что пространственные неоднородности имеют определенные «времена жизни» — типичные периоды производящих эти неоднородности процессов, в ряде работ предлагается соответствие временных масштабов пространственным (рис. 2). Однако следует иметь ввиду, что сама задача совместного рассмотрения пространственных и временных масштабов далеко не проста: во-первых из-за неучета тепловой<sup>1</sup> стороны, вносящей заметную неоднозначность в определение соответствия пространственных и временных масштабов;

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Основная энергия в океане и атмосфере — тепловая, получаемая от Солнца в виде теплового излучения (Лаппо, 1979).

во-вторых из-за невыполнения условия эргодичности в океане и атмосфере (Лаппо и др., 1990). Кроме того, известно, что пространственновременные масштабы в атмосфере и океане различны. На рис. 3 и 4 представлены пространственно-временные диаграммы (*L*,*T*-диаграммы) процессов в атмосфере и океане по работам (Woods, 1980; Мамаев, 1995). Вудс выделяет масштабы: І — микро; ІІ — мезо; ІІІ — синоптический; ІV — планетарный; V — климатический. Мамаев, вслед за Мак-Бином (Мамаев, 2000) делит климатическую систему Земли на два компонента — быстрый и медленный. К быстрой климатической системе относится атмосфера и верхний (деятельный) слой океана, подверженный годовому циклу вертикального годового перемешивания.





 мелкомасштабная турбулентность; 2 — вертикальная микроструктура; 3 — акустические волны; 4 — капиллярные и поверхностные гравитационные волны; 5 — внутренние волны; 6 — инерционные колебания; 7 — приливные колебания; 8 океанские вихри и волны Россби; 9 — атмосферные синоптические процессы; 10 — сезонные колебания; 11 — главные океанические течения; 12 — стратификация (Каменкович и др., 1982) Эта система активна, получает энергию от солнечной радиации и приходит в статическое равновесие за несколько лет. Медленная климатическая система состоит из глубинного океана и вековечных континентальных льдов; ее отклик на воздействие составляет десятки и сотни лет. При этом главное взаимодействие между быстрой и медленной частями системы ограничено немногими местами апвеллингов и даунвеллингов и теми районами высоких широт, где холодные и плотные воды погружаются на большие глубины (районы формирования глубинных и придонных водных масс). Рис. 3 и 4, масштабы L и T, на которых представлены в логарифмах километров и суток или годов, показывают, что процессы, протекающие в атмосфере располагаются вдоль линий AB или a, в то время как океанические процессы вдоль линий CD или  $\delta$ . Причем линии AB и CD или a и  $\delta$  параллельны друг другу.



Рис. 3. Пространственно-временная диаграмма процессов в атмосфере (вдоль линии AB) и океане (вдоль линии CD) по данным (Woods, 1980). Масштабы:

I — микро; II — мезо; III — синоптический; IV — планетарный; V — климатический (Дубравин и др., 2010в) Таким образом, рис. 3–4, с одной стороны, подтверждают правомерность деления климатической системы Земли на быструю (атмосфера и верхние слои океана) и медленную (глубинный океан), предложенную Мамаевым (Мамаев, 1995, 2000), а, с другой, — справедливость предлагаемых в работе (Лаппо и др., 1990) пространственно-временных масштабов для процессов взаимодействия атмосферы и океана: климатического взаимодействия ( $L \ge 10^7$  м,  $T \sim 10^8 \div 10^9$  с); сезонного — ( $L \sim 10^6 \div 10^7$  м,  $T \sim 10^6 \div 10^7$  с); синоптического — ( $L \sim 10^4 \div 10^6$  м,  $T \sim 10^4 \div 10^6$  с); мелкомасштабного — ( $L \sim 10^{-2} \div 10^3$  м,  $T \sim 10^{-1} \div 10^3$  с).



Рис. 4. Пространственно-временная диаграмма процессов в климатической системе Земли

Атмосферные процессы (вдоль линии *a*): 1 — грозовые явления; 2 — фронты; 3 — циклоны; 4 — длинные волны.

Океанские процессы (вдоль линии б): 5 — ветровые волны; 6 — фронты; 7 — синоптические вихри; 8 — крупномасштабные круговороты, Эль-Ниньо, «память» верхних слоев океана; 9 — глубинная циркуляция, цикл СО<sub>2</sub>, «память» глубинного океана; 10 — экологические процессы на суше.

Линии типичных скоростей L/T:  $V_1 = 10^3$  см/с,  $V_2 = 30$  см/с,  $V_3 = 0,3$  см/с,  $V_4 = 3 \times 10^{-3}$  см/с,  $V_5 = 3 \times 10^{-5}$  см/с (характерная скорость апвеллинга).  $L_1, L_2, L_3$  — масштабы зон энергоснабжения океана;  $\tau_1, \tau_2, \tau_3$  — периоды полураспада трития, цезия-137, углерода-14 соответственно. Линия В — граница ламинарного режима

ия в — граница ламинарного рея

(Мамаев, 1995)

## ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ. МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

В настоящей работе, как и в статьях (Дубравин и др., 2010б, 2010в; Дубравин, Стонт, 2011, 20126; Dubravin et al., 2010), временной исходный ряд (ИР) X(t) складывается из короткопериодной (высокочастотной) (КП) — x(t) и долгопериодной (низкочастотной) (ДП) —  $x^*(t)$  изменчивостей, которые, в свою очередь, состоят из нерегулярной внутрисуточной (ВСИ) — c(t), регулярного суточного хода (СХ)<sup>2</sup> — d(t), межсуточной (синоптической) (СИ) — e(t) и нерегулярной внутригодовой (ВГИ) —  $\varepsilon(t)$ , регулярного сезонного хода (СезХ) — S(t) и межгодовой (МГИ) — F(t) компонент:

$$X(t) = \underline{x}(t) + x^*(t) \tag{2.1}$$

ИЛИ

$$X(t) = K\Pi + \mathcal{A}\Pi \tag{2.1a}$$

$$X(t) = c(t) + d(t) + e(t) + \varepsilon(t) + S(t) + F(t)$$
(2.2)

или

$$X(t) = BCH + CX + CH + B\Gamma H + Ce_3X + M\Gamma H \quad (2.2a)$$

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Следует иметь ввиду, что суточный ход d(t) гидрометеоэлементов, вызываемый суточным ходом солнечной радиации согласно работам (Груза, Ранькова, 1980; Woods, 1980; Лаппо и др., 1990; Гулев и др., 1994) относится к синоптической изменчивости, а согласно (Монин, 1969; Монин и др., 1974, Каменкович и др., 1982), как и в нашем случае, к мезомасштабной, т. е. для нас T = 1 сутки — граница между мезомасштабной и синоптической компонентами.

Технология оценки отдельных членов (2.2, 2.2а) близка по смыслу к использованной в работах (Лаппо и др., 1986, 1990; Гулев и др., 1994)<sup>3</sup>. После того как, исходный ряд был сглажен скользящим месячным осреднением и получен ряд:

$$x^*(t) = S(t) + \varepsilon(t) + F(t)$$
(2.3)

производилась оценка членов в рамках модели созданной Лаппо и коллегами (Лаппо и др., 1990). Регулярный годовой ход S(t) получается из многолетнего ряда  $x^*(t)$  после осреднения значений для каждого месяца за все годы, межгодовая изменчивость F(t) — из многолетнего ряда после осреднения за каждый год, нерегулярная внутригодовая  $\varepsilon(t)$  получалась как остаточная.

Вычитание  $x^*(t)$  из X(t) даст короткопериодную изменчивость  $\underline{x}(t)$ 

$$\underline{x}(t) = X(t) - x^*(t) \tag{2.4}$$

ИЛИ

$$K\Pi = BCH + CX + CH \tag{2.4a}$$

Сглаживание  $\underline{x}(t)$  с периодом сутки дает возможность получить реализацию e(t) — СИ, осреднение  $\underline{x}(t)$  за каждый час — d(t) — СХ, после чего составляющая c(t) — ВСИ получалась как остаточная.

Для анализа временной КП и (или) ДП использовались данные натурных наблюдений за температурой воды  $T_w$  (°С) и воздуха  $T_a$  (°С), соленостью S (PSU), уровнем моря h (см), составляющими течения U и V (см/с), относительной влажностью f (%) или температурой точки росы  $T_d$  (°С), атмосферным давлением на уровне моря  $P_0$  (гПа), скоростью ветра W (м/с), атмосферными осадками Pr (мм), испарением Ev (мм), суммарным речным стоком  $R_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>), потоками тепла  $Q_H$  (вт/м<sup>2</sup>) и влаги  $Q_E$  (вт/м<sup>2</sup>), представленные в атласах и справочных изданиях (Атлас ... Балтийское море, 2007; Гидрометеорологические условия ..., 1983, 1992; Дубравин, Маслянкин, 2012а; Климатический и гидрологический ..., 1957; Лазаренко, 1961, Мировой водный баланс ..., 1974; Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960–1990; Экстремальные значения ..., 1982; НЕLCOM, 2010; State and Evolution ..., 2008),

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Сходные модели временного ряда были предложены Р.В. Абрамовым. Для короткопериодной изменчивости рассматривается общая дисперсия, состоящая из дисперсий суточных, синоптических и «случайных» изменений (Абрамов, 1982; Абрамов и др., 1983). Для долгопериодной изменчивости рассматривается общая дисперсия, состоящая из дисперсий годового хода, многолетних изменений и «случайных» изменений (Абрамов, 1988).

а также полученные с помощью автоматической гидрометеорологической станции (АГМС) МиниКРАМС-4, установленной на МЛСП Д-6 ООО «ЛУКОЙЛ-Калининградморнефть» на высоте 27 м (Гущин, Стонт, 2008) (дискретность 30 с, данные осреднялись до среднечасовых значений за 2004–2013 гг.); измерения на метеостанциях Висбю, Леба, Лиепая, Калининград и Клайпеда (дискретность 3 ч; 2006–2012 гг.) (материалы сайта www.rp5.ru); кроме того гидрометеорологические наблюдения на станциях Дарсс Силл и Аркона Бэсин (дискретность 1 ч; 2002–2013 гг.) (материалы сайта www.io-warnemuende.de).

Для построения климатических карт с месячной дискретностью метеорологических элементов  $T_a$ ,  $T_d$ , W,  $P_0$ , Pr и Ev были использованы



Рис. 5. Районирование Балтийского моря по данным (State and Evolution ..., 2008)

средние за 1961–1990 гг. данные для прибрежных и островных метеостанций и для морских районов за 1951–2000 гг., приведенные в (State and Evolution ..., 2008) (рис. 5), а для гидрологических элементов  $T_w$  и S — средние для одноградусных квадратов данные за 1900–2005 гг., приведенные там же.

Исходные ряды обрабатывались с применением дисперсионного, корреляционного, гармонического и спектрального анализа (Брукс и Карузерс, 1963). Расчеты статистик рядов гидрометеоэлементов так же проведены в соответствии с работой (Брукс и Карузерс, 1963). Для выявления их «регулярного суточного хода» (СХ) (Дубравин и др., 2010б) и «нормального сезонного хода» (СезХ) (Лаппо и др., 1990), выполнен гармонический анализ для первых четырех гармоник<sup>4</sup>, позволивший определить их квоты *q* (вклад в общую дисперсию суточного или сезонного хода), амплитуды *A*, фазы  $\theta$ , даты наступления максимума  $T_{max}$ , начиная с 1 января, и отношения амплитуд суточной волны к полусуточной (годовой волны к полугодовой).

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Здесь рассматриваются только первые две.

## СТРУКТУРА ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ

На основании предложенной нами модели временного ряда (2.2) рассмотрим их структуру для различных гидрологических и метеорологических элементов с дискретностью один час. С такой дискретностью из гидрологических элементов мы располагаем данными о температуре воды  $T_w$  (°С), солености S (PSU) и уровне моря h (см) только для западной части Балтики (табл. 1–3). Из метеорологических элементов — данными по температуре воздуха  $T_a$  (°С) и относительной влажности f (%) или температуре точки росы  $T_d$  (°С), модулю скорости ветра W (м/с) и атмосферному давлению  $P_0$  (гПа) на станциях Дарсс Силл, Аркона Бэсин и МЛСП Д-6 (табл. 4–6) и данными по скорости ветра (модулю W и составляющим на параллель  $W_u$  и меридиан  $W_v$ ) на метеостанции Аркона (табл. 7). Для всех рядов гидрометеорологических элементов сроки наблюдений указаны по Гринвичу.

Расчеты показали, что для  $T_w$  в Западной (ст. Дарсс Силл) и Южной (ст. Аркона Бэсин) Балтике на интервале 2002–2013 гг. преобладает долгопериодная изменчивость, которая составляет соответственно 91–95 и 84–99 %. В то же время, вклад дисперсии КП в дисперсию ИР невелик — 5–9 и 1–16 %. При этом, удельный вклад СХ в ИР минимален (≤0,01 %). Наибольший вклад в дисперсию исходного ряда вносит сезонный ход — 87–91 и 73–98 %, соответственно, при заметном вкладе синоптической изменчивости — 5–8 и от менее 1 до 13 % (см. табл. 1, 2).

Для S картина иная — в Западной Балтике (ст. Дарсс Силл) на интервале 2002–2013 гг., в основном, преобладает короткопериодная изменчивость, составляющая 60–69 %, а Южной — долгопериодная (54–72 %), за исключением горизонта 19 м на ст. Дарсс Силл, где КП

Таблица 1

и солености S (PSU) на ст. Дарсс Силл за 2002–2012 гг. (ежечасные										
наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)										
Элемент	Дисперсия (σ²)									
	общая	коро	ткоперио	дная	дол	гопериод	ная			
	ИР	CX	ВСИ	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ			
T $(7, s)$	29,62	0,00	0,22	1,69	26,94	0,47	0,30			
I <sub>w</sub> (7 м)	100	0,003	0,75	5,70	90,97	1,58	1,01			
π (19)	26,58	0,00	0,28	2,03	23,26	0,03	0,97			
I <sub>w</sub> (12 м)	100	0,001	1,07	7,65	87,52	0,11	3,65			
$T_{(17,1)}$	23,54	0,00	0,17	1,67	20,52	0,64	0,54			
Г <sub>w</sub> (17 м)	100	0,000	0,70	7,11	87,19	2,73	2,27			
$T_{\rm c}$ (10 s s)	22,59	0,00	0,09	1,11	20,12	0,70	0,57			
I <sub>w</sub> (19 м)	100	0,000	0,41	4,93	89,06	3,09	2,51			
C(7,)	2,84	0,00	0,19	1,63	0,29	0,61	0,11			
S (7 M)	100	0,002	6,84	57,51	10,19	21,62	3,85			
C(10)	5,17	0,00	0,31	3,26	0,22	1,25	0,13			
5 (12 м)	100	0,003	5,99	62,93	4,33	24,21	2,54			
C(17)	11,15	0,00	0,77	5,92	0,37	3,02	1,06			
<i>S</i> (17 м)	100	0,008	6,90	53,12	3,34	27,10	9,54			
C(10)	11,46	0,00	0,55	5,01	1,06	3,10	1,73			
<i>S</i> (19 м)	100	0.003	4.83	43.71	9.23	27.09	15.13			

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости температуры воды T<sub>w</sub> (°C) и солености S (PSU) на ст. Дарсс Силл за 2002–2012 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

уменьшается до 49 %, и горизонта 25 м на ст. Аркона Бэсин, где ДП уменьшается до 41 %. При этом удельный вклад СХ в ИР (так же как и для  $T_w$ ) на обеих станциях минимален ( $\leq 0,01$  %). Наибольший вклад в дисперсию исходного ряда на западе моря вносят СИ — 44–63 %, а на юге — МГИ (28–29 %) для верхних 2–7 м и СИ — 35–53 % для промежуточного и придонного слоев (16–43 м), при заметном вкладе ВГИ — 13–33 % (см. табл. 1, 2).

Как видим структура временных рядов температуры воды и солености не остается постоянной не только между ст. Дарсс Силл и Аркона Бэсин, но и по вертикали на самих станциях. По всей вероятности эти различия связаны с циркуляцией вод Балтийского моря, формирующей термохалинную структуру вод (СВ) ее регионов. В самом деле, сравнивая изменчивость временных компонент для  $T_w$  по вертикали, можно видеть, что вклад основной составляющей (СезХ) максимален в верхнем (поверхностном) слое, с глубиной он уменьшается

Таблица 2

наолюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)									
Элемент	Дисперсия ( <b>σ</b> <sup>2</sup> )								
	общая	коро	ткоперио	дная	долгопериодная				
	ИР	CX	ВСИ	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ		
T (0 )	33,08	0,00	0,05	0,14	32,30	0,28	0,30		
I <sub>w</sub> (2 M)	100	0,007	0,15	0,44	97,64	0,85	0,92		
T (5)	33,13	0,00	0,05	0,69	31,94	0,21	0,24		
I <sub>w</sub> (ЭМ)	100	0,003	0,14	2,08	96,43	0,62	0,73		
T(7, s)	32,61	0,00	0,05	0,44	31,5	0,32	0,29		
I <sub>w</sub> (7 м)	100	0,001	0,16	1,36	96,59	0,99	0,89		
$T_{(16,x)}^{*}$	25,84	0,000	0,18	0,56	24,55	0,01	0,54		
I <sub>w</sub> (10 м) <sup>*</sup>	100	0,000	0,71	2,16	95,01	0,02	2,10		
T (95 m)	17,11	0,00	0,63	2,19	12,45	1,22	0,68		
I <sub>w</sub> (25 м)	100	0,001	3,71	12,78	72,77	7,13	3,99		
T (99)*	18,11	0,00	0,27	1,73	13,2	0,68	2,22		
$I_{W}(33 \text{ M})^{+}$	100	0,001	1,50	9,57	72,92	3,74	12,27		
T (40 x)	19,93	0,00	0,12	1,03	16,60	1,31	0,92		
$T_w (40 \text{ m})$	100	0,000 2	0,60	5,17	83,26	6,57	4,61		
T (49)*	17,36	0,00	0,09	0,57	14,4	0,83	1,48		
I <sub>w</sub> (43 M)*	100	0,000 3	0,50	3,29	82,88	4,77	8,56		
C (9)*	0,22	0,00	0,01	0,05	0,05	0,04	0,06		
5 (2 м)*	100	0,001	3,30	24,85	23,26	19,51	29,08		
C (F)*	0,23	0,000	0,01	0,06	0,05	0,05	0,06		
3 (3 м)*	100	0,001	3,27	25,38	20,46	22,53	28,36		
S (7 x)	0,21	0,00	0,01	0,06	0,04	0,05	0,06		
З (7 М)	100	0,000 2	3,53	26,56	17,38	22,01	30,52		
C (16 x)*	0,34	0,00	0,02	0,12	0,05	0,07	0,08		
3 (10 м) <sup>+</sup>	100	0,004	5,38	35,01	15,50	19,48	24,63		
C (95 x)	1,63	0,00	0,10	0,86	0,03	0,47	0,16		
5 (25 м)	100	0,003	5,93	53,18	2,12	29,00	9,78		
C(22x)*	5,28	0,00	0,14	2,06	0,53	0,84	1,70		
<u>з (ээ м)*</u>	100	0,001	2,67	39,03	10,12	15,92	32,26		
$\mathbf{S}(40, \mathbf{x})$	7,17	0,00	0,27	2,91	0,33	2,34	1,31		
<u>з (40 м)</u>	100	0,002	3,80	40,65	4,65	32,60	18,31		
C(49,x)	6,18	0,00	0,30	2,55	0,74	0,83	1,78		
<i>S</i> (43 м)*	100	0,001	4,83	41,19	11,89	13,36	28,73		

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости температуры воды T<sub>w</sub> (°C) и солености S (PSU) на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

Примечание: на отмеченных \* горизонтах наблюдения за 2006-2013 гг.

до минимума в промежуточном слое, а затем возрастает ко дну, при этом вклад СИ с глубиной меняется в противофазе к главной (достигает максимума в промежуточном слое). Различия временных компонент по вертикали в поле солености выражены еще резче (до 23 и 20 % для ВГИ и до 19 и 22 % для МГИ, соответственно на ст. Дарсс Силл и Аркона Бэсин). Ранее в работе (Дубравин, Педченко, 2010) было показано, что СВ Балтики подразделяется на две структурные зоны (СЗ): поверхностную, с поверхностной водной массой (ВМ) Балтики — ПовБ и глубинную, с глубинной водной массой Балтики — ГлБ<sup>5</sup>, граница между которыми проходит по середине главного галоклина (пикноклина), примерно совпадающая с изогалиной 9,5 PSU. В среднем за год изогалина 9,5 PSU на ст. Дарсс Силл располагается между 7 и 12 м, а на ст. Аркона Бэсин — между 25 и 33 м. Как видим минимум вклада СезХ и максимум вклада СИ в поле температуры и минимум вклада МГИ и максимум вклада СИ в поле солености наблюдается вблизи именно этих горизонтов. Что касается меньшей амплитуды изменчивости вклада СезХ, МГИ или СИ на ст. Дарсс Силл по сравнению со ст. Аркона Бэсин, то эту разницу можно объяснить различием в СВ, связанным с географическим положением этих станций. Ст. Дарсс Силл располагается в Западной Балтике в координатах 54° 42′ с. ш.; 12° 42′ в. д. с глубиной места около 20 м (в этом регионе в поверхностном слое еще велико влияние североморских вод, поэтому среднегодовая соленость здесь превышает 9,0<sup>6</sup> PSU), а ст. Аркона Бэсин (54° 53' с. ш.; 13° 52' в. д.) — в Южной Балтике с глубиной около 45 м (среднегодовая величина солености верхнего слоя, как правило, меняется от 7,3 до 7,9 PSU, редко превышая 8,1 PSU). Следует обратить внимание на устойчивость во времени термохалинной структуры вод этого региона, потому что еще около ста лет назад Ю.М. Шокальский писал: «С океанографической точки зрения бассейн моря начинается, собственно говоря, только от линии о-в Сьелланд — о-в Рюген, между которыми существует полоса малых глубин, обосабливающая часть моря, лежащую к западу от вышеупомянутой линии и образующая так называемый Арконский бассейн» (Шокальский, 1959, с. 153).

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> Статистический *T,S*-анализ (Cochrane, 1956) данных атласа (State and Evolution ..., 2008) за 12 месяцев и средний год показал, что начальный и конечный *S*-индексы ядра как ПовБ, так и ГлБ в течение года практически не менялись, оставаясь в пределах  $3,00\div8,50$  и  $5,00\div16,00$  PSU, соответственно. Именно поэтому структура вод собственно Балтийского моря выделяется авторами только к востоку от меридиана о-ва Рюген (13,5° в. д.) (Дубравин, Педченко, 2010, рис. 4).

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup> В октябре 2008 г. на горизонте 7 м наблюдалась среднемесячная  $S \ge 13,4$  PSU (данные с сайта www.io-warnemuende.de).

Что касается уровня, то, как следует из табл. 3, на интервале 1990– 2005 гг. вклад дисперсии КП в дисперсию ИР для h в Западной Балтике составил 83–90 %, а на интервале 1892–2005 гг. в Гесере — 81 %. В то же время вклад ДП в ИР был 10–17 % и 19 % соответственно. При этом удельный вклад СХ в ИР минимален (~(0,01–0,2) %). Наибольшие вклады в дисперсию исходного ряда вносит синоптическая изменчивость (57–61 %), при существенном удельном вкладе ВСИ: 26–30 % на интервале 1990–2005 гг. и 23 % — 1892–2005 гг. Сравнивая структуру временных рядов на юге Каттегата (Хорнбек) и в Гесере на интервале 1892–2005 гг. можно отметить некоторые различия: уменьшение вклада КП в Каттегате по сравнению с Балтикой до 74 %, за счет возрастания доли ДП до 26 %. При этом доля СХ немного возросла (~0,5 %), а вклады СИ и ВСИ, наоборот, уменьшились до 53 и 21 %, соответственно.

Таблица 3

## Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости уровня моря h (см) в некоторых пунктах Балтики (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008) (Дубравин, 20136)

Дисперсия (σ²)									
общая	кор	откопериод	ная	до.	лгопериодн	ая			
ИР	CX	ВСИ	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ			
Хорнбек (1891–2005)									
527,98	2,52	108,65	278,69	43,74	77,58	16,79			
100	0,48	20,58	52,78	8,28	14,69	3,18			
		Гес	ep (1892–20	005)					
544,14	0,41	125,35	315,03	16,28	63,93	23,14			
100	0,08	23,04	57,89	2,99	11,75	4,25			
		Гес	ер (1990–20	005)					
507,50	0,41	130,38	289,69	9,71	68,20	9,10			
100	0,08	25,69	57,08	1,91	13,44	1,79			
		Ки	ль (1990–20	05)					
576,86	1,04	175,88	340,76	9,76	39,57	9,85			
100	0,18	30,49	59,07	1,69	6,86	1,71			
		Травем	июнде (1992	2–2005)					
570,92	0,05	158,00	346,48	10,30	46,51	9,59			
100	0,01	27,67	60,69	1,80	8,15	1,68			

Таким образом, структура временных рядов для гидрологических элементов различна: для поля температуры (термофизический параметр) превалирует СезХ при заметном вкладе СИ; для поля уровня (динамический параметр) преобладает СИ, при существенном вкладе ВСИ и заметном ВГИ; для поля солености (с признаками динамического) преобладает СИ, при существенном вкладе СезХ, ВГИ и МГИ и заметном ВСИ. При этом, для всех элементов в Балтийском море удельный вклад СХ в ИР минимален (~(0,001–0,2) %).

Что касается метеорологических элементов на станциях Дарсс Силл, Аркона Бэсин и МЛСП Д-6, то здесь можно говорить о подобии структур временных полей. Так, вклад КП в ИР для тепло- и влагофизических параметров ( $T_a$  и  $T_d$ ) составил 8–18%, для динамических (Wи  $P_0$ ) — 71–83%. В то же время вклад ДП в общую был 82–92% для  $T_d$ и  $T_a$  и 17–29% для W и  $P_0$ . При этом удельный вклад СХ как у теплои влагофизических, так и у динамических параметров в ИР минимален (~(0,002–0,3)%). Наибольшие вклады в дисперсию исходного ряда вносят сезонный ход  $T_a$  и  $T_d$  (79–88 и 66%) и синоптическая изменчивость W и  $P_0$  (49–55 и 65–76%), при существенном удельном вкладе ВСИ для W (27–34%) (см. табл. 4–6).

Сравним поле ветра на морских станциях (Дарсс Силл, Аркона Бэсин, МАСП Д-6) и метеостанции Аркона. Анализ табл. 4–7 позволяет говорить о подобии структур поля ветра на морских станциях и

Таблица 4

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости метеоэлементов на ст. Дарсс Силл за 2002–2013 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

Элемент	Дисперсия (σ²)								
	общая	коро	ткоперио	дная	долгопериодная				
	ИР	CX	ВСИ	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ		
T (°C)	39,60	0,11	0,55	3,48	33,50	1,65	0,31		
$T_a$ (°C)	100	0,28	1,38	8,78	84,60	4,17	0,79		
C (01)	118,43	2,46	30,15	57,34	4,08	9,85	14,55		
J (%)	100	2,08	25,46	48,42	3,44	8,32	12,29		
<i>W</i> (м/с)	13,23	0,01	3,60	7,29	1,19	1,06	0,10		
	100	0,04	27,18	55,11	8,97	7,99	0,72		
	108,04	0,05	6,88	80,06	2,06	17,10	1,89		
$P_0$ (FIIA)	100	0,05	6,37	74,11	1,91	15,82	1,75		

Таблица 5

## Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости метеоэлементов на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

Элемент	Дисперсия (σ²)								
	общая	коро	ткоперио	дная	дол	гопериод	ная		
	ИР	CX	ВСИ	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ		
T (°C)	41,18	0,06	0,47	2,59	36,09	1,45	0,51		
$I_a$ (°C)	100	0,15	1,15	6,28	87,65	3,53	1,24		
6 (01)	101,62	1,40	27,31	50,89	4,62	2,02	15,37		
J (70)	100	1,38	26,88	50,08	4,55	1,99	15,13		
W(x/z)	14,05	0,004	3,78	7,75	1,46	0,88	0,17		
VV (M/C)	100	0,03	26,92	55,19	10,36	6,28	1,21		
	103,53	0,04	6,29	78,23	2,21	14,46	2,30		
$r_0$ (111a)	100	0,04	6,08	75,56	2,14	13,96	2,22		

Таблица 6

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости метеоэлементов на МЛСП Д-6 за 2004–2013 гг. (ежечасные наблюдения)

Элемент	Дисперсия (σ²)								
	общая	коро	ткоперио	дная	долгопериодная				
	ИР	CX	ВСИ	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ		
T (°C)	59,71	0,11	1,19	7,97	47,01	3,04	0,38		
$I_a(C)$	100	0,19	1,99	13,35	78,74	5,09	0,64		
<b>T</b> (9C)	57,85	0,001	1,61	8,88	38,28	8,34	0,73		
$I_d(\mathbf{C})$	100	0,002	2,79	15,35	66,17	14,42	1,27		
<i>W</i> (м/с)	16,65	0,02	5,65	8,09	2,05	0,76	0,08		
	100	0,12	33,94	48,63	12,29	4,57	0,45		
	98,12	0,03	5,42	64,00	2,18	22,66	3,82		
$P_0$ (ma)	100	0,03	5,52	65,23	2,22	23,10	3,90		

прибрежной. Так, хотя на долю КП модуля скорости ветра в Арконе на интервале 1991–2005 гг. и приходится 86%, что на 3–4% больше, чем на морских в 2004–2013 гг., однако следует иметь ввиду, что вклад КП составляющих скорости ветра на параллель и меридиан в Арконе оценивается в 81–89%. Наибольший вклад в ИР модуля скорости ветра в Арконе, также как и на морских станциях, вносит СИ (57%), при

Таблица 7

## Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости скорости ветра W (м/с) на метеостанции Arkona, рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008)

Дисперсия (σ²)										
общая	кор	откопериод	ная	долгопериодная						
ИР	CX	ВСИ	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ				
W (1991–2005) (ежечас.)										
15,73	0,03	4,65	8,92	0,87	1,13	0,14				
100	0,19	29,57	56,68	5,54	7,16	0,86				
		$W_{_{U}}(19)$	91–2005) (ez	жечас.)						
48,67	0,05	8,57	30,80	1,55	7,13	0,56				
100	0,11	17,61	63,29	3,19	14,64	1,16				
		$W_{V}(19)$	91–2005) (ez	жечас.)						
19,17	0,02	4,97	12,04	0,78	1,27	0,09				
100	0,10	25,95	62,83	4,05	6,61	0,46				
		W(1)	1951–1990)	(6ч)						
16,60	0,041	4,61	9,61	0,93	0,98	0,44				
100	0,25	27,75	57,90	5,59	5,90	2,62				
		$W_{_U}$ (	1951–1990)	(6ч)						
42,46	0,045	7,39	27,89	0,95	5,54	0,65				
100	0,11	17,40	65,69	2,24	13,05	1,52				
		$W_{V}$ (	1951–1990)	(6 y)						
19,10	0,002	5,34	11,52	0,54	1,52	0,18				
100	0,01	27,95	60,30	2,83	7,98	0,93				

*Примечание*:  $W_{v}$  — составляющая скорости ветра на параллель;  $W_{v}$  — на меридиан.

существенной доле ВСИ — 30 %. Для составляющих  $W_U$ и  $W_V$ вклад СИ выше (63 %), а доля ВСИ ниже (18–26 %), чем для модуля скорости W.

Ранее в работе (Дубравин, Стонт, 2011), отмечалось, что в районе МЛСП Д-6 с увеличением длины исследуемого ряда, как правило, возрастает вклад основной для данного параметра составляющей. Так, сравнение расчетов за 2004–2008 гг. (Дубравин и др., 2010в) и за 2004–2009 гг. (Дубравин и др., 2010г) показало увеличение основной составляющей для всех элементов от 0,7 % ( $P_0$ ) до 2,9 % ( $T_d$ ). Расчеты за 2004–2011 гг. дали рост основной составляющей еще от 1,0 % (W) до

2,8 % ( $T_a$ ) для всех элементов, кроме атмосферного давления, для которого отмечалось снижение вклада СИ на 2 % (Дубравин, Стонт, 2012). Расчеты за 2004–2013 гг. показали стабилизацию основной составляющей для всех элементов, кроме атмосферного давления, для которого отмечается снижение вклада СИ на 4 %. Однако, позднее, анализ более длинных рядов для других элементов и в других регионах Балтики показал, что возрастание доли основной составляющей с увеличением длины ряда справедливо только для первых 6–10 лет (рис. 6–7). Дальнейшее увеличение длины ряда приводит к затуханию колебаний относительно среднего значения не только для основной составляющей, но и для всех остальных компонент соответствующего гидрометеорологического элемента.

В самом деле, из рис. 8–10, где представлены дисперсии (с нарастанием) общей временной изменчивости уровня моря *h* и ее компонент в Гесере, или относительные доли дисперсии каждой из компонент, или дисперсии относительного вклада КП и ДП, видно, что с увеличением длинны временного ряда разброс общей дисперсии или ее компонент все больше уменьшается относительно среднего.

Более наглядно это видно из рис. 11–12, на которых представлены пошаговые разности общей дисперсии (с нарастанием) изменчивости



Рис. 6. Относительная доля дисперсии (с нарастанием) синоптической составляющей временной изменчивости скорости ветра *W* (м/с) в Арконе (1991–2005 гг.) и на МАСП Д-6 (2004–2011 гг.) (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008; Дубравин, Стонт, 2012)



Рис. 7. Относительная доля дисперсии (с нарастанием) синоптической составляющей временной изменчивости уровня моря *h* (см) в Гесере (1990–2005 гг.), Киле (1990–2005 гг.) и Травемюнде (1992– 2005 гг.) (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008)



Рис. 8. Дисперсия (с нарастанием) составляющих временной изменчивости уровня моря *h* (см) в Гесере (1892–2005 гг.) (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008)

уровня моря и КП и ДП в Хорнбеке и Гесере, нормированные на общую дисперсию и рассчитанные по формуле:

$$\Delta \sigma^{2}_{\text{WPni} + 1}(\%) = 100 * (\sigma^{2}_{\text{WPni} + 1} - \sigma^{2}_{\text{WPni}}) / \sigma^{2}_{\text{WPni} + 1}.$$
(3.1)

Анализ этих рисунков показал, что в Гесере, пошаговые разности дисперсии ниже, чем в Хорнбеке, а ассимптотическое приближение к среднему, наоборот, наступает быстрее. По всей вероятности, это связано с меньшей долей ДП в Гесере по сравнению с Хорнбеком. А это в свою очередь может определяться более затрудненным водообменом с Атлантическим океаном в Балтике, чем в Каттегате.

Такова структура временных рядов гидрометеорологических элементов в Западной и Юго-Восточной Балтике (МАСП Д-6) при дискретности наблюдений 1 ч. Чаще наблюдения проводят через 3 ч (климатические сроки), реже через 6 ч (синоптические). Поэтому проведем оценку ошибки при наблюдениях с различной дискретностью (табл. 8-10). В этих таблицах приводятся расчеты дисперсии для различной дискретности и их отношение к дисперсии при ежечасных наблюдениях. Как видим, для уровня моря *h* в Западной Балтике при увеличении дискретности до 3 ч величина общей дисперсии практически не изменилась как на интервале 1892-2005 гг., так и 1990-2005 гг., а для отдельных компонент отклонение, в основном, не превысило ±0,5 % от ежечасного, и только в Травемюнде доля СХ уменьшилась на 6,2 %. Увеличение дискретности в наблюдениях за уровнем до 6 ч, практически не сказалось на величине общей дисперсии, а для отдельных компонент ошибка, в основном, не превысила ±3,0 % от ежечасной, а для СХ вариации относительной доли составили 35-153 % от ежечасной (см. табл. 8).

Для температуры воды  $T_w$  на юге Балтики при увеличении дискретности до 3 ч в поверхностном слое (гор. 2 м) величина, как общей дисперсии, так и ее долгопериодной компоненты практически не изменилась на интервале 2002–2013 гг., по сравнению с ежечасной, однако доля ВСИ уменьшилась на 0,8 %, а доля СИ, наоборот возросла на 2,4 %. Увеличение дискретности в наблюдениях за температурой верхнего слоя до 6 ч, заметно сказалось на компонентах ВСИ (уменьшилась на 3,8–5,1 %) и СИ (увеличилась на 2,0–4,6 %) от ежечасной (см. табл. 9). В промежуточном слое (гор. 25 м) для  $T_w$  при увеличении дискретности заметно меняются только короткопериодные компоненты. Так при дискретности 3 ч наибольшее изменение приходится на долю СХ (уменьшилась на 3,8 %), а при дискретности 6 ч доля суточного хода меняется в пределах — 67,1–121,4 %, доля ВСИ уменьшилась на 3,0–8,8 %, доля СИ возросла на 1,5 % от ежечасной.



3. Структура временных рядов гидрометеорологических полей





Рис. 10. Относительная доля дисперсии (с нарастанием) коротко- и долгопериодной составляющих изменчивости уровня моря *h* (см) в Гесере (1892–2005 гг.) (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008)



34



35
Дисперсия, рассчитанная с различной дискретностью (верхняя строка) и отношение ее к ежечасной (нижняя) короткопериодной (СХ, ВСИ и СИ) и долгопериодной (СезХ, ВГИ и МГИ) составляющим изменчивости уровня моря *h* (см) в некоторых пунктах Балтики, рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008)

Дискрет-			ł	Дисперсия	я				
ность		корс	ткоперио	дная	дол	гопериод	ная		
	общая	CX	ВСИ	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ		
		]	Гесер (189	2-2005)					
1ч	544,14	0,41	130,38	315,03	16,28	63,93	23,14		
	100	100	100	100	100	100	100		
3 ч	543,94	0,40	124,54	315,48	16,37	64,15	23,00		
	100,0	98,7	99,3	100,1	100,6	100,3	99,4		
6 ч	544,36	0,57	123,46	316,84	16,41	64,16	22,93		
(0, 6, 12, 18)	100,0	138,2	98,5	100,6	100,8	100,4	99,1		
6 ч	543,52	0,24	120,22	319,39	16,37	64,15	23,16		
(3, 9, 15, 21)	99,9	59,0	95,9	100,5	99,7	100,3	100,0		
		]	Гесер (199	0-2005)					
1ч	507,50	0,41	130,38	289,69	9,71	68,20	9,10		
	100	100	100	100	100	100	100		
3ч	507,26	0,41	129,43	290,41	9,72	68,14	9,15		
	100,0	98,8	99,3	100,2	100,2	99,9	100,5		
6 ч	511,23	0,43	141,27	282,53	10,02	67,76	9,22		
(0, 6, 12, 18)	100,7	105,1	108,4	97,5	103,2	99,3	101,3		
6 ч	504,89	0,28	123,81	293,80	9,67	68,02	9,31		
(3, 9, 15, 21)	99,5	67,2	95,0	101,4	99,7	99,7	102,2		
			Киль (199	0-2005)			•		
1ч	576,86	1,04	175,88	340,76	9,75	39,58	9,85		
	100	100	100	100	100	100	100		
3ч	576,56	1,05	174,72	341,52	9,77	39,64	9,86		
	99,9	100,9	99,3	100,2	100,2	100,2	100,1		
6 ч	576,29	1,47	169,82	346,04	9,74	39,54	9,69		
(0, 6, 12, 18)	99,9	141,4	96,6	101,5	99,8	99,9	98,3		
6 ч	576,82	0,63	171,71	344,86	9,81	39,77	10,04		
(3, 9, 15, 21)	100,0	60,4	97,6	101,2	100,6	100,5	101,9		

Окончание табл. 8

Дискрет-	Дисперсия						
ность		корс	ткоперио	дная	дол	гопериод	ная
	общая	CX	ВСИ	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ
	Травемюнде (1992–2005)						
1ч	570,92	0,82	157,22	346,48	10,30	46,49	9,62
	100	100	100	100	100	100	100
3ч	570,68	0,77	156,20	347,36	10,22	46,51	9,63
	100,0	93,8	99,3	100,3	99,2	100,1	100,2
6 ч	570,69	0,29	154,08	350,24	10,15	46,31	9,64
(0, 6, 12, 18)	100,0	34,8	98,0	101,1	98,5	99,6	100,2
6 ч	570,68	1,25	151,08	351,66	10,29	46,75	9,63
(3, 9, 15, 21)	100,0	152,5	96,1	101,5	100,0	100,6	100,1

Примечание: сроки наблюдений указаны по Гринвичу.

В придонном слое (гор. 40 м) при увеличении дискретности, как и в промежуточном слое, заметна изменчивость КП: уменьшение долей СХ (на 6,0–34,7 %) и ВСИ (на 1,3–7,0 %), а доля СИ меняется в пределах 99,5–102,2 % от ежечастной (см. табл. 9).

Для солености *S* на юге Балтики при увеличении дискретности до 3 ч в поверхностном слое (гор. 7 м) на интервале 2002–2013 гг. заметно изменение только доли СХ (возросла на 19,5 % по сравнению с ежечасной). Увеличение дискретности в наблюдениях за соленостью верхнего слоя до 6 ч, заметно сказалось на компонентах КП: ВСИ уменьшилась на 4,0–6,6 %, СИ увеличилась на 0,5–1,3 %, а доля СХ меняется в пределах 34,7–157,2 % от ежечасной (см. табл. 10). С глубиной для *S* при увеличении дискретности заметно меняются только короткопериодные компоненты. Так, при дискретности 3 ч наибольшее изменение приходится на долю СХ (уменьшилась на 9,6 и 20,1 %, соответственно на гор. 25 и 40 м), а при дискретности 6 ч доля суточного хода меняется в пределах 70,1–106,3 и 65,3–94,0 %, доля ВСИ уменьшилась на 5,2–6,3 и 7 %, доля СИ несколько возросла (на 0,5–1,3 и 0,0–2,2 % от ежечасной, соответственно на гор. 25 и 40 м) (см. табл. 10).

Для метеорологических элементов размах суточного хода значительно выше, чем для гидрологических, поэтому можно ожидать, что увеличение дискретности для первых, вызовет больший разброс относительной доли отдельных компонент к ежечасной, чем для вторых. При этом для тепло- или влагофизических и динамических параметров наибольший разброс будет иметь место в различных компонентах.

Дисперсия, рассчитанная с различной дискретностью (верхняя строка) и отношение ее к ежечасной (нижняя строка) короткопериодной (СХ, ВСИ и СИ) и долгопериодной (СезХ, ВГИ и МГИ) составляющим временной изменчивости температуры воды T<sub>w</sub> на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг., рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

Дискрет-			Ди	исперсия (	$\sigma^2$ )	)					
ность	общая	коро	ткоперио	дная	дол	гопериод	ная				
	ИР	CX	ВСИ	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ				
			$T_w$ (°C) —	гор. 2 м							
1 ч	33,08	0,002	0,05	0,14	32,30	0,28	0,30				
	100	100	100	100	100	100	100				
3ч	33,08	0,002	0,05	0,15	32,29	0,28	0,30				
	100,0	100,0	99,2	102,4	100,0	100,3	99,6				
6 ч	33,08	0,002	0,05	0,15	32,29	0,29	0,30				
(0, 6, 12, 18)	100,0	100,0	96,2	104,6	100,0	101,7	99,5				
6 ч	33,07	0,002	0,05	0,15	32,30	0,28	0,30				
(3, 9, 15, 21)	100,0	100,5	94,9	102,0	100,0	100,3	99,6				
	<i>Т</i> <sub>w</sub> (°С) — гор. 25 м										
1ч	17,11	0,000	0,63	2,04	12,53	1,22	0,68				
	100	100	100	100	100	100	100				
3ч	17,11	0,000	0,63	2,04	12,53	1,22	0,68				
	100,0	96,2	99,2	100,0	100,0	99,9	99,9				
6ч	17,16	0,000	0,62	2,07	12,57	1,21	0,68				
(0, 6, 12, 18)	100,3	121,4	97,0	101,4	100,4	99,4	99,9				
6 ч	17,06	0,000	0,58	2,08	12,49	1,23	0,68				
(3, 9, 15, 21)	99,7	67,1	91,2	101,5	99,7	100,5	100,0				
		7	г <sub>w</sub> (°С) — г	ор. 40 м							
1ч	19,93	0,000	0,12	0,90	16,69	1,31	0,92				
	100	100	100	100	100	100	100				
3ч	19,93	0,000	0,12	0,89	16,69	1,31	0,92				
	100,0	79,9	98,7	99,5	100,0	100,2	100,2				
6ч	19,92	0,000	0,11	0,90	16,68	1,32	0,92				
(0, 6, 12, 18)	99,9	65,3	93,1	100,0	99,9	100,6	100,1				
6 ч	19,94	0,000	0,11	0,92	16,68	1,32	0,92				
(3, 9, 15, 21)	100,0	94,0	93,0	102,2	99,9	100,6	100,1				

Примечание: сроки наблюдений указаны по Гринвичу.

Дисперсия, рассчитанная с различной дискретностью (верхняя строка) и отношение ее к ежечасной (нижняя строка) короткопериодной (СХ, ВСИ и СИ) и долгопериодной (СезХ, ВГИ и МГИ) составляющим временной изменчивости солености S на ст. Аркона Бэсин за 2002– 2013 гг., рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

Дискрет-			Ди	сперсия (	$(\sigma^2)$		
ность	общая	коро	ткоперио	дная	дол	гопериод	ная
	ИР	CX	ВСИ	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ
			5 (PSU) —	гор. 7 м			
1ч	0,21	0,000	0,01	0,06	0,04	0,05	0,06
	100	100	100	100	100	100	100
3 ч	0,21	0,000	0,01	0,06	0,04	0,05	0,06
	100,0	119,5	100,0	100,4	100,0	99,9	100,0
6 ч	0,21	0,000	0,01	0,06	0,04	0,05	0,06
(0, 6, 12, 18)	100,2	34,7	96,0	101,3	99,7	99,8	100,2
6 ч	0,21	0,000	0,01	0,06	0,04	0,05	0,06
(3, 9, 15, 21)	99,9	157,2	93,4	100,5	100,3	99,9	99,9
		S	(PSU) — 1	гор. 25 м			
1ч	1,63	0,000	0,10	0,86	0,03	0,47	0,16
	100	100	100	100	100	100	100
3ч	1,63	0,000	0,09	0,87	0,03	0,47	0,16
	100,1	90,4	98,3	100,5	99,4	99,8	100,1
6 ч	1,63	0,000	0,09	0,88	0,03	0,47	0,16
(0, 6, 12, 18)	100,3	70,1	94,8	101,3	98,3	99,8	100,4
6 ч	1,62	0,000	0,09	0,87	0,03	0,47	0,16
(3, 9, 15, 21)	99,8	106,3	93,7	100,5	100,5	99,7	99,7
		S	(PSU) — 1	гор. 40 м			
1ч	19,93	0,000	0,12	0,90	16,69	1,31	0,92
	100	100	100	100	100	100	100
3ч	19,93	0,000	0,12	0,89	16,69	1,31	0,92
	100,0	79,9	98,7	99,5	100,0	100,2	100,2
6 ч	19,92	0,000	0,11	0,90	16,68	1,32	0,92
(0, 6, 12, 18)	99,9	65,3	93,1	100,0	99,9	100,6	100,1
6 ч	19,94	0,000	0,11	0,92	16,68	1,32	0,92
(3, 9, 15, 21)	100,0	94,0	93,0	102,2	99,9	100,6	100,1

Примечание: сроки наблюдений указаны по Гринвичу.

В самом деле, из табл. 11–12 видно, что для  $T_a$  — метеоэлемента с наиболее правильным суточным ходом — увеличение дискретности на юге Балтики привело к изменчивости только СХ и ВСИ в пределах 91,7–109,4 и 88,5–105,1 % от ежечасного, а на юго-востоке Балтики доля ВСИ уменьшилась на 4,2–6,2 %, доля СИ возросла на 1,5–8,3 % от ежечасной, а для СХ и ВГИ отклонение, в основном, не превысило ±5 % от ежечасного.

Для влажности воздуха (в том числе точки росы  $T_d$ ) суточный ход более сложен, появляется полусуточная составляющая. Поэтому с увеличением дискретности уменьшается дисперсия: резко в диапазонах СХ — на 35,6–58,6 % и ВГИ — на 48–49 %, заметно — ВСИ — на 5–8 % от ежечасной, а в диапазонах СИ и СезХ, наоборот, увеличивается на 1–2 и 10–11 %, соответственно (см. табл. 12).

Для скорости ветра W на морских станциях Аркона Бэсин и МЛСП Д-6 для большинства компонент реакция на увеличение дискретности сходна. Так, в СезХ отклонение в основном не превысило ±0,5 % от ежечасного; уменьшается дисперсия в ВСИ на 1–7 % и увеличивается дисперсия в диапазоне СИ на 1–5 %; ВГИ — на 1–7 %. Однако, для СХ и МГИ она различна: в СХ с увеличением дискретности на юге дисперсия изменялась разнонаправленно в пределах 88–140 % от ежечасной, а на юго-востоке — уменьшилась на 7–17 %, а в МГИ увеличилась на 1–4 % от ежечасной на юге и на 6–27 % на юго-востоке. Для W на метеостанции Аркона наблюдаются заметные отличия от ст. Аркона Бэсин только для СХ — с увеличением дискретности дисперсия меняется в пределах 79–116 % от ежечасной (см. табл. 11–13).

Для атмосферного давления  $P_0$  на ст. Аркона Бэсин увеличение дискретности практически не сказалось на долгопериодной части временного ряда и СИ; зато значительно и неоднозначно изменились доли СХ (в зависимости от выбранных сроков может уменьшиться на 57 % или увеличиваться на 60 %), а ВСИ уменьшилась на 5–6 %. На ст. МЛСП Д-6 доли СХ и ВСИ изменились еще больше (в пределах 37–147 и 97–268 %, соответственно), следует отметить также и увеличение доли СезХ на 11–33 % (см. табл. 11–12).

Пространственная изменчивость гидрометеорологических полей в Юго-Восточной Балтике. Оценив структуру временного ряда для метеоэлементов на МЛСП Д-6 (см. табл. 12), перейдем к пространственной изменчивости этих элементов (при дискретности 3 ч для всех пунктов: Висбю, МЛСП Д-6, Леба, Лиепая, Клайпеда, Калининград). В табл. 14 приведены средние для всех станций акватории значения дисперсии (курсив) и средние, максимальные и минимальные удельные значения вклада составляющих временного ряда в общую дисперсию для всех метеоэлементов.

Дисперсия, рассчитанная с различной дискретностью (верхняя строка) и отношение ее к ежечасной (нижняя строка) короткопериодной (СХ, ВСИ и СИ) и долгопериодной (СезХ, ВГИ и МГИ) составляющим временной изменчивости метеоэлементов на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг., рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

Дискрет-			Ди	сперсия (	$(\sigma^2)$					
ность	общая	коро	ткоперио	дная	дол	гопериод	ная			
	ИР	CX	ВСИ	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ			
			$T_a$ (°	C)						
Ιч	41,18	0,063	0,47	2,59	36,09	1,45	0,51			
	100	100	100	100	100	100	100			
3 ч	41,16	0,063	0,46	2,59	36,09	1,45	0,51			
	100,0	100,5	96,8	100,0	100,0	100,0	100,0			
6 ч	41,12	0,058	0,42	2,59	36,09	1,45	0,51			
(0, 6, 12, 18)	99,9	91,7	88,5	100,0	100,0	100,0	100,0			
6 ч	41,21	0,069	0,50	2,59	36,09	1,45	0,51			
(3, 9, 15, 21)	100,1	109,4	105,1	100,0	100,0	100,0	100,0			
1ч	14,05	0,004	3,78	7,75	1,46	0,88	0,17			
	100	100	100	100	100	100	100			
3ч	14,03	0,005	3,73	7,79	1,45	0,88	0,17			
	99,9	114,8	98,7	100,5	99,5	100,0	102,2			
6ч	14,08	0,004	3,60	7,97	1,45	0,88	0,18			
(0, 6, 12, 18)	100,2	88,1	95,3	102,8	99,5	99,5	103,5			
6 ч	13,99	0,006	3,55	7,92	1,45	0,90	0,17			
(3, 9, 15, 21)	99,5	140,3	93,8	102,1	99,4	101,4	101,1			
			Р <sub>0</sub> (гІ	Ta)						
1ч	103,53	0,041	6,29	78,23	2,21	14,46	2,30			
	100	100	100	100	100	100	100			
3ч	103,57	0,042	6,17	78,38	2,21	14,45	2,31			
	100,0	101,9	98,1	100,2	100,2	99,9	100,6			
6ч	103,60	0,018	5,91	78,68	2,24	14,43	2,32			
(0, 6, 12, 18)	100,1	43,4	93,8	100,6	101,5	99,8	100,8			
6 ч	103,53	0,065	5,98	78,52	2,19	14,47	2,30			
(3, 9, 15, 21)	100,0	159,9	95,1	100,4	99,0	100,1	100,3			

Примечание: сроки наблюдений указаны по Гринвичу.

Дисперсия, рассчитанная с различной дискретностью (верхняя строка) и отношение ее к ежечасной (нижняя строка) короткопериодной (СХ, ВСИ и СИ) и долгопериодной (СезХ, ВГИ и МГИ) составляющим временной изменчивости метеоэлементов на МЛСП Д-6 за 2004–2013 гг., рассчитано по данным ООО «ЛУКОЙЛ-Калининградморнефть»

Дискрет-			Ди	исперсия (	$(\sigma^2)$				
ность	общая	коро	ткоперио	дная	дол	гопериод	ная		
	ИР	CX	ВСИ	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ		
			$T_a$ (°	С)					
1 ч	59,71	0,11	1,19	7,97	47,01	3,04	0,38		
	100	100	100	100	100	100	100		
3ч	59,65	0,10	1,18	7,99	46,80	3,21	0,38		
	99,9	88,7	99,1	100,3	99,5	105,5	99,2		
6 ч	59,62	0,11	1,14	8,63	46,46	2,90	0,39		
(0, 6, 12, 18)	99,9	95,5	95,8	108,3	98,8	95,4	101,3		
6 ч	59,68	0,12	1,11	8,09	46,79	3,20	0,37		
(3, 9, 15, 21)	100,0	104,7	93,8	101,5	99,5	105,3	97,3		
$T_d$ (°C)									
1 ч	57,85	0,001	1,61	8,88	38,28	8,34	0,73		
	100	100	100	100	100	100	100		
3ч	57,97	0,00	1,54	9,07	42,32	4,31	0,74		
	100,2	41,4	95,1	102,1	110,6	51,6	100,7		
6 ч	57,77	0,00	1,48	9,06	42,15	4,33	0,74		
(0, 6, 12, 18)	99,9	64,4	91,8	102,0	110,1	51,9	100,6		
6 ч	57,97	0,00	1,54	8,97	42,46	4,27	0,73		
(3, 9, 15, 21)	100,2	41,4	95,1	101,0	110,9	51,1	100,1		
			<i>W</i> (м	/c)					
1 ч	16,65	0,02	5,65	8,09	2,05	0,76	0,08		
	100	100	100	100	100	100	100		
3ч	16,72	0,02	5,59	8,21	2,03	0,77	0,09		
	100,4	88,7	99,0	101,4	99,4	101,8	114,5		
6 ч	16,81	0,02	5,33	8,52	2,05	0,82	0,08		
(0, 6, 12, 18)	101,0	93,5	94,3	105,3	100,1	107,3	106,2		
6 ч	16,62	0,02	5,26	8,47	2,02	0,76	0,10		
(3, 9, 15, 21)	99,8	83,1	93,1	104,6	98,8	99,7	127,0		

Дискрет-		$\mathcal A$ исперсия ( $\sigma^2$ )						
ность	общая	корс	короткопериодная			долгопериодная		
	ИР	CX	СХ ВСИ СИ			ВГИ	МГИ	
	$P_0$ (rПa)							
1ч	98,12	0,03	5,42	64,00	2,18	22,66	3,82	
	100	100	100	100	100	100	100	
3ч	97,99	0,03	5,40	63,88	2,19	22,65	3,83	
	99,9	97,1	99,7	99,8	100,4	99,9	100,1	
6 ч	101,21	0,01	14,49	57,24	2,42	22,69	4,35	
(0, 6, 12, 18)	103,1	37,3	267,5	89,4	110,7	100,1	113,7	
6 ч	97,89	0,05	5,25	63,97	2,90	21,88	3,84	
(3, 9, 15, 21)	99,8	147,4	97,0	100,0	132,7	96,6	100,4	

### Окончание табл. 12

Примечание: сроки наблюдений указаны по Гринвичу.

Таблица 13

Дисперсия, рассчитанная с различной дискретностью (верхняя строка) и отношение ее к ежечасной (нижняя строка) короткопериодной (СХ, ВСИ и СИ) и долгопериодной (СезХ, ВГИ и МГИ) составляющим временной изменчивости скорости ветра *W* (м/с) в Арконе за 1991–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008)

Дискрет-		Дисперсия							
ность	общая	коро	ткоперио	дная	долгопериодная				
		CX	ВСИ	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ		
1 ч	15,73	0,03	4,65	8,92	0,87	1,13	0,14		
	100	100	100	100	100	100	100		
3ч	15,69	0,03	4,58	8,95	0,87	1,13	0,14		
	99,7	97,5	98,5	100,3	99,6	100,3	101,9		
6 ч	15,79	0,03	4,38	9,20	0,89	1,14	0,14		
(0,6,12,18)	100,3	116,5	94,1	103,2	102,0	101,4	103,7		
6 ч	15,60	0,02	4,36	9,11	0,85	1,13	0,14		
(3,9,15,21)	99,2	78,5	93,8	102,1	97,3	100,0	100,5		

Примечание: сроки наблюдений указаны по Гринвичу.

Как видим, для тепло-влагофизических параметров вклад высокочастотной изменчивости в среднем для акватории составил 21–22 %, из которых 13–18 % приходится на СИ, 2–4 % — на ВСИ и 0,1–1,6 % на СХ, а для динамических — 78–87 %, из которых на СИ приходится 49 % (*W*) или 70 % (*P*<sub>0</sub>), на ВСИ — 34 или 7 % и на СХ — 3,4 или 0,02 %, соответственно. При этом, удельный вклад суточного хода с приближением к побережью для *T<sub>a</sub>* или *T<sub>d</sub>* возрастает в 9–23 раз (от 0,2 на МЛСП Д-6 до 4,3 % в Калининграде) или в 56–100 раз (от 0,002 % на МЛСП Д-6 до 0,18 % в Леба), а для *W* — до 94 раз (от 0,09 % на МЛСП Д-6 до 1,2 % в Клайпеде, до 3,0 % в Лиепае и до 8,7 % в Калининграде). Исключение составляет *P*<sub>0</sub>: слабое падение (от 0,032 % на МЛСП Д-6 до 0,016 % в Калининграде). В то же время вклад низкочастотной изменчивости в общую дисперсию составил 78–79 % для *T<sub>a</sub>* и *T<sub>d</sub>* и 13–22 %

Таблица 14

Среднее значение дисперсии (курсив) и относительная доля (удельный вклад) (среднее и предельные величины) короткопериодной и долгопериодной составляющих временной изменчивости метеоэлементов в Юго-Восточной Балтике за 2006–2012 гг. (трехчасовые наблюдения), рассчитано по данным (www.rp5.ru)

Элемент		ДисперсияобщаякороткопериоднаядолгопериоднаяСХВСИСИСезХВГИМГИ66,851,553,668,8848,983,220,561002,255,4813,1673,494,760,851004,249,6514,7179,125,591,281000,191,9610,0369,564,340,6156,890,072,4810,1739,304,400,481000,114,4717,7969,047,740,851000,187,7419,9572,9613,591,451000,002,8115,2461,394,600,607,160,152,363,650,480,420,101003,3934,0349,395,346,021,831000,0930,9236,961,044,650,56108,150,027,9876,072,8719,661,55					
	общая	корс	ткоперио	дная	дол	гопериод	ная
		СХ	ВСИ	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ
	66,85	1,55	3,66	8,88	48,98	3,22	0,56
T	100	2,25	5,48	13,16	73,49	4,76	0,85
I a	100	4,24	9,65	14,71	79,12	5,59	1,28
	100	0,19	1,96	10,03	69,56	4,34	0,61
	56,89	0,07	2,48	10,17	39,30	4,40	0,48
$T_d$	100	0,11	4,47	17,79	69,04	7,74	0,85
$T_{d}$	100	0,18	7,74	19,95	72,96	13,59	1,45
	100	0,00	2,81	15,24	61,39	4,60	0,60
	7,16	0,15	2,36	3,65	0,48	0,42	0,10
W	100	3,39	34,03	49,39	5,34	6,02	1,83
	100	8,69	42,13	55,53	11,61	7,11	3,62
	100	0,09	30,92	36,96	1,04	4,65	0,56
	108,15	0,02	7,98	76,07	2,87	19,66	1,55
$P_{0}$	100	0,02	7,47	70,01	2,64	18,35	1,50
0	100	0,03	10,41	75,85	4,99	23,26	4,04
	100	0,02	5,73	58,46	1,68	15,39	0,52

для W и  $P_0$ . Для  $T_a$  и  $T_d$  наиболее значим СезХ, который в среднем для акватории составил 73 и 69 % соответственно; для W и  $P_0$  наибольший вклад приходится на ВГИ — 6 и 18 % соответственно. Наименьшим вкладом отличается МГИ — 1–2 %.

Таким образом, проведенный анализ структуры временных рядов метеоэлементов над акваторией исследования показал, что выводы о распределении высоко- и низкочастотной составляющих временной изменчивости метеополей, полученные для Атлантического океана (Бышев, 2003; Бышев, Иванов, 1969), для гидрометеорологических полей Северной Атлантики (Гулев и др., 1994), для термических полей воды и воздуха в северо-восточной части Черного моря (Титов, 1999) и динамических полей для Балтийского моря (Динамика вод ..., 2007) справедливы также, как для отдельных регионов моря, так и для Балтики в целом.

# КЛИМАТИЧЕСКИЕ СРЕДНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

В гл. 2 отмечалось, что в работе (State and Evolution ..., 2008) приводятся гидрологические и метеорологические данные, позволяющие построить климатические карты  $T_w$  и *S*,  $T_a$ ,  $T_d$ , *W*,  $P_0$ , *Pr*,  $Q_H$ ,  $Q_E$ , Q,  $Q_{Pr}$ ,  $Q_{\Sigma}$  и *Ev* (рис. 13–25). Перейдем к их рассмотрению.

**Температура воды.** По нашим оценкам средневзвешенное<sup>7</sup> значение годовой поверхностной температуры моря —  $T_w = 7,56$  °C. Она меняется от 9,0–9,2 на западе моря до 4,9–5,0 °C — в Ботническом заливе (рис. 13).

Таким образом, можно говорить о *меридиональной изменчивости*. Однако, следует отметить, что в собственно Балтике температура воды у западного побережья на 0,5–1,0 °С ниже, чем у восточного (Гидрометеорологические условия, 1992). В результате чего на большей части этой акватории наблюдается простирание изотерм с ЮЗ на СВ. А это, в свою очередь, объясняется поверхностной циркуляцией, когда теплые воды из Северного моря у южного побережья моря движутся на восток. Возле Гданьского залива они поворачивают на север, а затем разветвляются, заходя в Рижский, Финский и Ботнический заливы. Холодные же воды поверхностными потоками из Финского и Ботнического заливов основной своей частью направляются вдоль скандинавских берегов на юго-запад, огибая с двух сторон о-в Готланд. Южнее оба потока соединяются и движутся на юго-запад и запад вдоль побережья в сторону Датских проливов (Добровольский, Залогин, 1982; Дубравин, Педченко, 2010).

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup> С учетом веса площади каждой одноградусной трапеции в пределах площади зеркала Балтийского моря S<sub>0</sub> = 372,5 тыс. км<sup>2</sup> (Дубравин, Педченко 2010).



4. Климатические средние гидрометеорологических элементов

Рис. 13. Температура воды  $T_w$  (°С) на поверхности Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., по данным (State and Evolution ..., 2008)

**Соленость.** Средневзвешенное значении годовой поверхностной солености моря — S = 6,38 PSU, при большой изменчивости среднегодовых значений вдоль поверхности моря от 16,0 PSU на западе до 2,3 PSU в Финском заливе (см. рис. 14). При этом, соленость сначала резко меняется от 16,0 PSU при выходе из проливов Малого и Большого Бельта до 8,0–8,5 PSU на меридиане о-ва Рюген; затем постепенно — до 5,7–6,3 PSU у южной оконечности Аландского архипелага, до 4,8–6,0 PSU в Рижском, до 3,0–5,6 PSU в Ботническом и до 2,3–5,9 PSU в Финском заливах. Таким образом, можно говорить о двух типах пространственной изменчивости. Во-первых, *зональной* — когда соленость убывает с запада на восток от Кильского до Гданьского заливов



### 4. Климатические средние гидрометеорологических элементов

Рис. 14. Практическая соленость *S* (PSU) на поверхности Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., по данным (State and Evolution ... , 2008)

(от 16,0 до 7,3 PSU), или в Рижском или Финском заливах. Во-вторых, *меридиональной* — когда, соленость убывает от Гданьского до Ботнического залива (от 7,3 до 3,0 PSU). Кроме того, в собственно Балтике поверхностная соленость в восточной части моря на 0,3–0,8 PSU выше чем в западной, что, также как и температура, определяется описанной выше поверхностной циркуляцией.

Следует отметить, что среднегодовое распределение поверхностной солености на Балтике довольно устойчиво во времени и пространстве, поскольку еще Ю.М. Шокальский (Шокальский, 1917) в начале прошлого века или К. Валло (Валло, 1948) в 1930-е годы приводили сходные значения.



4. Климатические средние гидрометеорологических элементов

Рис. 15. Температура воздуха  $T_a$  (°С) в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., по данным (State and Evolution ... , 2008)

**Температура воздуха.** Средневзвешенное<sup>8</sup> значении годовой температуры воздуха —  $T_a = 7,07$  °С, при изменчивости среднегодовых значений от 9,0 °С над Западной Балтикой до 1,2 °С в Хапаранде (рис. 15). При этом можно говорить о трех типах изменчивости: во-первых, о *цир-кумконтинентальной* — когда температура воздуха от центров морских районов убывает к побережью. Во-вторых, *зональной* — когда  $T_a$  на юге моря убывает от 9,0 до 8,3 °С от Западной Балтики до Юго-Восточной

<sup>&</sup>lt;sup>8</sup> Для метеоэлементов  $T_a$ ,  $T_d$ , W,  $P_0$ , Pr и Ev средневзвешенное рассчитывалось с учетом площадей морских районов (см. рис. 5) в пределах площади зеркала Балтийского моря  $S_0 = 372,5$  тыс. км<sup>2</sup> (Дубравин, Маслянкин, 2012а).

или от 6,0 до 4,5 °С от центра Финского залива до Санкт-Петербурга. В-третьих, *меридиональной* — когда  $T_a$  убывает от центра района В09 до Хапаранды (от 8,3 до 1,2 °С). Сравнивая температуры воды и воздуха, осредненные в пределах морских районов можно отметить, что над большей частью районов  $T_w$  выше  $T_a$  на 0,6–0,9 °С, а самая высокая разность  $T_w$  и  $T_a$  наблюдается в районе В01 (Ботнический залив) — 2,0 °С, и только над Аландским морем (В04) воздух теплее воды на 0,2 °С. При этом в среднем для Балтики ( $T_w - T_a$ ) = 0,76 °С. Кроме того, в собственно Балтике  $T_a$ , также как и  $T_w$  и *S*, в восточной части моря выше чем в западной, что также определяется поверхностной циркуляцией, описанной выше.

**Температура точки росы.** Средневзвешенное значение годовой температуры точки росы —  $T_d = 4,36$  °С, при изменчивости среднегодовых значений от 6,3 °С над Западной Балтикой до –2,2 °С в Лулео и Хапаранде (см. рис. 16). При этом можно говорить о подобии простирания изотерм  $T_a$  и  $T_d$ : те же три типа изменчивости — *циркумконтинентальная* (температура точки росы от центров морских районов убывает к побережью); *зональная* ( $T_d$  на юге моря убывает от 6,3 до 5,8 °С от Западной Балтики до Юго-Восточной или от 3,9 до 1,2 °С от центра Финского залива до Санкт-Петербурга); *меридиональная* ( $T_d$  убывает от центра района В09 до Лулео и Хапаранды от 5,8 до –2,2 °С), и, кроме того, для собственно Балтики — более высоких значений  $T_d$  в восточной части, чем западной, также определяемых поверхностной циркуляцией вод.

Ветер. Средневзвешенное значение модуля скорости ветра W = 6,93 м/с, при изменчивости среднегодовых значений W над Балтикой в пределах от 7,8 м/с (Хане) до 2,4 м/с (Санкт-Петербург) (см. рис. 17). При этом, как и в случае с  $T_a$  или  $T_d$ , можно говорить о трех типах пространственной изменчивости: *зональной* (скорость ветра убывает с запада на восток от 6,9 м/с (Кегнес) до 3,2 м/с (Калининград), 2,4 м/с (Санкт-Петербург), 3,4 м/с (Хапаранда); *меридиональной* (когда, за исключением Ботнического залива, над Балтикой скорость ветра возрастает с юга на север от 3,4 м/с (Колобжег), 3,9 м/с (Лемборк) до 6,0 м/с (Руссарё), 7,5 м/с (Сёдерарм и Ландсорт); *циркумконтинентальной* (когда, за исключением юго-восточного побережья Швеции, скорость ветра убывает от открытой части моря к прибрежной зоне от 5,8–6,6–7,5–6,3 м/с, соответственно, в Рене, Хобург, Сёдерарм, Хольмёгадд до 3,4–3,9 м/с на юге (Колобжег, Лемборк), 3,2 м/с на юго-востоке (Калининград), 2,4 м/с

Об устойчивости вектора среднегодового ветра за 1888–2006 гг. над акваторией Балтики позволяет судить табл. 15, из которой следует, что, в среднем за год, преобладают ветры от тихого до свежего (80 % случаев); на долю ветров от сильного до крепкого приходится 15 %; в то



4. Климатические средние гидрометеорологических элементов

Рис. 16. Температура точки росы  $T_d$  (°С) в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., по данным (State and Evolution ... , 2008)

время как, повторяемость очень крепких и штормовых ветров — 3 %, а сильных и жестоких штормов — 0,5 %. Что касается направления ветра, то на долю ветров от Ю, ЮЗ и З приходится около половины случаев, причем только на этих румбах отмечаются сильные шторма, наименьшей повторяемостью (около 8 %) отличаются ветры от СЗ, СВ и ЮВ.

Атмосферное давление. Средневзвешенное значение атмосферного давления  $P_0 = 1\ 012,85\ гПа$  при изменчивости среднегодовых значений  $P_0$  над Балтикой в пределах от 1 015,3 гПа (Болтенхаген) до 1 010,2–1 010,5 гПа (Лулео и Хапаранда), т. е. наблюдается *меридиональная* изменчивость (см. рис. 18). При этом, на большей части моря (от Юго-Восточной Балтики до Ботнического залива — районы B09–B01)

Градации		Направления (румбы)							
скорости (м/с)	С	CB	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	3	СЗ	
0,0–5,0	7,0	3,4	4,8	3,5	5,4	5,2	5,9	3,1	38,5
6,0–10,0	4,1	3,6	4,9	3,3	6,0	7,2	8,5	3,3	41,0
11,0–15,0	1,6	1,2	1,4	1,0	2,1	3,0	3,6	1,2	15,1
16,0-20,0	0,4	0,2	0,2	0,2	0,4	0,7	0,8	0,3	3,2
21,0-25,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,4
26,0-60,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
0,0–60,0	13,1	8,4	11,4	8,1	14,1	16,3	19,0	7,9	98,2

# Среднегодовая повторяемость скорости и направления ветра для Балтийского моря (1888–2006 гг.) (Атлас ... Балтийское море, 2007)

атмосферное давление на восточном побережье на 0,2–0,5 гПа выше, чем на западном, при простирании изобар с ЗЮЗ на ВСВ (Гидрометеорологические условия ..., 1992).

Осадки. По нашим расчетам (Дубравин, Маслянкин, 2012а) средневзвешенная величина осадков Pr = 488,2 мм. Она меняется от 927 мм (Шлезвиг) до 431 мм (Эландс-Норра-Удде, о-в Эланд) и до 421 мм в центре района B07 (Северная Балтика)<sup>9</sup> (см. рис. 19). При этом для собственно Балтики (исключая заливы) можно говорить о циркумконтинентальной зональности, когда величина осадков от 421-500 мм в открытой части моря возрастает к прибрежной зоне (до 600-800 мм на юге, юго-востоке и востоке и до 495-577 мм у побережья Швеции). В Ботническом заливе Pr убывают от 561-631 мм на западном побережье до 433-500 мм на восточном, а в Финском и Рижском заливах не превышают 500-661 мм. Из табл. 16, в которой показана доля отдельных суббассейнов в объеме Pr всей Балтики, средняя за 1951-2000 гг., видно, что наибольший вклад в суммарный объем осадков моря приходится на собственно Балтику (55%), наименьший — на Рижский (6%) и Финский (7%) заливы, а вклад Ботнического залива — (32%). Если же говорить об относительном (нормированном на относительную площадь региона) вкладе суббассейнов, то здесь картина обратная: наибольший приходится на Рижский залив (556 мм), наименьший — на собственно Балтику (473 мм).

<sup>&</sup>lt;sup>9</sup> Для расчета осадков в морских районах использовалась методика В.С. Самойленко (Тихий океан, 1966), подробно рассмотренная в (Дубравин, Маслянкин, 2012а).



### 4. Климатические средние гидрометеорологических элементов

Рис. 17. Скорость ветра W(M/c) в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., по данным (State and Evolution ..., 2008)

Таблица 16

# Доля отдельных суббассейнов в общем объеме атмосферных осадков Pr (км<sup>3</sup>/год и мм/год) за 1951–2000 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008) (Дубравин, Маслянкин, 2012а)

Регион	Площаді	ь зеркала	Осадки, Pr			
	(км <sup>2</sup> )	(%)	(км <sup>3</sup> )	(мм)	(%)	
Ботнический залив	115 516	31,0	57,9	501	31,9	
Финский залив	29 600	7,9	13,5	536	7,1	
Рижский залив	16 330	4,4	10,7	556	6,0	
Собственно Балтика	211 069	56,7	99,8	473	54,9	
Балтика в целом	372 515	100,0	181,9	488	100,0	

**Потоки тепла.** Известно, что потоки суммарного (виртуального (Строкина, 1989)) тепла Q складываются из потоков тепла  $Q_{\mu}$  и влаги  $Q_{F}^{10}$ .

$$Q = Q_H + Q_E. ag{4.1}$$

Прямые измерения потоков  $Q_H$  и  $Q_E$  в океане (море) редки и трудновыполнимы; одним из косвенных методов является аэродинамический, в котором турбулентные потоки тепла и влаги выражаются через средние значения характеристик на стандартном уровне измерений (как правило, сравниваются высота уровня наблюдателя z = 10 м и поверхность моря). Не останавливаясь на обосновании этого метода (сводка работ по физическим основам параметризаций приводится в публикации (Лаппо и др., 1990)), перейдем к формулам для расчета потоков:

$$Q_{H} = C_{p}\rho C_{T}(T_{w} - T_{a})W; \qquad (4.2)$$
$$Q_{E} = L\rho \frac{0.622}{P_{0}} C_{E}(E_{0w} - e_{a})^{11}W,$$

где  $C_p$  — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении — 1,009 кДж/кг°К;  $\rho$  — плотность воздуха (кг/м<sup>3</sup>);  $T_w$  — температура воды на поверхности (°С);  $T_a$  — температура воздуха (°С); W — скорость приводного ветра (м/с); L — удельная (скрытая) теплота парообразования — 2 256 кДж/кг (при  $T_w$  = 100 °С);  $P_0$  — атмосферное давление на уровне моря (гПа);  $e_a$  — упругость водяного пара (гПа);  $E_{0w}$  — максимальная упругость водяного пара (гПа) при температуре воды  $T_w$  (°С).

В формулы (4.2) входят коэффициенты обмена теплом ( $C_{\tau}$ ) и влагой ( $C_{E}$ ), называемые также числами Стэнтона (Серяков, 1967) или Шмидта (Радикевич, 1970а) и Дальтона (Лаппо и др., 1990) соответственно, определение которых и является задачей параметризации потоков на границе океан — атмосфера (Гулев, Украинский, 1989).

<sup>&</sup>lt;sup>10</sup> Вместо термина поток тепла  $Q_{\mu}$  в литературе можно встретить: поток явного тепла (Хромов, Мамонтова, 1974) или турбулентного (Атлас теплового баланса ..., 1970; Радикевич, 1970б; Шулейкин, 1968а) или контактного (Атлас теплового баланса ..., 1963) теплообмена. Поток влаги  $Q_{\mu}$  может именоваться: потоком скрытого (латентного (Omstedt, 2009)) тепла или потерями (Самойленко, 1959) или затратами (Радикевич, 1970б; Смирнова, Булаева, 1974) тепла на испарение.

<sup>&</sup>lt;sup>11</sup> В работе (Абрамов, 1976) для  $\Delta e$  — разности между упругостью насыщающего пара  $E_{0w}$  при температуре воды на поверхности  $T_w$  и упругостью  $e_a$  при данных температуре воздуха  $T_a$  и давлении  $P_0$  предлагается термин «избыточная упругость водяного пара».



4. Климатические средние гидрометеорологических элементов

Рис. 18. Атмосферное давление  $P_0$  (гПа) в Балтийском море, среднее за 1951–2000 гг., по данным (State and Evolution ... , 2008)

Известно (Бортковский, 1971; Взаимодействие океана ..., 1989; Гулев, Украинский, 1989; Китайгородский, 1970; Масагутов, 1981; О расчете ..., 1973; Радикевич, 1970; Строкина, Хрол, 1974; Шулейкин, 1968а; Blanc, 1985; Isemer, Hasse, 1987), что коэффициенты  $C_T$  и  $C_E$  зависят от скорости ветра W, перепадов температуры  $\Delta T = T_w - T_a$ , влажности  $\Delta e = E_{0w} - e_a$  и высоты z, на которой выполнялись измерения. Многообразие подходов к параметризации процессов обмена привело к весьма широкому диапазону значений коэффициентов обмена, предлагаемых разными авторами. Обобщения, позволяющие сопоставлять различные методы расчета, можно найти в (Китайгородский, 1970; Лаппо и др., 1990; Blanc, 1985). Как правило, значения коэффициентов обмена теплом и влагой лежат в пределах  $(1,0 \div 2,0) \cdot 10^{-3}$ , причем в одних источниках  $C_T < C_E : C_T = (0,8 \div 1,4) \cdot 10^{-3}$  и  $C_E = (1,0 \div 1,7) \cdot 10^{-3}$  (Даппо и др., 1990), в других, наоборот,  $C_T > C_E$  (Самойленко, 1959; Blanc, 1980), в третьих — величина коэффициентов обмена теплом и влагой одинакова (Масагутов, 1981; О расчете ..., 1973). Со ссылкой на Буша (1979) отметим, что Понд с соавторами (1974) приняли  $C_T = C_E = 1,5 \cdot 10^{-3}$ , а В. В. Ефимов и соавторы (О расчете ..., 1985) предлагают  $C_T = C_E = 1,3 \cdot 10^{-3}$ . Однако, следует помнить, что использование средних значений коэффициентов обмена без учета различий в гидрометеорологических условиях приводит к погрешностям в расчетах потоков тепла и влаги на ±27 % (Китайгородский и др., 1973); кроме того, что зависимость  $C_T$  и  $C_E$  от гидротермодинамических условий должна дополняться зависимостью от масштабов пространственно-временного усреднения  $\xi_H$  и  $\xi_E$ , возникающей из-за нелинейности в выражении (4.2) (Гулев, Украинский, 1989; Лаппо и др., 1990).

Таблица 17

Рассчитанные по методикам разных авторов: размах колебаний сезонного хода и среднегодовые значения потоков скрытого тепла  $Q_{\mu}$  (Вт/м<sup>2</sup>), коэффициенты теплообмена  $C_{\tau} \cdot 10^{-3}$  и отношение последних к  $C_{\tau} \cdot 10^{-3}$  С.К. Гулева, для Балтийска (1867–1955) по данным (Климатический и гидрологический ..., 1957)

Авторы методики	Потоки тепла <i>Q<sub>H</sub></i> (Вт/м <sup>2</sup> )		Коэффици теплообм <i>С<sub>т</sub></i> * 10	иенты иена, ) <sup>-3</sup>	С <sub>т</sub> * 10 <sup>-3</sup> /С <sub>т</sub> * 10 <sup>-3</sup> Гулева	
	размах	ср. год	размах	ср. год	размах	ср. год
Радикевич (1970)*	-6,5÷41,4	13,9	$1,07 \div 1,37$	1,16	$0,57 \div 0,85$	0,64
Борковский (1971)	-4,9÷44,0	16,5	$0,85 \div 1,46$	1,32	0,61÷0,87	0,76
Масагутов (1981)	-4,1÷32,6	12,2	$0,71 \div 1,13$	0,97	$0,\!45 \!\div\! 0,\!66$	0,56
О расчете (1973)	-8,3÷48,6	18,3	1,38÷1,66	1,55	$0,\!67 \div 1,\!09$	0,84
О расчете (1985)	-7,5÷41,2	15,0	1,30÷1,30	1,30	$0,57 \div 0,99$	0,69
Шулейкин (1968а)	-11,6÷60,8	22,5	$1,92 \div 2,05$	1,98	0,84÷1,52	1,04
Атлас теплового (1963)	-11,6÷60,8	22,6	1,92÷2,06	1,98	0,88÷1,08	1,04
Атлас теплового (1970)	-11,3÷59,0	21,9	1,86÷1,99	1,92	0,81÷1,47	1,01
Гулев, Украинский (1989)	-7,6÷72,8	21,8	1,32÷2,30	1,66	1,00÷1,00	1,00

Примечание: \* — величины получены с учетом z = 10 м, а не z = 6 м (скорость ветра увеличена на ~(5÷10) %).



(Дубравин, Маслянкин, 2012а)

Для лучшего понимания обратимся к табл. 17 и 18, в которых, кроме размаха сезонного хода и климатических среднегодовых величин  $Q_{H}$ ,  $C_{T}$  и  $Q_{E}$ .  $C_{E}$ , рассчитанных по (Климатический и гидрологический ..., 1957) для Балтийска по методикам разных авторов, представлены и отношения этих  $C_{T}$  к  $C_{T}$  или  $C_{E}$  к  $C_{E}$  С. К. Гулева (Гулев, Украинский, 1989; Лаппо и др., 1990).

В этих таблицах приводятся примеры расчета коэффициентов теплои влагообмена по трем методикам для данных срочных наблюдений (Борковский, 1971; Масагутов, 1981; Радикевич, 1970) — наименьшие

Рассчитанные по методикам разных авторов: размах колебаний сезонного хода и среднегодовые значения потоков влаги  $Q_E$  (Вт/м<sup>2</sup>), коэффициенты влагообмена  $C_E \cdot 10^{-3}$  и отношение последних к  $C_E \cdot 10^{-3}$  С.К. Гулева, для Балтийска (1867–1955) по данным (Климатический и гидрологический ..., 1957)

Авторы методики	Потоки вл (Вт/м <sup>3</sup>	аги Q <sub>е</sub> ²)	Коэффиці влагообм С <sub>е</sub> * 10	иенты иена, ) <sup>-3</sup>	С <sub>Е</sub> * 10 <sup>-3</sup> /С Гулен	<sub>e</sub> * 10 <sup>-3</sup> a
	размах	ср. год	размах	ср. год	размах	ср. год
Радикевич (1970)*	11,2÷43,4	26,2	$1,07 \div 1,31$	1,16	0,47÷0,66	0,55
Борковский (1971)	9,7÷56,4	30,8	0,85÷1,46	1,32	0,46÷0,73	0,65
Масагутов (1981)	9,1÷43,0	23,4	0,71÷1,13	0,97	$0,\!42 \div 0,\!57$	0,50
О расчете (1973)	15,3÷64,3	35,6	1,38÷1,66	1,55	0,70÷0,84	0,75
О расчете (1985)	12,9÷50,9	29,4	1,30÷1,30	1,30	0,56÷0,71	0,62
Шулейкин (1968а)	18,9÷78,7	44,2	1,88÷2,01	1,95	0,86÷1,06	0,94
Атлас теплового (1963)	19,3÷80,3	45,2	1,92÷2,06	1,98	0,88÷1,08	0,96
Атлас теплового (1970)	18,7÷77,9	43,8	1,86÷1,99	1,92	0,85÷1,04	0,93
Гулев, Украинский (1989)	18,2÷91,3	47,2	1,83÷2,33	2,02	1,00÷1,00	1,00

(Дубравин, Маслянкин, 2012а)

Примечание: \* — величины получены с учетом z = 10 м, а не z = 6 м (скорость ветра увеличена на ~(5÷10) %).

величины  $C_T$  и  $C_E$  и по шести — для месячных данных (Атлас теплового ..., 1963; Атлас теплового ..., 1970; Гулев, Украинский, 1989; О расчете ..., 1973; О расчете ..., 1985; Шулейкин, 1968а) — наибольшие. Отношения коэффициентов обмена  $C_T$  и  $C_E$  по методикам (Атлас теплового ..., 1963; Атлас теплового ..., 1970; Шулейкин, 1968а) к  $C_T$  и  $C_E$  Гулева в среднегодовом масштабе составили 1,01÷1,04 (среднее 1,03) и 0,94÷0,96 (среднее 0,95), соответственно. Следует иметь ввиду, что в (Пространственно-временная ..., 2006) для Северной и Центральной Атлантики, а в (Дубравин и др., 2010а) для Юго-Восточной Балтики было показано, что *при расчете потоков по климатическим среднемесячным значениям предпочтение следует отдавать методике С.К. Гулева* (Гулев, Украинский, 1989; Лаппо и др., 1990), а *при расчете потоков по среднегодовым данным можно использовать любую методику из:* (Атлас теплового ..., 1963; Атлас теплового ..., 1970; Гулев, Украинский, 1989



4. Климатические средние гидрометеорологических элементов

Рис. 20. Потоки явного тепла  $Q_{_H}$  (Вт/м<sup>2</sup>) в Балтийском море, средние за 1951–2000 гг., рассчитанные по данным (State and Evolution ..., 2008), методика С. К. Гулева (Гулев, Украинский, 1989)

или Шулейкин, 1968а). На этом основании, для расчетов испарения *Ev* с поверхности Балтики по данным (State and Evolution ..., 2008) нами (Дубравин, Маслянкин, 2012а) использовалась методика С.К. Гулева (Гулев, Украинский, 1989; Лаппо и др., 1990).

Потоки явного тепла. По нашим расчетам средневзвешенная величина  $Q_{\rm H} = 17,63~{\rm Bt/m^2}$ , меняясь в пределах моря от 1,9  ${\rm Bt/m^2}$  (B04 — Аландское море) до 43,4  ${\rm Bt/m^2}$  (B01 — Ботнический залив) (см. рис. 20). При этом для запада, юга и юго-востока можно говорить о зональной изменчивости —  $Q_{\rm H}$  возрастает к востоку от 10,4 до 17,7  ${\rm Bt/m^2}$ , а для

Суммарная годовая за 1951-2000 гг. теплоотдача и количество усвоенного атмосферой тепла (10<sup>12</sup> Вт) 2008), методика С.К. Гулева в Балтике. Рассчитано по данным (State and Evolution ..., (Гулев, Украинский, 1989)

Регион	Плоп	цадь	0	Н	0	E		5	6	Pr.	- 0	$Q_{p_r}$
	зерк	ала										
	$(KM^2)$	(%)	$10^{12}BT$	(%)	$10^{12} \mathrm{\ BT}$	(%)	$10^{12} \ B_{\rm T}$	(2)	$10^{12} \mathrm{\ BT}$	(%)	$10^{12}~\mathrm{BT}$	(0)
Ботнический залив	93 279	25,0	2,08	31,7	5,02	23,4	7,10	25,3	3,51	27,0	3,59	23,8
Финский залив	25 112	6,7	0,76	11,6	1,47	6,9	2,24	8,0	0,96	7,4	1,28	8,5
Рижский залив	19314	5,2	0,38	5,7	1,01	4,7	1,39	4,9	0,77	5,9	0,62	4,1
Собственно Балтика	$235\ 030$	63, 1	3, 35	51,0	13,97	65,1	17,32	61,8	7,75	59,7	9,57	63, 6
Балтика в целом	372 735	100	6,57	100	21,47	100	28,04	100	12,99	100	15,05	100

В04-В01 — *Q<sub>н</sub>* увеличивается к северу (меридиональная изменчивость).

Из табл. 19, в которой показана средняя за 1951–2000 гг. доля отдельных суббассейнов в интегральной теплоотдаче ( $10^{12}$  Вт), общей для всего моря, видно, что наибольший вклад  $Q_{\mu}$  приходится на собственно Балтику (51 %), наименьший — на Рижский залив (6 %). При этом на долю  $Q_{\mu}$  в потоке суммарного тепла Q приходится 23 %.

Потоки влаги (скрытого тепла). Средневзвешенная величина потока влаги  $Q_E = 57,60$  Вт/м<sup>2</sup>, мало меняющаяся в пределах моря (от 50,7 — В03 до 62,9 Вт/м<sup>2</sup> — В10) (см. рис. 21). При этом для собственно Балтики, можно говорить о циркумконтинентальной изменчивости, с центром в В10, а для регионов B03-B01 — Q<sub>F</sub> возрастает к северу от 50,7 до 58,4 Вт/м<sup>2</sup> (меридиональная изменчивость). При этом, наибольший вклад Q<sub>г</sub> приходится на собственно Балтику (65%), наименьший — на Рижский залив (5 %). Доля  $Q_E$  в потоке суммарного тепла Q составляет 77 %, а соотношения явного тепла к скрытому  $Q_{H}/Q_{E} = 31 \%$  (см. табл. 19).

Потоки суммарного тепла. Средневзвешенная величина потока суммарного тепла Q = 75,23 Вт/м<sup>2</sup>, при этом распределение Q повторяет  $Q_{H}$ : от минимума в В04 (55,5 Вт/м<sup>2</sup>) до максимума в В01 (101,8 Вт/м<sup>2</sup>) — меридиональная изменчивость и от 69,8 до 77,2 Вт/м<sup>2</sup>



4. Климатические средние гидрометеорологических элементов

Рис. 21. Потоки влаги (скрытого тепла)  $Q_E$  (Вт/м<sup>2</sup>) в Балтийском море, средние за 1951–2000 гг., рассчитанные по данным (State and Evolution ..., 2008), методика С. К. Гулева (Гулев, Украинский, 1989)

(В11-В09) — зональная, а так же наибольшая доля Q (62 %) и наименьшая (5 %) в собственно Балтике и Рижском заливе, соответственно (сравнить рис. 20 и 22).

Потоки тепла, используемые атмосферой. Еще В.В. Тимоновым (Тимонов, 1970, Тимонов и др., 1970) отмечалась важность учета суммарного воздействия одной среды на другую в системе взаимодействия океана и атмосферы. Что касается карт отдаваемого океаном (морем) тепла, то недостатка в них нет (Атлас Мирового ..., 1974; Атлас теплового ..., 1963; Атлас теплового ..., 1970; Гулев, Украинский, 1989; Gulev, 1997; Isemer, Hasse, 1987), а вот климатические карты используемого атмосферой тепла встречаются редко (Дитрих, 1962; Атлас теплового ..., 1963; Тимонов, 1970).

Получить величину используемого атмосферой тепла  $Q_{p_r}$  (теплота конденсации водяного пара) можно несколькими путями.

Если в нашем распоряжении имеются данные по осадкам, то умножив количество осадков Pr (мм) на скрытую теплоту парообразования L получим количество используемого атмосферой тепла  $Q_{p_n}$ :

$$Q_{Pr} = LPr. \tag{4.3}$$

В случае отсутствия данных об осадках, но при наличии данных об эффективном испарении<sup>12</sup> (эффективных осадках)<sup>13</sup> количество используемого атмосферой тепла можно получить как разность между суммарным теплом Q и количеством тепла, соответствующим разности  $E - Pr(Q_{E-Pr})$ , и явным теплом  $Q_{\mu}$  (Дубравин и др., 2005)<sup>14</sup>:

$$Q_{Pr} = Q - Q_{E-Pr} - Q_{H}.$$
(4.4)

Средневзвешенная величина потока используемого атмосферой тепла  $Q_{pr} = 34,85$  Вт/м<sup>2</sup>. Вполне понятно, что годовое распределение  $Q_{pr}$  повторяет годовое распределение Pr (поскольку коэффициент пересчета, зависит от числа дней в месяце и меняется от 1,072 3 в феврале (28 дней) до 1,187 2 в январе, марте, ... (31 день)): меняясь от 66,2 Вт/м<sup>2</sup> (Шлезвиг) до 30,8 (Эландс-Норра-Удде, о-в Эланд) и до 30,1 Вт/м<sup>2</sup> в центре района В07 (Северная Балтика) (сравнить рис. 19 и 23). При этом для собственно Балтики можно отметить *циркумконтинентальную* зональность, когда величина  $Q_{pr}$  возрастает от 30–35 Вт/м<sup>2</sup> в открытой части моря к прибрежной зоне до 42–57 Вт/м<sup>2</sup> на юге, юго-востоке и востоке и до 35–41 Вт/м<sup>2</sup> у побережья Швеции.

*Остаточное тепло*. Разность между суммарным теплом Балтики и теплом, используемым атмосферой над ним обозначим как *Q*, и тогда:

$$Q_{\Sigma} = Q - Q_{p_r}.$$
(4.5)

Средневзвешенная величина потока остаточного тепла составила  $Q_{g} = 40,38$  Вт/м<sup>2</sup>, изменяясь, от 17,4 Вт/м<sup>2</sup> в Ботническом море до

<sup>&</sup>lt;sup>12</sup> Эффективное испарение — разность испарения *Ev* и осадков *Pr*; эффективные осадки — разность осадков *Pr* и испарения *Ev*.

<sup>&</sup>lt;sup>13</sup> Например, в работах (Hansson, 2009; Meier, Doscher, 2002; Omstedt, 2009) приводятся данные по эффективным осадкам (Net Precipitation).

<sup>&</sup>lt;sup>14</sup> Доклад на XIII Международной конф. по пром. Океанологии. Калининград, 2005 (Дубравин и др., 2005).



4. Климатические средние гидрометеорологических элементов



65,3 Вт/м<sup>2</sup> в Ботническом заливе. В северной половине собственно Балтики отмечается *циркумконтинентальная* изменчивость с максимумом в центре В07 (рис. 24). Как и для других потоков тепла, максимальная доля  $Q_{\Sigma}$  64 % приходится на собственно Балтику минимальная 4 % — на Рижский залив, а доля  $Q_{\Sigma}$  в потоке суммарного тепла Q составляет 54 % (см. табл. 19).

Итак, климатические или интегральные средние  $Q_{p_r}$  в Балтийском море составили 34,8 Вт/м<sup>2</sup> или 13,0 \* 10<sup>12</sup> Вт; на потоки остаточного тепла  $Q_r$  приходятся 40,4 Вт/м<sup>2</sup> или 15,1 \* 10<sup>12</sup> Вт; потоки явного тепла  $Q_{\rm H}$  равны 17,6 Вт/м² или 6,6 \* 10<sup>12</sup> Вт; потоки скрытого тепла  $Q_{\rm E}$  равны 57,6 Вт/м² или 21,5 \* 10<sup>12</sup> Вт и потоки суммарного тепла Q равны 75,2 Вт/м² или 28,0 \* 10<sup>12</sup> Вт, а отношения  $Q_{\rm H}/Q_{\rm E} = 0,31; Q_{\rm H}/Q = 0,23; Q_{\rm E}/Q = 0,77; Q_{\rm Pr}/Q = 0,46; Q_{\rm Z}/Q = 0,54$ ). Следовательно, атмосфера над Балтикой использует 46,3 % морского тепла.

Сравним расчеты потоков тепла  $Q_{H}$ ,  $Q_{E}$  и Q для всей Балтики с результатами других исследователей:

По оценкам в работе (Omstedt, 2009) средние для Балтики на интервале 1971–2002 гг.  $Q_H \sim 10$  Вт/м<sup>2</sup>,  $Q_E \sim 35$  Вт/м<sup>2</sup>;  $Q \sim 45$  Вт/м<sup>2</sup>;  $Q_H/Q_E \sim 0,29$ ;  $Q_H/Q \sim 0,22$ ;  $Q_E/Q \sim 0,78$ . В (Meier, Doscher, 2002) приводится сводка составляющих теплового баланса, из которой следует, что по оценкам разных авторов  $Q_H = 7 \div 18$  Вт/м<sup>2</sup> (среднее 11,6 Вт/м<sup>2</sup>);  $Q_E = 32 \div 42$  Вт/м<sup>2</sup> (среднее 37,0 Вт/м<sup>2</sup>);  $Q = 42 \div 57$  Вт/м<sup>2</sup> (среднее 48,6 Вт/м<sup>2</sup>);  $Q_H/Q_E = 0,20 \div 0,46$  (среднее 0,31);  $Q_H/Q = 0,17 \div 0,32$  (среднее 0,24);  $Q_E/Q = 0,68 \div 0,83$  (среднее 0,76).

Из анализа следует, что несмотря на превышение наших величин потоков тепла относительно средних из (Meier, Doscher, 2002) на 6,0 Вт/м<sup>2</sup> для  $Q_{H}$ , на 20,6 Вт/м<sup>2</sup> для  $Q_{E}$  и на 26,6 Вт/м<sup>2</sup> для Q, соотношения между потоками  $Q_{H}/Q_{E}$ ,  $Q_{H}/Q$  и  $Q_{E}/Q$  достаточно схожи. Из этого можно сделать вывод, что различия в результатах счета потоков тепла разными авторами определяются различиями в коэффициентах тепло- и влагообмена  $C_{\tau}$  и  $C_{E}$ .

Теперь сравним потоки тепла в Балтике и в Северной Атлантике. Для этого обратимся к табл. 20–23. Анализ табл. 20 и 22 показал следующее:

Во-первых, потоки тепла и влаги меняются в пределах Северной Атлантики, при этом  $Q_H$  и  $Q_E$  меняются по-разному: потоки тепла — растут от экватора к северной границе Атлантики, а для потоков влаги — среднеширотный максимум приходится на тропические и субтропические широты.

Во-вторых, величина потоков тепла и влаги не остается постоянной внутри зональных полос. Причина — существование областей повышенной теплоотдачи в атмосферу (так называемых «энергоактивных областей (очагов)» — ЭАО) (Лаппо и др., 1970)<sup>15</sup>.

<sup>&</sup>lt;sup>15</sup> В (Дубравин и др., 2005) в Северной Атлантике в соответствии с терминами в (Бирман, Позднякова, 1985 или Лаппо и др., 1990) выделяются следующие очаги: Гренландский; Норвежский; Исландский; Ньюфаундлендский; течения Гольфстрим и Мексиканского залива; Северо-западный Тропический и Восточно-экваториальный. Заметим, что в поле потоков некоторые ЭАО отсутствуют, так, потоки явного тепла не формируют Норвежский и Исландский очаги; для потоков влаги и суммарного тепла отсутствует Восточно-экваториальный; кроме того для *Q<sub>F</sub>* еще и Гренландский, а для *Q* — Норвежский и Исландский.



4. Климатические средние гидрометеорологических элементов

(Гулев, Украинский, 1989) Подробнее остановимся на широтных зонах 40–50° и 50–60° с. ш. и кораблях погоды «I», «J», «К», как близлежащих к Балтийскому морю регионов. Так, для полосы 40–50° с. ш. по оценкам разных авторов  $Q_{\mu} = 21 \div 41$  Вт/м<sup>2</sup> (среднее 30,5 Вт/м<sup>2</sup>);  $Q_{E} = 83 \div 115$  Вт/м<sup>2</sup> (среднее 103,1 Вт/м<sup>2</sup>);  $Q = 104 \div 144$  Вт/м<sup>2</sup> (среднее 133,6 Вт/м<sup>2</sup>);  $Q_{\mu}/Q_{E} = 0,22 \div 0,41$ (среднее 0,30);  $Q_{\mu}/Q = 0,18 \div 0,26$  (среднее 0,23);  $Q_{E}/Q = 0,71 \div 0,82$  (среднее 0,77). Для корабля «К»:  $Q_{\mu} = 12 \div 61$  Вт/м<sup>2</sup> (среднее 27,9 Вт/м<sup>2</sup>);

(среднее 0,30);  $Q_{_H}/Q = 0,18 \div 0,26$  (среднее 0,23);  $Q_{_E}/Q = 0,71 \div 0,82$  (среднее 0,77). Для корабля «К»:  $Q_{_H} = 12 \div 61$  Вт/м<sup>2</sup> (среднее 27,9 Вт/м<sup>2</sup>);  $Q_{_E} = 97 \div 166$  Вт/м<sup>2</sup> (среднее 136,0 Вт/м<sup>2</sup>);  $Q = 109 \div 227$  Вт/м<sup>2</sup> (среднее 185,7 Вт/м<sup>2</sup>);  $Q_{_H}/Q_{_E} = 0,10 \div 0,37$  (среднее 0,19);  $Q_{_H}/Q = 0,09 \div 0,27$  (среднее 0,15);  $Q_{_E}/Q = 0,73 \div 0,91$  (среднее 0,85).

Сопоставление среднезональных значений потоков явного  $Q_{\mu^\prime}$  скрытого  $Q_{E}$ и суммарного Q  $({
m Br/M^2})$ тепла с поверхности Атлантического океана, рассчитанных по данным разных авторов

(Дубравин и др., 2005)

		(Ayupa	вин и др.,	(cnnz				
Широтная зона	70–60 c.	60-50	50 - 40	40-30	30-20	20-10	10-0	70–0 c.
Площадь (тыс. км <sup>2</sup> )	3169	$4\ 398$	5363	$7\ 041$	8 909	8083	$6\ 621$	$43\ 585$
		Потоки	явного теп	$Aa (Q_{H})$				
Атлас теплового (1963)	32	22	21	17	12	6	9	15,0
Атлас теплового (1970)	55	41	41	37	29	26	20	33,0
Строкина (1989)	37	32	27	21	12	×	6	19,9
Гулев, Лаппо (1986)	42	43	38	39	24	15	11	27,4
Дубравин и др. (2005)	46	34	26	25	11	7	8	18,9
		Потоки с	крытого те	пла ( $Q_E$ )				
Атлас теплового (1963)	57	72	83	113	122	114	93	99,9
Атлас теплового (1970)	78	64	66	137	149	142	114	122,1
Строкина (1989)	63	87	113	142	138	147	125	120,0
Гулев, Лаппо (1986)	86	100	106	146	171	153	137	137,7
Дубравин и др. (2005)	67	81	115	226	232	242	184	183,9
		Потоки су	ммарного 1	тепла (Q)				
Атлас теплового (1963)	89	94	104	130	134	122	100	107,1
Атлас теплового (1970)	133	120	139	174	177	168	135	155,0
Строкина (1989)	100	119	140	163	149	155	134	139,9
Гулев, Лаппо (1986)	128	142	144	185	195	168	148	165,1
Дубравин и др. (2005)	113	115	141	251	244	250	192	202,9

# 4. Климатические средние гидрометеорологических элементов



4. Климатические средние гидрометеорологических элементов

Рис. 24. Потоки остаточного тепла  $Q_{\Sigma}$  (Вт/м<sup>2</sup>) в Балтийском море, средние за 1951–2000 гг., рассчитанные по данным (State and Evolution ..., 2008), методика С. К. Гулева (Гулев, Украинский, 1989)

Для полосы 50–60° по оценкам разных авторов  $Q_{_H} = 22 \div 43$  Вт/м<sup>2</sup> (среднее 34,5 Вт/м<sup>2</sup>);  $Q_{_E} = 72 \div 100$  Вт/м<sup>2</sup> (среднее 83,8 Вт/м<sup>2</sup>);  $Q = 94 \div 142$  Вт/м<sup>2</sup> (среднее 118,3 Вт/м<sup>2</sup>);  $Q_{_H}/Q_{_E} = 0,31 \div 0,52$  (среднее 0,41);  $Q_{_H}/Q = 0,24 \div 0,34$  (среднее 0,29);  $Q_{_E}/Q = 0,66 \div 0,76$  (среднее 0,71). Для кораблей «І»:  $Q_{_H} = 37 \div 83$  Вт/м<sup>2</sup> (среднее 54,8 Вт/м<sup>2</sup>);  $Q_{_E} = 112 \div 199$  Вт/м<sup>2</sup> (среднее 144,1 Вт/м<sup>2</sup>);  $Q = 149 \div 252$  Вт/м<sup>2</sup> (среднее 198,9 Вт/м<sup>2</sup>);  $Q_{_H}/Q_{_E} = 0,27 \div 0,61$  (среднее 0,39);  $Q_{_H}/Q = 0,21 \div 0,38$  (среднее 0,28);  $Q_{_E}/Q = 0,62 \div 0,79$  (среднее 0,72) и «Ј»:  $Q_{_H} = 21 \div 102$  Вт/м<sup>2</sup> (среднее 57,3 Вт/м<sup>2</sup>);  $Q_{_E} = 95 \div 265$  Вт/м<sup>2</sup> (среднее 163,3 Вт/м<sup>2</sup>);  $Q = 116 \div 325$  Вт/м<sup>2</sup> (среднее 216,3 Вт/м<sup>2</sup>);  $Q_{_H}/Q_{_E} = 0,22 \div 0,60$ 

суммарного  $Q~({
m BT}/{
m M}^2)$  тепла с поверхности Атлантического океана, рассчитанных по данным разных авторов Сопоставление соотношений между среднезональными значениями потоков явного  $Q_{\mu^{\prime}}$  скрытого  $Q_{E}$  и (Лубпавин и лп., 2005)

		ndo		10001				
Широтная зона	70–60 c.	60-50	50-40	40 - 30	30-20	20-10	10-0	70–0 c.
Площадь (тыс. км²)	3 169	$4\ 398$	5363	7041	8 909	8 083	$6\ 621$	$43\ 585$
			$Q_{_H}/Q_{_E}$					
Атлас теплового (1963)	0,56	0,31	0,26	0,15	0,10	0,08	0,07	0,15
Атлас теплового (1970)	0,71	0,52	0,41	0,27	0, 19	0, 19	0,18	0,27
Строкина (1989)	0,58	0,37	0,24	0,15	0,09	0,06	0,07	0,17
Гулев, Лаппо (1986)	0,49	0,43	0,36	0,27	0,14	0,10	0,08	$0,\!20$
Дубравин и др. (2005)	0,69	$0,\!42$	$0,\!22$	0,11	0,05	0,03	0,04	0,10
			$Q_{H}/Q$					
Атлас теплового (1963)	0,36	0,24	0,20	0,13	0,09	0,07	0,06	0,14
Атлас теплового (1970)	0,41	0,34	0,29	0,21	0,16	0,16	0,15	0,21
Строкина (1989)	0,37	0,27	0, 19	0,13	0,08	0,05	0,06	0,14
Гулев, Лаппо (1986)	0,33	0,30	0,26	0,21	0,12	0,09	0,07	0,17
Дубравин и др. (2005)	0,41	0,30	0,18	0,10	0,05	0,03	0,04	0,09
			$Q_{_E}/Q$					
Атлас теплового (1963)	0,64	0,76	0,80	0,87	0,91	0,93	0,94	0,93
Атлас теплового (1970)	0,59	0,66	0,71	0,79	0,84	0,84	0,85	0,79
Строкина (1989)	0,63	0,73	0,81	0,87	0,92	0,95	0,94	0,86
Гулев, Лаппо (1986)	0,67	0,70	0,74	0,79	0,88	0,91	0,93	0,83
Дубравин и др. (2005)	0,59	0,70	0,82	0,90	0.95	0.97	0,96	0,91

### 4. Климатические средние гидрометеорологических элементов

(среднее 0,36);  $Q_{\mu}/Q = 0,18 \div 0,38$  (среднее 0,23);  $Q_{\mu}/Q = 0,62 \div 0,82$  (среднее 0,77). Следует иметь в виду, что наиболее близко по временным интервалам расчета потоков тепла на Балтике (1951-2000 гг.) подходят расчеты для Северной Атлантики из (Дубравин и др., 2005), в которой использованы данные массива COADS (1950-1995 гг.) в двухградусных трапециях. Средние для полос 40-50° и 50-60° с. ш. таковы: Q<sub>н</sub> — 26 и 34 Вт/м<sup>2</sup>; Q<sub>E</sub> — 115 и 81 Вт/м<sup>2</sup>; Q — 141 и 115 Вт/м<sup>2</sup>; Q<sub>H</sub>/Q<sub>E</sub> — 0,22 и 042;  $Q_{_H}/Q$  — 0,18 и 0,30;  $Q_{_E}/Q$  — 0,82 и 0,70 (см. табл. 20, 21); для кораблей погоды «К», «І» и «J»: Q<sub>H</sub> — 12, 46 и 29 Вт/м<sup>2</sup>; Q<sub>E</sub> — 122, 130 и 123 Вт/м<sup>2</sup>; Q = 134, 176 и 152 Вт/м<sup>2</sup>;  $Q_{\mu}/Q_{\mu} = 0,10$ , 0,36 и 0,24;  $Q_{\mu}/Q = 0,09$ , 0,26 и 0,19; Q<sub>F</sub>/Q — 0,91, 0,74 и 0,81 (см. табл. 22, 23). Как видим, потоки тепла  $Q_{\mu}$  по данным разных авторов (а не только по (Дубравин и др., 2005)), в точках кораблей погоды мало отличаются от их среднезональных значений, а вот потоки влаги Q<sub>F</sub> — заметно превышают среднезональные величины (в 1,7÷1,9 крат для кораблей «І» и «І», соответственно). Это связано с нахождением кораблей «І» и «Ј» в районе Исландского ЭАО.

Принимая за средние для полосы 40–60° с. ш. на востоке Северной Атлантики такие величины потоков тепла:  $Q_{\mu} \sim 30 \text{ Вт/м}^2$ ;  $Q_{E} \sim 100 \text{ Вт/m}^2$  и  $Q \sim 130 \text{ Вт/m}^2$  (см. табл. 20–23) и сравнивая их с нашими расчетами для Балтики:  $Q_{\mu} = 17,6 \text{ Вт/m}^2$ ;  $Q_{E} = 57,6 \text{ Вт/m}^2$  и  $Q = 75,2 \text{ Вт/m}^2$ , получим снижение потов на 41 % для  $Q_{\mu}$  и на 42 % — для  $Q_{E}$  и Q. Таким образом, принимаемые в данной работе среднегодовые величины потоков тепла для всей Балтике  $Q_{\mu}$ ,  $Q_{E}$  и Q вполне, правомерны.

Выше (см. табл. 19, рис. 23, 24) было показано, что климатические или интегральные средние потоки усвоенного атмосферой тепла в Балтийском море  $Q_{pr}$  составили 34,8 Вт/м<sup>2</sup> или 13,0 \* 10<sup>12</sup> Вт, а потоки остаточного тепла  $Q_{\Sigma}$  — 40,4 Вт/м<sup>2</sup> или 15,1 \* 10<sup>12</sup> Вт. В нашем распоряжении имеется только одна работа с оценками потоков усвоенного атмосферой тепла в Балтийском море — (Атлас теплового ..., 1963), в которой приводится годовая карта «Теплота от конденсации водяного пара». Из нее следует, что  $Q_{pr}$  в пределах Балтики меняется от 37–40 до 27–30 ккал/см<sup>2</sup>год на южной и северной границах моря, что составляет от 49–53 до 36–40 Вт/м<sup>2</sup>. Нетрудно посчитать количество осадков, для такой величины тепла  $Q_{pr}$  — от 687–744 до 501–557 мм, при среднем для моря ~(600–650) мм, получим 224–242 км<sup>3</sup>/год. Несмотря на столь высокую величину *Pr*, в литературе можно найти схожие значения: 237 км<sup>3</sup> — в (HELCOM. Water ..., 1986) или 245 км<sup>3</sup> — в (Meier, Doscher, 2002).

Что касается потоков остаточного тепла  $Q_{\Sigma}$  для Балтики, то работы с его оценками нам неизвестны. Поэтому обратимся к расчетам  $Q_{\Sigma}$  по океанам. В (Дубравин и др., 2005) приводится сводка по оценкам потоков тепла  $Q_{E}$ , Q и  $Q_{pr}$  в океанах и Мировом океане. Откуда следует,

# суммарного Q (Вт/м²) тепла с поверхности Атлантического океана в точках кораблей погоды, Сопоставление среднемноголетних годовых значений потоков явного $Q_{\mu}$ , скрытого $Q_{E}$ и

	ba	ассчитан. (	ных по д Дубрави	(анным р ін и др., 5	азных ав 2005)	TopoB	1			
Корабли погоды	Α	в	C	D	Е	Н	Г	<u> </u>	K	W
Координаты: Ф, с. ш.	62,0	56,5	52,8	44,0	35,0	38,1	59,0	52,5	45,0	66,0
À, з. д.	33,0	51,0	35,5	41,1	48,1	71,0	19,0	20,1	16,0	2в. д.
		Π	отоки яв	ного теп.	$\operatorname{va}(Q_{H})$					
Радикевич (1965)	79,6	26,5	47,8	59,7	53,1	26,5	53,1	59,7	26,5	
Радикевич (1970б)	134,1	99,9	121,4	80,0	120,6	123,8	82,8	102,3	60,9	155,0
Валерианова, Серяков (1970)	39,2	56,1	14,3	57,0	19,9		37,3	21,2	12,2	52,3
Дубравин и др. (2005)	53,6	62,2	22,2	65, 3	17,9	66,4	46,2	29,0	12,0	58,9
		Пс	отоки скр	bITOTO Tel	тла ( $Q_E$ )					
Радикевич (1965)	218,9	119,4	265,3	331,7	331,7	265,3	199,0	265,3	159,2	
Радикевич (1970б)	214,1	138,5	209,8	173, 5	210,2	222,5	135,7	169, 6	166, 4	224,1
Валерианова, Серяков (1970)	91,8	91,4	66,6	223,0	182,4		111,7	94,7	97,0	113,6
Дубравин и др. (2005)	102,6	81,9	84,3	243,2	228,9	216,8	129,9	123,4	121,5	118,8
		Пол	гоки сумл	ларного т	епла (Q)					
Радикевич (1965)	298,5	145,9	313,1	391,4	384,7	291,9	252,1	325,0	185,7	
Радикевич (1970б)	348, 3	238,4	331,1	253,5	330,8	346, 3	218,5	271,8	227,3	379,1
Валерианова, Серяков (1970)	131,0	147,4	80,9	280,0	202,3		149,0	115,8	109,2	165,9
Дубравин и др. (2005)	156,2	144,0	106,5	308,5	246,8	283,2	176,1	152,5	133,5	177,7

# 4. Климатические средние гидрометеорологических элементов

что по данным разных авторов для Северной Атлантики соотношение *Q*<sub>рг</sub>/*Q* меняется от 56,7 до 66,5 %; всей Атлантики — от 53,3 до 67,0 %; Индийского океана — от 73,9 до 85,8 %; Тихого океана — от 86,7 до 95.4 %; Северного Ледовитого океана — от 86.8 до 97.8 % и Мирового океана в целом — от 73,2 до 82,3 %. Из сравнения этих данных и полученных в (Дубравин и др., 2005) расчетов следует вывод: атмосфера над Северной Атлантикой как и над всей Атлантикой (Атлас теплового ..., 1963; Будыко, 1980; Строкина, 1989) использует около 2/3 потока идущего от океана тепла, что заметно ниже, чем для всего Мирового океана по данным (Атлас теплового ..., 1963; Будыко, 1980; Строкина, 1989; Тимофеев, 1983). Иными словами, около 1/3 тепла, идущего от Северной Атлантики, расходуется на нагревание атмосферы над материками, а с учетом преобладающего западного переноса — в первую очередь атмосферы над материком Евразии. Эта количественная оценка подтверждает идеи В.В. Шулейкина (1968а) о важности Атлантики для термогидродинамического состояния атмосферы над Евразией. Таким образом, доля потоков остаточного тепла  $Q_r$  от суммарного Q в Северной Атлантике по оценкам в (Атлас теплового ..., 1963; Будыко, 1980; Дубравин и др., 2005; Строкина, 1989; Тимофеев, 1983) составляет от 33,5 до 43,3 %, что несколько меньше, чем в Балтике — 53,7 %.

**Испарение.** Если в нашем распоряжении имеются данные по потокам скрытого тепла  $Q_E$ , то его величину разделив на скрытую теплоту парообразования *L* получим количество испаряемой влаги *Ev*:

$$Ev = Q_{\rm F}/L. \tag{4.6}$$

Если же данные по потокам скрытого тепла отсутствуют, то преобразовав выражение (4.2) получим формулу для расчета испаряемой влаги *Ev*:

$$Ev = \rho \frac{0.622}{P_0} C_E (E_{0w} - e_a) W.$$
(4.7)

По нашим расчетам (Дубравин, Маслянкин, 2012а) средневзвешенная величина испарения *Ev* = 805,9 мм, меняясь в пределах моря от 709 мм (В03 — Ботническое море) до 881 мм (В10 — Южная Балтика) (см. рис. 25). При этом для собственно Балтики (исключая заливы) можно говорить о *меридиональной* изменчивости, когда *Ev* убывает от 833–881 мм на юге (регионы В11–В09) до 751 мм в Аландском море (В04). В тоже время, в какой-то мере, можно говорить и о *циркумконтинентальной* зональности, когда *Ev* возрастает от 709 мм (В03 — Ботническое море) до 815 мм на севере Ботнического залива (В01), до 821 мм в Финском заливе (В05) и до 833–881 мм на юге (регионы В11–В09).
Сопоставление соотношений между среднемноголетними годовыми значения потоков явного $Q_{H'}$	скрытого $Q_{ m g}$ и суммарного $Q$ (Вт/м²) тепла с поверхности Атлантического океана в
--	--

точках кораблей погоды, рассчитанных по данным разных авторов

	٩	C	Дубрави	ин и др.,	2005)	4	4				
Корабли погоды	P	В	С	D	E	Η	Ι	ſ	K	M	
Координаты: <i>ф</i> , с. ш.	62,0	56,5	52,8	44,0	35,0	38,1	59,0	52,5	45,0	66,0	
λ, 3. д.	33,0	51,0	35,5	41,1	48,1	71,0	19,0	20,1	16,0	2в.д.	
				$Q_{_H}/Q_{_E}$							
Радикевич (1965)	0,36	0, 22	0,18	0,18	0,16	0,10	0,27	0,23	0,17		
Радикевич (1970б)	0,63	0,72	0,58	0,46	0,57	0,56	0,61	0,60	0,37	0,69	
Валерианова, Серяков (1970)	0,43	0,61	0,21	0,26	0,11		0,33	0,22	0,13	0,46	
Дубравин и др. (2005)	0,52	0,76	0,26	0,27	0,08	0,31	0,36	0,24	0,10	0,50	
				$Q_{_H}/Q$							
Радикевич (1965)	0,27	0,18	0,15	0,15	0,14	0,09	0,21	0,18	0,14		
Радикевич (1970б)	0,39	0,42	0,37	0,32	0,36	0,36	0,38	0,38	0,27	0,41	
Валерианова, Серяков (1970)	0,30	0,38	0,18	0,20	0,10		0,25	0,18	0,11	0,32	
Дубравин и др. (2005)	0,34	0,43	0,21	0,21	0,07	0,23	0,26	0,19	0,09	0,33	
				$Q_{_E}/Q$							
Радикевич (1965)	0,73	0, 82	0,85	0,85	0,86	0,91	0,79	0,82	0,86		
Радикевич (1970б)	0,61	0,58	0,63	0,68	0,64	0,64	0,62	0,62	0,73	0,59	
Валерианова, Серяков (1970)	0,70	0,62	0, 82	0,80	0,90		0,75	0,82	0, 89	0,68	
Дубравин и др. (2005)	0,66	0,57	0,79	0,79	0,93	0,77	0,74	0,81	0,91	0,67	

### 4. Климатические средние гидрометеорологических элементов



4. Климатические средние гидрометеорологических элементов

Из табл. 24, в которой показана средняя за 1951–2000 гг. доля отдельных суббассейнов в общем для всей Балтики объеме *Ev*, видно, что наибольший вклад приходится на собственно Балтику (60 %), наименьший — на Рижский залив (5 %).

Если же говорить об относительном (нормированном на относительную площадь региона) вкладе регионов, то здесь картина достаточно пестрая: наибольший относительный вклад испарения дает собственно Балтика (858 мм), наименьший — Ботнический (732 мм) и Рижский (733 мм) заливы.

### Доля отдельных суббассейнов в общем объеме испарения Ev (км<sup>3</sup>/год и мм/год) за 1951–2000 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008) (Дубравин, Маслянкин, 2012а)

Denvey	Площаді	ь зеркала	И	спарение, л	Ev
Регион	(км <sup>2</sup> )	(%)	(км <sup>3</sup> )	(мм)	(%)
Ботнический залив	$115\ 516$	31,0	84,6	732	28,0
Финский залив	29 600	7,9	20,6	821	7,0
Рижский залив	16 330	4,4	14,2	733	4,7
Собственно Балтика	211 069	56,7	181,1	858	60,3
Балтика в целом	$372\ 515$	100,0	300,4	806	100,0

### РЕГУЛЯРНЫЙ СУТОЧНЫЙ ХОД ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Известно, что суточный ход гидрометеоэлементов, в первую очередь, обусловлен суточным вращением Земли (Хромов, Мамонтова, 1974), приводящим к суточному ходу солнечной радиации (радиационный баланс), а затем и к суточной изменчивости взаимодействия подстилающей поверхности и атмосферы (Китайгородский, 1970; Абрамов, 1976; Драган и др., 1987). При этом для различных групп метеоэлементов (параметров) СХ может быть различным. Перейдем к их рассмотрению.

**Температура воды.** СХ температуры воды  $T_w$  в поверхностном слое Западной (ст. Дарсс Силл) и Южной (ст. Аркона Бэсин) Балтики на интервале 2002–2013 гг. характеризуется преобладанием суточной волны с большой устойчивостью. С глубиной происходит перестройка суточного хода: сначала суточная гармоника температуры сменяется полусуточной в слое главного термоклина (пикноклина) (17 и 16–33 м на ст. Дарсс Силл и ст. Аркона Бэсин, соответственно), а затем вновь возвращается к суточной, но с другим (более ранним) моментом наступления суточных экстремумов и меньшим размахом СХ (рис. 26, 27). Что подтверждается и результатами гармонического анализа (табл. 25, 26).

Известно, что в различных точках Мирового океана максимум поверхностной температуры в СХ наступает в послеполуденные часы, а минимум приходится на время восхода солнца, при этом в течение года меняется и ее суточная амплитуда (Абрамов, 1976; Абрамов, Гущин, 1977; Абрамов и др., 1992; Дитрих, 1962; Роль, 1968; Хромов, 1968). Анализ рис. 28 и табл. 27 показал, что и Балтийское море не является исключением. Для среднемноголетнего регулярного суточного хода

Осредненные за 2002-2012 гг. гармонические постоянные регу-
лярного суточного хода температуры T <sub>w</sub> (°C) и солености S (PSU)
на ст. Дарсс Силл (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным
(www.io-warnemuende.de)

Элемент			Гармо	оники			$A_{_{\mathrm{I}}}/A_{_{\mathrm{II}}}$	$A_{0}$
	I (cy	точная в	олна)	II (пол	усуточна	я волна)		
	Ампли-	Фаза I	Квота І	Ампли-	Фаза II	Квота II		
	туда I			туда II				
$T_w$ -7	0,04	151,1	0,987	14,03	9,25			
$T_{w}$ -12	0,02	137,7	0,963	0,00	1,7	0,003	17,69	8,89
$T_{w}^{-17}$	0,01	-120,1	0,407	0,01	-10,2	0,466	0,93	8,62
$T_{w}$ -19	0,01	-136,8	0,970	0,00	14,0	0,007	11,95	8,61
<i>S</i> -7	0,020	0,2	0,944	0,001	-151,8	0,002	19,65	9,22
S-12	0,013	-57,9	0,644	0,009	86,3	0,279	1,52	9,96
S-17	0,040	-116,8	0,978	0,004	-163,7	0,011	9,55	12,17
S-19	0,023	-77,0	0,866	0,007	-40,2	0,076	3,37	13,32

температуры воды на ст. Аркона Бэсин (горизонт 2 м) максимум приходится на 15 ч, минимум — на 06 ч (напомню, время указано по Гринвичу), а суточная амплитуда (размах) составляет 0,15 °C, т. е. СХ определяется суточной гармоникой ( $A_1 = 0.07$  °C;  $\Theta_1 = -157.2^\circ$ ;  $q_1 = 0.962$ ;  $A_{\rm I}/A_{\rm II} = 5,12; A_{\rm 0} = 9,62$  °C)<sup>16</sup>. Однако, преобладание суточной волны в СХ температуры воды отмечается, только в период с февраля по сентябрь, когда наступление суточного максимума постепенно поднимается от 14-15 ч в феврале — марте к 16-17 ч в июле, а затем возвращается к 14 ч в сентябре, а наступление минимума, наоборот, слегка опускается от 06-07 ч в феврале — марте к 05 ч в апреле — июле, а затем возвращается к 6 ч в августе — сентябре. Отсюда следует, что время роста и время падения температуры воды в суточной ритмике не остается постоянным; продолжительность роста увеличивается с февраля марта от 8 до 12 ч к июлю, а затем уменьшается до 8 ч в сентябре. Иными словами с февраля по сентябрь продолжительность роста температуры в суточном ритме меньше, чем время падения и только в июле они равны. В этот период параметры суточной гармоники меняются так, с начала растут от февраля к июлю: амплитуда А, — от 0,05 до

<sup>&</sup>lt;sup>16</sup> По оценкам в (Абрамов и др., 1983) среднее за 07.1977–09.1978 в точке 29° с. ш.; 70° з. д. «ПОЛИМОДЕ» —  $A_{\rm I} = 0,15; A_{\rm II} = 0,10; A_{\rm I}/A_{\rm II} = 1,57.$ 



Рис. 27. Осредненные за 2002–2013 гг. аномалии суточного хода температуры  $T_w$  (°С) на ст. Аркона Бэсин, рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

Осредненные за 2002-2013 гг. гармонические постоянные регуляр-
ного суточного хода температуры $T_w$ (°С) и солености $S$ (PSU) на
ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным
(www.io-warnemuende.de)

Элемент			Гармо	оники			$A_{_{\rm I}}/A_{_{ m II}}$	$A_{0}$
	I (cy	гочная во	олна)	II (полу	суточная	і волна)		
	Ампли-	Фаза I	Квота І	Ампли-	Фаза II	Квота II		
	туда I			туда II				
$T_w$ -2	0,07	-157,2	0,962	0,01	36,7	0,037	5,12	9,62
$T_w$ -5	0,05	-172,1	0,964	0,01	34,9	0,033	5,39	9,53
$T_w$ -7	0,03	-173,1	0,963	0,01	29,3	0,035	5,27	9,47
$T_{w}$ -16*	0,00	-88,4	0,004	0,01	-148,9	0,414	0,09	9,27
$T_{w}^{-25}$	0,02	-71,3	0,776	0,00	28,0	0,048	4,01	7,37
$T_{w}^{-33*}$	0,01	-9,4	0,417	0,01	28,3	0,271	1,24	7,84
$T_w$ -40	0,01	-42,4	0,892	0,00	68,6	0,009	10,09	8,36
$T_{w}$ -43*	0,01	65,7	0,642	0,00	159,2	0,079	2,85	8,61
S-2*	0,002	-159,5	0,821	0,000	-104,0	0,040	4,50	7,86
S-5*	0,001	174,8	0,330	0,000	176,3	0,030	3,34	7,83
S-7	0,000	-104,4	0,305	0,000	-148,7	0,009	5,89	7,81
S-16*	0,004	-179,5	0,786	0,001	-37,3	0,095	2,87	7,98
S-25	0,007	-8,8	0,552	0,006	-17,4	0,389	1,19	8,64
S-33*	0,007	-110,6	0,526	0,006	-45,4	0,310	1,30	10,50
S-40	0,016	-104,9	0,745	0,008	75,7	0,213	1,87	13,91
S-43*	0,006	179,6	0,230	0,008	94,8	0,446	0,72	14,73

Примечание: на горизонтах, отмеченных \*, наблюдения за 2006-2013 гг.

0,21 °C; квота  $q_{\rm I}$  — от 0,797 до 0,988; отношение амплитуд  $A_{\rm I}/A_{\rm II}$  — от 2,31 до 42,94, а затем падают к сентябрю до:  $A_{\rm I}$  = 0,05 °C;  $q_{\rm I}$  = 0,605 и  $A_{\rm I}/A_{\rm II}$  = 1,50.

С октября по январь в СХ температуры заметно влияние полусуточной волны ( $A_{II} = 0,02 \div 0,03$ ;  $q_{II} = 0,194 \div 0,528$  и  $A_I/A_{II} = 0,40 \div 1,79$ ) это значит, что радиационный фактор, в эту часть года уже не является преобладающим. Сказывается турбулентный обмен теплом с нижележащими слоями. Во всяком случае, расчеты показали (табл. 28) очень высокую тесноту связи между регулярным суточным ходом  $T_w$  на горизонтах 2 и 25 м в ноябре — декабре ( $r = 0,83 \div 0,94$ ) на фоне преобладающих в течение года не высоких значений ( $r = 0,30 \div 0,50$  или менее).



79

Месяц			Гармо	оники			$A_{\rm I}/A_{\rm II}$	$A_0$
	I (cy	точная в	олна)	II (полу	усуточна	я волна)		
	Ампли-	Фаза I	Квота I	Ампли-	Фаза II	Квота II		
	туда I	уда I туда II						
Ι	0,01	0,01 -82,5 0,082 0,02 29,8 0,502						
II	0,02	-146,5	0,797	0,01	17,2	0,150	2,31	2,47
III	0,06	-153,5	0,948	0,01	64,3	0,029	5,76	2,35
IV	0,13	-163,5	0,962	0,01	137,6	0,009	10,22	4,55
V	0,17	-162,1	0,962	0,01	61,6	0,007	12,08	9,03
VI	0,17	-168,0	0,970	0,01	127,8	0,005	13,99	13,42
VII	0,21	-162,6	0,988	0,00	159,3	0,001	42,94	17,53
VIII	0,12	-150,5	0,935	0,03	24,2	0,057	4,05	18,47
IX	0,05	-129,2	0,601	0,03	20,4	0,269	1,50	15,96
X	0,01	-49,4	0,093	0,03	20,7	0,528	0,42	12,58
XI	0,02	19,5	0,349	0,02	20,1	0,337	1,02	9,14
XII	0,04	-6,6	0,620	0,02	20,5	0,194	1,79	6,14
I–XII	0,07	-157,2	0,962	0,01	36,7	0,037	5,12	9,62

Гармонические постоянные внутригодовой изменчивости осредненного за 2002–2013 гг. регулярного суточного хода температуры  $T_w$  (°C) на ст. Аркона Бэсин, горизонт 2 м (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

Ранее в работах (Дубравин и др., 2010б; Дубравин, Стонт, 2012) было показано, что для Юго-Восточной Балтики в течение года меняются не только среднесуточные значения метеоэлементов, но и моменты наступления экстремумов, и размах суточных колебаний, а также величина удельного вклада СХ от месяца к месяцу. Рис. 28 и табл. 27 показывают, что и для поверхностной температуры воды характерна внутригодовая изменчивость СХ (среднесуточные значения, моменты наступления экстремумов и размах суточных колебаний). Рассмотрим внутригодовую изменчивость суточного хода температуры воды по вертикали на ст. Аркона Бэсин (табл. 29 и рис. 29).

Их анализ позволяет отметить следующее:

Во-первых, соответствие сезонной изменчивости удельного вклада и размаха СХ  $T_w$  не только для поверхности, но и по вертикали (теснота связи *r* между ними высокая — 0,974; 0,613 и 0,820, соответственно на горизонтах 2, 25 и 40 м).

Во-вторых, на поверхности минимумы удельного вклада и размаха СХ наступают в январе — феврале (0,01 % и 0,04–0,07 °С), а максимумы — в

Корреляция между осредненным за 2002–2013 гг. месячным регулярным суточным ходом температуры воды  $T_w$  (°C) на горизонтах 2 и 25 м на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

					Ν	Лесяці	ы					
Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Х	XI	XII	I-XII
0,39	0,33	0,57	0,73	0,49	-0,31	0,30	0,42	-0,22	0,15	0,83	0,94	0,11

Таблица 29

Внутригодовая изменчивость удельного вклада (%) (верхняя строка) и размаха регулярного суточного хода (нижняя) температуры  $T_w$  (°C) и солености S (PSU) на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

					Ν	Лесяці	ы					
Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Х	XI	XII	I-XII
						<i>T</i> <sub>w</sub> -2						
0,01	0,01	0,12	0,36	0,38	0,35	0,44	0,31	0,11	0,03	0,05	0,07	0,008
0,07	0,04	0,12	0,26	0,32	0,32	0,41	0,25	0,15	0,11	0,09	0,10	0,147
						<i>T</i> <sub>w</sub> -25						
0,03	0,002	0,004	0,04	0,08	0,03	0,07	0,04	0,03	0,07	0,06	0,07	0,001
0,09	0,02	0,03	0,09	0,22	0,20	0,28	0,27	0,22	0,20	0,11	0,13	0,047
						$T_{w}-40$						
0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,05	0,02	0,01	0,08	0,02	0,000
0,11	0,05	0,03	0,05	0,07	0,07	0,14	0,15	0,09	0,04	0,14	0,11	0,024
						<i>S</i> -7						
0,012	0,012	0,006	0,028	0,005	0,002	0,013	0,026	0,003	0,005	0,014	0,003	0,000
0,019	0,015	0,015	0,019	0,008	0,006	0,013	0,018	0,006	0,013	0,015	0,008	0,002
						S-25						
0,006	0,014	0,008	0,005	0,008	0,016	0,041	0,008	0,068	0,013	0,003	0,005	0,003
0,042	0,050	0,040	0,028	0,038	0,056	0,065	0,031	0,075	0,052	0,040	0,029	0,025
						S-40						
0,003	0,007	0,028	0,012	0,018	0,013	0,003	0,014	0,010	0,007	0,010	0,009	0,002
0,070	0,101	0,180	0,106	0,103	0,080	0,042	0,098	0,065	0,054	0,106	0,112	0,043

июле (0,44 % и 0,41°С); в слое термоклина: минимумы — в феврале — марте (0,002–0,004 % и 0,02–0,03 °С), максимумы — в мае, июле и октябре (0,07–0,08 %) и июле — августе (0,27–0,28 °С); в придонном слое: минимумы — с февраля по июнь и в октябре (0,006–0,013 %) и в марте и октябре (0,03–0,04 °С) и максимумы в августе и ноябре (0,05–0,08 % и 0,14–0,15 °С). Таким образом, максимумы как удельного вклада СХ температуры, так и его размаха наблюдаются, в основном, в теплый период (май — октябрь), минимумы — в холодный (ноябрь — март)<sup>17</sup>. При этом соотношение между величинами максимума и минимума в сезонной изменчивости СХ температуры воды на ст. Аркона Бэсин для удельного вклада составляет 12–28 крат, а для размаха — 4–13.

Выше мы рассматривали регулярный суточный ход  $T_w$  на западе и юге моря, однако, имеет смысл ознакомиться с параметрами изменчивости температуры воды за каждые сутки всего периода наблюдений. Для этого были рассчитаны первые четыре гармоники суточной изменчивости за каждые сутки, а затем и их статистики (табл. 30).

Итак, средние за 2002–2013 гг. параметры суточной гармоники  $T_w$  на горизонте 2 м таковы: амплитуда  $A_1 = 0,18 \pm 0,19$  °C; диапазон ее изменения составил 1,70 (от 0,001 до 1,705) °C; распределение  $A_1$  — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 10,73$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 2,60$ ). Фаза  $\theta_1 = -35,1 \pm 112,8^\circ$ ; диапазон изменения — 359,9° (от –180,0 до 179,9); распределение — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = -1,06$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 0,43$ ). Квота  $q_1 = 0,599 \pm 0,251$ ; диапазон изменения — 0,989 (от 0,002 до 0,991); распределение — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = -0,66$ ) и имеет левую асимметрию ( $\gamma_1 = -0,56$ ). При этом, среднемноголетняя суточная температура  $A_0 = 9,71 \pm 5,75$  °C; диапазон ее изменения составил 23,55 (от –0,16 до 23,40) °C; распределение  $A_0$  — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = -1,66$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 0,20$ ).

Параметры полусуточной гармоники  $T_w$  на этом горизонте: амплитуда  $A_{\rm II} = 0,08 \pm 0,09$  °C; фаза  $\Theta_{\rm II} = 7,9 \pm 96,6$ °; квота  $q_{\rm II} = 0,185 \pm 0,161$ , диапазон изменения — 0,900 (от 0,000 2 до 0,900), распределение — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 1,12$ ) и имеет правую асимметрию  $\gamma_1 = 1,17$ .

Отношение амплитуд волн суточной к полусуточной  $A_1/A_{11} = 3,24 \pm 3,94$ ; диапазон изменения — 67,0 (от 0,06 до 67,03); распределение — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 46,41$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 5,19$ ).

<sup>&</sup>lt;sup>17</sup> По наблюдениям в Баренцевом море, к северу от о-ва Вардё в 1996 г. на поверхности максимум вклада СХ отмечался в мае и августе, на горизонтах 20 и 50 м — в марте, мае и июле (Бойцов, 2006).



Рис. 29. Осредненная за 2002–2013 гг. внутригодовая изменчивость удельного вклада и размаха регулярного суточного хода температуры  $T_w$  (°С) на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de):

*а* — 2 м; *б* — 25 м; *в* — 40 м (см. табл. 29)

# Статистики гармонических постоянных суточной изменчивости температуры $T_w$ (°С) на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг.,

рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

Статистики			Гармс	оники			$A_1/A_{11}$	$A_0$
	I (c)	точная вол	чна)	II (пол	усуточная	волна)		
	-илплн-	Фаза I	Квота I	Ампли-	Фаза II	KBOTA II		
	туда I			туда II				
		L	r2					
Среднее арифметическое	0,18	-35,1	0,599	0,08	6'2	0,185	3,24	9,71
Мода	0,03	-153,5	0,680	0,01	15,0	0,010	1,67	3,47
Медиана	0,12	-40,2	0,650	0,05	17,3	0,142	2,10	9,15
Дисперсия	0,04	$12\ 723,0$	0,06	0,01	$9\ 326,1$	0,03	15,49	33,03
Среднее квадратичное отклонение	0, 19	112,8	0,25	0,09	96,57	0,16	3,94	5,75
Коэффициент асимметрии	2,60	0,43	-0.56	3, 22	-0,23	1,17	5,19	0,20
Коэффициент эксцесса	10,73	-1,06	-0,66	16,21	-0.75	1,12	46,41	-1,16
Макс. значение	1,70	179,9	0,991	0,9	180,0	0,900	67,0	23,40
Мин. значение	0,0	-180,0	0,002	0,0	-179,7	0,000	0,06	-0,16
Размах распределения	1,70	359,9	0,989	0,90	359,72	0,900	66,97	23,55
		T	"-25					
Среднее арифметическое	0,48	-5,8	$0,\!459$	0,28	-3,9	0,205	2,56	7,45
Мода	0,02	-95,1	0,610	0,01	-15,0	0,030	1,04	4,04
Медиана	0,19	-3,0	0,470	0, 12	1,0	0,173	1,61	7,16
Дисперсия	0,49	$10\ 350.4$	0,06	0,16	$10\ 643,7$	0,03	25,04	16,48

### 5. Регулярный суточный ход гидрометеорологических элементов

Окончание табл. 30

Статистики			Гармс	оники			$A_{ m I}/A_{ m II}$	$A_{_{0}}$
	I (c)	/точная вол	на)	II (пол	усуточная 1	золна)		
	-илпмд	Фаза I	Квота I	-импмА	Фаза II	KBOTA II		
	туда I			туда II				
Среднее квадратичное отклонение	0,70	101,7	0,24	0,40	103,2	0,16	5,00	4,06
Коэффициент асимметрии	2,91	0,05	-0,10	2,77	0,02	0,99	15,74	0,21
Коэффициент эксцесса	11,11	-0.98	-1,02	10, 19	-1,06	0,73	374,61	-0,89
Макс. значение	6,21	180,0	0,945	3,76	180,0	0,889	155,74	18,10
Мин. значение	0,0	-179,9	0,001	0,00	-179,9	0,000	0,04	0,15
Размах распределения	6,21	359,9	0,945	3,76	359,9	0,889	155,70	17,95
		$T_{-}$	w-40					
Среднее арифметическое	$0,\!23$	-6,8	0,434	0,14	-4,3	0,207	2,38	8,49
Мода	0,00	-34,5	0,716	0,01	34,4	0,060	1,03	2,40
Медиана	0,13	-4,6	0,432	0,09	1,0	0,175	1,56	8,67
Дисперсия	0,08	11 042,8	0,06	0,03	11 247,8	0,03	42,28	19,67
Среднее квадратичное отклонение	0,27	105,1	0,24	0,16	106,0	0,16	6,48	4,45
Коэффициент асимметрии	2,95	0,06	0,01	3,18	0,02	1,07	38,85	-0,03
Коэффициент эксцесса	12,03	-1,08	-1,03	17,76	-1,13	1,08	1 878, 23	-1,27
Макс. значение	2,58	180,0	0,947	2,05	180,0	0,9	322,45	17,16
Мин. значение	0,0	-179,9	0,000	0,0	-179,9	0,00	0,01	0,06
Размах распределения	2,58	359,9	0,947	2,05	359,9	0,88	322,44	17,10

### 5. Регулярный суточный ход гидрометеорологических элементов

На горизонте 25 м статистики суточной изменчивости отличаются от поверхностных. Так, амплитуда суточной волны заметно выше  $A_1 = 0.48 \pm 0.70$  °C; диапазон ее изменения составил 6,21 (от 0,001 до 6,209) °C; распределение  $A_1$  — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 11,11$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 2,91$ ). Фаза  $\theta_1 = -5,8 \pm 101,7^\circ$ ; диапазон изменения — 359,9° (от –179,9 до 180,0); распределение — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = -0,98$ ) и имеет слабую правую асимметрию ( $\gamma_1 = 0,05$ ). Квота заметно меньше  $q_1 = 0,459 \pm 0,241$ ; диапазон изменения — 0,945 (от 0,000 8 до 0,945 5); распределение — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = -1,02$ ) со слабой левой асимметрией ( $\gamma_1 = -0,10$ ). При этом, среднемноголетняя суточная температуры, заметно ниже —  $A_0 = 7,45 \pm 4,06$  °C; диапазон ее изменения составил 17,95 (от 0,15 до 18,10) °C; распределение  $A_0$  — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = -0,89$ ) и имеет плосковершинное (коэф. 30,945 с); распределение составил 17,95) (от 0,15 до 18,10) °С; распределение  $A_0$  — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = -1,02$ ).

Параметры полусуточной гармоники  $T_w$  на этом горизонте: амплитуда  $A_{II} = 0,28 \pm 0,40$  °C; фаза  $\Theta_{II} = -3,9 \pm 103,2^{\circ}$ ; квота  $q_{II} = 0,205 \pm 0,158$ ; диапазон изменения — 0,889 (от 0,000 02 до 0,889); распределение — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 0,73$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 0,99$ ).

Отношение амплитуд волн суточной к полусуточной  $A_1/A_{II} =$ = 2,56 ± 5,00; диапазон изменения — 155,7 (от 0,04 до 155,74); распределение — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 374,6$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 15,74$ ).

Ко дну температура возрастает, поэтому на горизонте 40 м статистики суточной изменчивости приближаются к поверхностным. Так, амплитуда  $A_1 = 0.23 \pm 0.27$  °C; диапазон ее изменения составил 2,58 (от 0,000 5 до 2,582) °С; распределение  $A_1$  — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_9 = 12,03$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 2,95$ ). Фаза  $\Theta_{\rm r} = -6.83 \pm 105.1^{\circ}$ ; диапазон изменения — 359.9° (от -179.9 до 180.0); распределение плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_9 = -1,08$ ) и имеет слабую правую асимметрию ( $\gamma_1 = 0,06$ ). Квота  $q_1 = 0,434 \pm 0,238$ ; диапазон изменения — 0,947 (от 0,000 04 до 0,947); распределение плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_{2} = -1,03$ ), близкое к нормальному (незначительного отклонения медианы 0,432 от математического ожидания  $0,434 - \gamma_1 = 0,01$ ). При этом, среднемноголетняя суточная температура  $A_0 = 8,491 \pm 4,45$  °C; диапазон ее изменения составил 17,10 (от 0,06 до 17,16) °С; распределение А<sub>0</sub> — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = -1,27$ ) и имеет слабую левую асимметрию ( $\gamma_1 = -0,03$ ). Параметры полусуточной гармоники Т, на этом горизонте: амплитуда  $A_{II} = 0.14 \pm 0.16$  °C; фаза  $\Theta_{II} = -4.3 \pm 106.0^\circ$ ; квота  $q_{II} = 0.207 \pm 0.159$ , диапазон изменения — 0,884 (от 0,000 01 до 0,884), распределение —

островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 1,08$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 1,07$ ).

Отношение амплитуд волн суточной к полусуточной  $A_1/A_{11} = 2,38 \pm 6,48$ ; диапазон изменения — 322,4 (от 0,01 до 322,45); распределение — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 1.878,2$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 38,8$ ).

Таким образом, данные гармонического анализа температуры воды за каждые сутки на разных горизонтах ст. Аркона Бэсин (табл. 30) подтверждают структуру временной изменчивости температуры воды, полученную с помощью дисперсионного анализа (гл. 3, табл. 2). Несмотря на не высокую долю короткопериодной составляющей (0,6–15,7 %) от дисперсии ИР, при минимальном удельном вкладе СХ (≤0,01 %), тем не менее, регулярный суточный ход температуры воды наиболее выражен в поверхностном слое, а наибольшее влияние на суточную ритмику оказывает ВСИ в слое главного пикноклина (горизонт 25 м).

Соленость. СХ солености S в поверхностном слое Западной (ст. Дарсс Силл) и Южной (ст. Аркона Бэсин) Балтики на интервале 2002-2013 гг. (так же как и для Т,,) характеризуется преобладанием суточной волны с большой устойчивостью. С глубиной происходит перестройка суточного хода: сначала суточная гармоника солености сменяется полусуточной в слое главного галоклина (17 и 16-33 м на ст. Дарсс Силл и ст. Аркона Бэсин, соответственно), а затем вновь возвращается к суточной, но с другим (более ранним) моментом наступления суточных экстремумов и, в отличие от  $T_{u}$ , с гораздо большим размахом СХ (рис. 30, 31). Что подтверждается и результатами гармонического анализа (см. табл. 25, 26). Однако, хотя горизонт 7 м и относится к поверхностному слою, но внутригодовая изменчивость СХ солености на этом горизонте гораздо сложнее, рассмотренной изменчивости СХ температуры на горизонте 2 м (сравнить рис. 28 и 32 и табл. 27 и 31). Так, суточная волна в СХ солености отмечается в январе, феврале, апреле, августе, октябре и ноябре ( $q_1 = 0.678 \div 0.947$ ). При этом максимум суточного хода в январе, августе и ноябре наступает в 16-19 ч, минимум — в 03-05 ч. Для февраля, апреля и октября максимум наступает в 05-06 ч, минимум — в 16-18 ч, т. е. суточная изменчивость протекает в противофазе. Сравнение внутригодовой изменчивости СХ температуры (гор. 2 м) и солености (гор. 7 м) выявило между ними тесную прямую связь для января, августа и ноября (r = 0,808; 0,947 и 0,678, соответственно) и тесную обратную — для февраля, апреля и октября (r = -0.905; -0.862 и -0.874). Таким образом, противофазность суточной изменчивости солености между январем, августом и ноябрем, с одной стороны, и февралем, апрелем и октябрем, с другой, подтверждается и данными корреляционного анализа.

Месяц			Гармо	оники			$A_{_{\rm I}}/A_{_{\rm II}}$	$A_{_0}$
	I (cy	гочная в	олна)	II (полу	усуточна	я волна)		
	Ампли-	Фаза I	Квота І	Ампли-	Фаза II	Квота II		
	туда I			туда II				
Ι	0,008	179,1	0,838	0,002	135,4	0,039	4,61	8,051
II	0,007	-6,4	0,880	0,002	37,3	0,048	4,29	8,009
III	0,004	-36,7	0,577	0,001	-163,6	0,030	4,36	7,894
IV	0,007	-4,4	0,747	0,002	-1,1	0,098	2,76	7,741
V	0,002	138,5	0,568	0,001	-99,4	0,086	2,57	7,628
VI	0,001	-98,3	0,109	0,001	169,3	0,207	0,73	7,590
VII	0,004	-52,3	0,573	0,003	46,7	0,280	1,43	7,593
VIII	0,008	-165,1	0,883	0,002	-38,1	0,043	4,56	7,566
IX	0,002	-126,2	0,430	0,002	-136,7	0,313	1,17	7,703
Х	0,004	27,1	0,696	0,002	-172,1	0,166	2,05	7,834
XI	0,006	162,6	0,763	0,003	-164,3	0,156	2,21	8,032
XII	0,001	174,5	0,221	0,001	-25,9	0,239	0,96	8,063
I–XII	0,000	-104,4	0,305	0,000	-148,7	0,009	5,89	7,809

Гармонические постоянные внутригодовой изменчивости осредненного за 2002–2013 гг. регулярного суточного хода на солености S (PSU) ст. Аркона Бэсин горизонт 7 м (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

Для оценки СХ солености по вертикали вновь обратимся к табл. 26, 29, 31 и рис. 31, 33.

Их анализ показал:

Во-первых, как и для  $T_w$ , соответствие сезонной изменчивости удельного вклада и размаха СХ солености по вертикали (теснота связи r между ними высокая — 0,796; 0,874 и 0,833, соответственно на горизонтах 7, 25 и 40 м).

Во-вторых, на поверхности минимумы удельного вклада и размаха СХ солености наступают в марте, июне, сентябре и декабре (0,02–0,06 % и 0,06–0,015 PSU), а максимумы — в январе — феврале, апреле, августе и ноябре (0,012–0,028 % и 0,015–0,019 PSU); в слое галоклина: минимумы — в апреле, августе, ноябре — декабре (0,003–0,008 % и 0,028–0,031 PSU), максимумы — в феврале, июне и сентябре (0,014–0,068 % и 0,050–0,075 PSU), т. е. в противофазе с поверхностным; в придонном слое: минимумы — в январе, июле, октябре (0,003–0,007 % и 0,042–0,070 PSU)



5. Регулярный суточный ход гидрометеорологических элементов



и максимумы в марте, августе и ноябре — декабре (0,010–0,028 % и 0,098–0,180 PSU). Таким образом, максимумы как удельного вклада СХ солености, так и его размаха наблюдаются, в основном, в теплый период (май — октябрь), минимумы — в холодный (ноябрь — март). При этом, соотношение между величинами максимума и минимума в сезонной изменчивости СХ солености на ст. Аркона Бэсин меньше чем в изменчивости температуры и для удельного вклада составляет 9–21 крат, а для размаха — 2,7–4,3.

Рассмотрим результаты гармонического анализа изменчивости солености за каждые сутки всего периода наблюдений (табл. 32).

Итак, средние за 2002–2013 гг. параметры суточной гармоники *S* на горизонте 7 м таковы: амплитуда  $A_1 = 0,063 \pm 0,074$  PSU; диапазон ее изменения составил 0,685 (от 0,001 до 0,686) PSU; распределение  $A_1$  — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 12,57$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 2,91$ ). Фаза  $\Theta_1 = -1,1 \pm 109,0^\circ$ ; диапазон изменения — 359,9° (от –179,9 до 180,0); распределение — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = -1,14$ ) близкое к нормальному (незначительное отклонение медианы 1,7 от математического ожидания  $-1,1 - \gamma_1 = 0,01$ ). Квота  $q_1 = 0,552 \pm 0,239$ ; диапазон изменения — 0,979 (от 0,001 до 0,980); распределение — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = -0,75$ ) и имеет левую асимметрию ( $\gamma_1 = -0,44$ ). При этом, среднемноголетняя суточная соленость  $A_0 = 7,817 \pm 0,451$  PSU; диапазон ее изменения составил 3,677 (от 6,655 до 10,332) PSU; распределение  $A_0$  — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 2,17$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 0,68$ ).

Параметры полусуточной гармоники *S* на этом горизонте: амплитуда  $A_{\rm II} = 0,033 \pm 0,039$  PSU; фаза  $\Theta_{\rm II} = -9,7 \pm 108,2^\circ$ ; квота  $q_{\rm II} = 0,196 \pm 0,151$ ; диапазон изменения — 0,847 (от 0,000 1 до 0,847); распределение — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 1,50$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 1,18$ ).

Отношение амплитуд волн суточной к полусуточной  $A_1/A_{II} = 2,70 \pm 3,84$ ; диапазон изменения — 103,4 (от 0,04 до 103,47); распределение — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 210,57$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 10,99$ ).

Следует иметь в виду, что данные по солености на этом горизонте за 04.11.2004; 13.08.2006; 24.02.2008; 30.03.2013; 06.07.2013 были удалены из таблицы для расчета статистик гармоник суточного хода из-за слабой суточной изменчивости, когда размах суточного хода солености был менее 0,01 PSU. Это приводило к тому, что величина амплитуды полусуточной волны составляла 1 × 10<sup>-7</sup> PSU или даже 1,4 × 10<sup>-14</sup> PSU, а отношение амплитуд  $A_{\rm I}/A_{\rm II}$  превышало 1 × 10<sup>5</sup> и даже 4,4 × 10<sup>9</sup> при среднем значения за весь период —  $A_{\rm I}/A_{\rm II}$  = 259 916 660,75.



91

## на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг., рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de) Статистики гармонических постоянных суточной изменчивости солености S (PSU)

Статистики			Гармс	ники			$A_{ m I}/A_{ m II}$	$A_0$
	I (c)	уточная вол	чна)	II (пол	усуточная	волна)		
	Ампли- тула I	Фаза I	Квота I	Ампли- туда II	Фаза II	Kbora II		
			S-7	to white				
Среднее арифметическое	0,063	-1,1	0,552	0,033	-9,7	0,196	2,70	7,817
Мода	0,006	172,5	0,782	0,002	120,0	0,234	3,83	7,875
Медиана	0,039	1,7	0,584	0,020	-0.6	0,165	1,84	7,804
Дисперсия	0,005	11 875,7	0,057	0,002	11 697,7	0,023	14,78	0,203
Среднее квадратичное отклонение	0,074	109,0	0,239	0,039	108,2	0,151	3,84	0,451
Коэффициент асимметрии	2,91	0,01	-0,44	3,289	0,07	1,18	10,99	0,68
Коэффициент эксцесса	12,57	-1,14	-0.75	17,674	-1,13	1,50	210,57	2,17
Макс. значение	0,686	180,0	0,980	0,475	180,0	0,847	103,47	10,332
Мин. значение	0,001	-179,9	0,001	0,000	-180,0	0,000	0,04	6,655
Размах распределения	0,685	359,9	0,979	0,475	360,0	0,847	103,43	3,677
		S S	-25					
Среднее арифметическое	0,200	-2,1	0,505	0,111	-8,4	0,202	2,82	8,655
Мода	0,002	112,5	0,179	0,004	-135,0	0,170	1,03	8,727
Медиана	0,103	3,1	0,541	0,056	-1,4	0,165	1,76	8,265
Дисперсия	0,078	11 704,6	0,058	0,022	11 440,3	0,026	101,40	1,529

### 5. Регулярный суточный ход гидрометеорологических элементов

Окончание табл. 32

### 7,45514,18316,3037,0239,2803,943 6,8951,2375,399 14,2202,62621,6372,196,36-0,29-0,33 $A_0$ 1,44 0,021,618,56 82,6282,59 10,0743,03518, 502,222,9311,34 234,840,032 167,72 518, 5 $A_1/A_{11}$ Квота II 0,000 0,1200,9100,9100,1620,9200,9200,2280,1830,1760,0000,0311,18 0,691,23 1,05 II (полусуточная волна) -1,14-0,05-1,050,04107,0180,0105,3Фаза II -180,0360,083,5 180,0-180,0360,0 $^{8,4}$ 11 093,0 -2,3 Амплитуда II 0,2420,0520,2280,1470,0060,1742,409,952,8510,880,002,430,002,431,301,3Гармоники Квота I 0,2420,9600,0000,9600,4720,6700,4920,2400,9680,9670,0570,001-0.17-0,30-0.93-0,99S-40 I (суточная волна) 0,00-1,150,03-1,05180,011 399,0106,8108,2-179,9359,9-160,80, 6180,0 -180,0359,9-3,3 Фаза I Амплитуда I 0,1590,2800,3980,1200,2770,3993,539,08 3,020,003,022,923,85 4, 430,004,42Среднее квадратичное отклонение Среднее квадратичное отклонение Коэффициент асимметрии Коэффициент асимметрии Среднее арифметическое Статистики Коэффициент эксцесса Коэффициент эксцесса Размах распределения Размах распределения Макс. значение Макс. значение Мин. значение Мин. значение Дисперсия Медиана Мода

### 5. Регулярный суточный ход гидрометеорологических элементов

Выше было показано, что с глубиной на Западе и Юге моря соленость растет, как и размах суточных колебаний. Поэтому можно ожидать на горизонте 25 м заметных отличий статистик суточной изменчивости S от поверхностных. Так, амплитуда суточной волны заметно выше  $A_1 = 0,200 \pm 0,280$  PSU; диапазон ее изменения составил 3,020 (от 0,000 2 до 3,020) PSU; распределение А, — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_{2} = 19,08$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_{1} = 3,53$ ). Фаза  $\theta_{1} = -2,1 \pm 108,2^{\circ};$  диапазон изменения — 359,9° (от –179,9 до 180,0); распределение — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_9 = -1,15$ ) близкое к нормальному (незначительное отклонение медианы 3,1° от математического ожидания  $-2,1^{\circ} - \gamma_1 = -0,005$ ). Квота  $q_1 = 0,505 \pm 0,242$ ; диапазон изменения — 0,960 (от 0,000 1 до 0,960); распределение плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_{9} = -0.93$ ) и имеет левую асимметрию ( $\gamma_1 = -0,30$ ). При этом, среднемноголетняя суточная соленость  $A_0 = 8,655 \pm 1,237$  PSU; диапазон ее изменения составил 9,280 (от 7,023 до 19,303) PSU; распределение A<sub>0</sub> — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 6,36$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 2,19$ ).

Параметры полусуточной гармоники *S* на этом горизонте: амплитуда  $A_{II} = 0,111 \pm 0,147$  PSU; фаза  $\theta_{II} = -8,4 \pm 107,0^{\circ}$ ; квота  $q_{II} = 0,202 \pm 0,162$ ; диапазон изменения — 0,920 (от 0,000 003 до 0,920); распределение — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 1,23$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 1,18$ ).

Отношение амплитуд волн суточной к полусуточной  $A_1/A_{II} = 2,82 \pm 10,07$ ; диапазон изменения — 518,5 (от 0,02 до 518,5); распределение — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 2$  167,7) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 43,03$ ).

На горизонте 40 м статистики суточной изменчивости таковы: амплитуда  $A_1 = 0,388 \pm 0,399$  PSU; диапазон ее изменения составил 4,424 (от 0,004 до 4,428) PSU; распределение  $A_1$  — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 13,85$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 2,92$ ). Фаза  $\theta_1 = -3,31 \pm 106,8^\circ$ ; диапазон изменения — 359,9° (от –179,9 до 180,0); распределение — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = -1,05$ ) и имеет слабую правую асимметрию ( $\gamma_1 = 0,03$ ). Квота  $q_1 = 0,472 \pm 0,240$ ; диапазон изменения — 0,967 (от 0,001 до 0,968); распределение — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = -0,99$ ), и имеет левую асимметрию ( $\gamma_1 = -0,17$ ). При этом, среднемноголетняя суточная соленость  $A_0 = 13,943 \pm 2,626$  PSU; диапазон ее изменения составил 14,183 (от 7,455 до 21,637) PSU; распределение  $A_0$  — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = -0,33$ ) и имеет левую асимметрию ( $\gamma_1 = -0,29$ ).

Параметры полусуточной гармоники *S* на этом горизонте: амплитуда  $A_{II} = 0,242 \pm 0,228$  PSU; фаза  $\theta_{II} = -2,3 \pm 105,3^{\circ}$ ; квота  $q_{II} = 0,228 \pm 0,176$ ; диапазон изменения — 0,910 (от 0,000 1 до 0,910); распределение —



5. Регулярный суточный ход гидрометеорологических элементов

Рис. 33. Осредненная за 2002–2013 гг. внутригодовая изменчивость удельного вклада и размаха суточного хода солености *S* (PSU) на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de):

*а* — 7 м; *б* — 25 м; *в* — 40 м (см. табл. 29)

островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 0,69$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 1,05$ ).

Отношение амплитуд волн суточной к полусуточной  $A_1/A_{11} = 2,22 \pm 2,93$ ; диапазон изменения — 82,59 (от 0,03 до 82,62); распределение — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 234,8$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 11,34$ ).

Таким образом, данные гармонического анализа солености за каждые сутки на ст. Аркона Бэсин (табл. 32) подтверждают структуру временной изменчивости солености с помощью дисперсионного анализа (гл. 3, табл. 2). Доля регулярного суточного хода солености невысока (0,000 2–0,003 %), при этом наибольшее влияние на суточную ритмику оказывает ВСИ в слое главного галоклина (горизонт 25 м) — 5,9 %.

**Уровень моря.** СХ уровня *h* на западе и юге Балтики характеризуется преобладанием полусуточной волны с большой устойчивостью (рис. 34). Что подтверждается и результатами гармонического анализа (табл. 33).



Рис. 34. Среднемноголетние аномалии суточного хода уровня h (см) в Южной Балтике (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (Chubarenko, Tchepikova, 2001; State and Evolution ..., 2008) (Дубравин, 2013б)

			Гармо	оники			$A_{\rm I}/A_{\rm II}$	$A_0$
	I (cy	точная в	олна)	II (пол	усуточна	я волна)		
	Ампли-	Фаза I	Квота I	Ампли-	Фаза II	Квота II		
	туда I			туда II				
Хорнбек (1892–2005)	0,65	85,9	0,083	2,15	-134,6	0,916	0,300	501,88
Гесер (1892–2005)	0,43	113,1	0,230	0,78	-90,0	0,767	0,548	506,15
Гесер (1990–2005)	0,52	127,3	0,343	0,72	-88,3	0,655	0,724	511,46
Травемюнде (1992–2005)	0,41	138,7	0,103	1,21	-54,1	0,892	0,340	504,28
Киль (1990–2005)	0,88	80,6	0,375	1,14	34,9	0,624	0,775	501,19

Среднемноголетние гармонические постоянные регулярного суточного хода уровня *h* (см) в Западной и Южной Балтике (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008)

Как видим, в Западной Балтике и Каттегате суточный ход уровня имеет приливной полусуточный характер ( $A_1 = 0,4\div0,9$  см;  $q_1 = 0,080\div0,375$ ;  $A_{11} = 0,8\div2,2$ ;  $q_{11} = 0,624\div0,916$ ) с величиной прилива менее 5 см<sup>18</sup>. Как показал гармонический анализ отношение величин амплитуд суточной и полусуточной составляющих для Хорнбека и Травемюнде составило 0,30–0,34, а для Гесера и Киля — 0,55–0,78. Таким образом, согласно А. И. Дуванину (Дуванин, 1960) колебания уровня в Хорнбеке и Травемюнде относятся к полусуточным приливам, а в Гесере и Киле — неправильным полусуточным.

Итак, среднемноголетний (за 1892–2005 гг.) регулярный суточной ход уровня h в Гесере характеризуется полусуточной волной ( $q_{11} = 0,767$ ), с наступлением максимумов в 05 и 18 ч и минимумов — в 00 и 12 ч и размахом суточной изменчивости — 2,2 см. Однако, если мы обратимся к рис. 35 и табл. 34, то увидим, что характер месячного регулярного суточного хода h в Гесере не остается постоянным:

<sup>&</sup>lt;sup>18</sup> Следует иметь в виду, что при осреднении уровня по месяцам, как показали наши расчеты, величина прилива для пунктов, представленных на рис. 34 может меняться в пределах от 0,7 до 2,7 крат. Известно также, что за счет тропического полумесячного (фазового) неравенства, величина прилива внутри месяца дважды достигает максимума (в сизигию) и дважды — минимума (в квадратуру) (Дуванин, 1960).

Месяц			Гармо	оники			$A_{_{\rm I}}/A_{_{\rm II}}$	$A_0$
	I (cy	точная в	олна)	II (пол	усуточная	я волна)		
	Ампли-	Фаза I	Квота І	Ампли-	Фаза II	Квота		
	туда I			туда II		II		
Ι	2,01	-66,2	0,910	0,61	-122,4	0,085	3,27	505,63
II	1,57	-35,2	0,787	0,81	-110,1	0,212	1,93	505,97
III	1,40	30,3	0,657	1,01	-94,0	0,342	1,39	499,83
IV	1,95	65,5	0,794	0,99	-81,5	0,205	1,97	500,80
V	2,87	82,2	0,946	0,68	-72,5	0,054	4,20	500,99
VI	2,86	100,3	0,949	0,66	-95,4	0,051	4,32	504,20
VII	2,56	113,4	0,919	0,76	-103,4	0,081	3,38	511,18
VIII	2,04	130,3	0,813	0,98	-93,5	0,185	2,10	511,82
IX	1,60	163,1	0,742	0,94	-75,5	0,257	1,70	511,40
X	1,62	-147,1	0,751	0,92	-69,3	0,246	1,75	508,81
XI	1,97	-113,7	0,881	0,72	-82,8	0,118	2,74	506,24
XII	2,36	-89,7	0,940	0,59	-92,2	0,059	3,99	507,50
I–XII	0,43	113,1	0,230	0,78	-90,0	0,767	0,55	506,20

армонические постоянные внутригодовой изменчивости осреднен
ного за 1892–2005 гг. регулярного суточного хода уровня <i>h</i> (см) в Гесе
ре, рассчитано по данным (State and Evolution , 2008)

СХ с полусуточной волной отмечается в марте ( $q_{\rm II} = 0,342$ ) и сентябре ( $q_{\rm II} = 0,257$ ), соответственно максимумы наступают в 06 и 19 ч или в 04 и 18, а минимумы — в 13 и 22 ч или в 02 и 10 ч.

СХ с неправильной полусуточной волной (когда  $q_{\rm II} = 0,205 \div 0,246$ , а размах одной из полусуточных гармоник 0,2 см и менее) отмечается в феврале, апреле и октябре.

СХ с неправильной суточной волной (когда  $q_{\rm H} = 0.059 \div 0.185$ , а разность между временем роста и временем падения составляет от 2 до 8 ч) отмечается в январе, августе, ноябре и декабре.

И, наконец, СХ с правильной суточной волной (когда  $q_1 = 0.919 \div 0.949$ , при этом минимум наступает в полдень, а наступление максимума варьирует между 20 и 02 ч) отмечается с мая по июль.

Для оценки структуры СХ уровня рассмотрим табл. 35 и рис. 36. Их анализ показал:

Во-первых, как и для  $T_w$  и *S*, соответствие сезонной изменчивости удельного вклада и размаха СХ уровня (теснота связи *r* между ними высокая — 0,942).



99



Рис. 36. Осредненная за 1892–2005 гг. внутригодовая изменчивость удельного вклада и размаха суточного хода уровня h (см) на ст. Гесер (ежечасные наблюдения), рассчитано по (State and Evolution ... , 2008)

Во-вторых, минимумы удельного вклада и размаха СХ уровня наступают в феврале (0,2 % и 4,03 см) и ноябре (0,25 %) или октябре (4,15 см), а максимумы — в июне (2,11 %) или мае (5,95 см) и декабре (0,34 %) или декабре — январе (4,70 см).

Таким образом, повышенные значения удельного вклада СХ уровня и его размаха, также как для температуры и солености, наблюдаются, в теплый период (апрель — сентябрь), пониженные — в холодный (ноябрь — март). При этом, соотношение между величинами максимума и минимума в сезонной изменчивости СХ уровня на ст. Гесер составляет 10,5 крат, а для размаха — 1,5.

Результаты гармонического анализа изменчивости уровня моря в Гесере за каждые сутки всего периода наблюдений (статистики гармоник) представлены в табл. 36.

Итак, средние за 1892–2005 гг. параметры суточной гармоники h таковы: амплитуда  $A_1 = 9,9 \pm 9,0$  см; диапазон ее изменения составил 124,8 (от 0,03 до 124,8) см; распределение  $A_1$  — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 10,17$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 2,57$ ). Фаза  $\theta_1 = 10,0 \pm 106,0^\circ$ ; диапазон изменения — 360° (от –180 до 180); распределение — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = -1,09$ ) и имеет левую асимметрию ( $\gamma_1 = -0,21$ ). Квота  $q_1 = 0,553 \pm 0,256$ ; диапазон изменения — 0,995 (от 0,000 03 до 0,995); распределение — плосковершинное

35	
ца	
ЧΛ	
La6	

### Внутригодовая изменчивость удельного вклада (%) (верхняя строка) и размаха регулярного суточного хода уровня h (см) (нижняя) на ст. Гесер за 1892–2005 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008)

	I-XII	0,07	2,17	
	XII	0,34	4,70	
	XI	0,25	4,51	
	Х	0,28	4,15	
	IX	0,41	4,35	
I	VIII	0,98	5,24	
Месяцы	ΝII	1,73	5,70	
	IΛ	2,11	5,88	
	Λ	1,80	5,95	
	IV	0,62	4,94	
	III	0,25	4,11	
	II	0,20	4,03	
	I	0,24	4,70	

Таблица 36

### Статистики гармонических постоянных суточной изменчивости уровня h (cм) на ст. Гесер (1892–2005 гг.), рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008)

Статистики			Гармс	оники			$A_{ m I}/A_{ m II}$	$A_0$
	I (c	уточная вол	на)	II (по.	лусуточная 1	волна)		
	Ампли-	Фаза I	Квота I	Ампли-	Фаза II	Квота II		
	туда I			туда II				
Среднее арифметическое	9,9	10,0	0,553	5,8	-20,7	0,339	2,22	506,2
Мода	13,6	37,5	0,684	4,3	-165,0	0,511	3,83	506,2
Медиана	7,1	18,7	0,590	5,3	-27,7	0,286	1,43	506, 5
Дисперсия	88,1	11 233	0,066	10,9	10745	0,062	16,80	418,4
Среднее квадратичное отклонение	9,0	106,0	0,256	3,3	103,7	0,249	4,10	20,5
Коэффициент асимметрии	2,6	-0,213	-0,366	2,2	0,287	0,589	19,72	0,032
Коэффициент эксцесса	10,2	-1,094	-0,902	10,0	-1,043	-0,701	668, 12	1,541
Макс. значение	124,8	180,0	0,995	46,4	180,0	0,991	208,97	666,9
Мин. значение	0,0	-180,0	0,000	0,0	-180,0	0,000	0,01	392,3
Размах распределения	194.8	360.0	0.995	46.4	360.0	0.991	908.97	974.6

### 5. Регулярный суточный ход гидрометеорологических элементов

(коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = -0,90$ ) и имеет левую асимметрию ( $\gamma_1 = -0,37$ ). При этом, среднемноголетний суточный уровень  $A_0 = 506,2 \pm 20,5$  см; диапазон ее изменения составил 274,6 (от 392,3 до 666,9) см; распределение  $A_0$  — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 1,54$ ) близкое к нормальному (незначительное отклонение медианы 506,5 от математического ожидания 506,2 —  $\gamma_1 = 0,03$ ).

Параметры полусуточной гармоники *h* таковы: амплитуда  $A_{\rm II} = 5,8 \pm 3,3$  см; фаза  $\Theta_{\rm II} = -20,7 \pm 103,7^{\circ}$ ; квота  $q_{\rm II} = 0,339 \pm 0,249$ ; диапазон изменения — 0,991 (от 0,000 02 до 0,991); распределение — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = -0,70$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 0,59$ ).

Отношение амплитуд волн суточной к полусуточной  $A_1/A_{11} = 2,22 \pm 4,10$ ; диапазон изменения — 209,0 (от 0,01 до 209,0); распределение — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 668,1$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 19,72$ ).

**Температура воздуха.** СХ температуры воздуха  $T_a$  на западе, юге и юго-востоке моря характеризуется преобладанием суточной волны с большой устойчивостью ( $q_1 = 0.965 \div 0.988$ ) (табл. 37–39, рис. 37–39).

Для среднемноголетнего регулярного суточного хода температуры воздуха на ст. Аркона Бэсин максимум приходится на 16 ч, минимум на 05 ч (напомню время указано по Гринвичу), а суточная амплитуда (размах) составляет 0,7 °C, т. е. СХ определяется суточной гармоникой  $(A_{I} = 0.36 \text{ °C}; \Theta_{I} = 161.3^{\circ}; q_{I} = 0.988; A_{I}/A_{II} = 10.36; A_{0} = 9.11 \text{ °C})^{19}$ . При этом, как следует из рис. 40 и табл. 40, преобладание суточной волны в СХ температуры воздуха сохраняется весь год (квота суточной гармоники минимальна в ноябре — декабре — q<sub>1</sub> = 0,771÷0,867<sup>20</sup>, во все остальные месяцы —  $q_1 = 0,961 \div 0,994$ ). Наступление максимума  $T_a$  в суточном ходе большую часть года приходится на 16-17 ч, поднимаясь до 18 ч в феврале и ноябре и опускаясь до 15 ч в марте — мае. Наступление минимума в январе — феврале приходится на 06 ч, постепенно опускаясь, и к маю — июлю отмечается в 03 ч, а затем поднимается до 06 ч в октябре и до 07-08 ч в ноябре — декабре. Отсюда следует, что время роста и время падения температуры воздуха в суточной ритмике не остается постоянным; продолжительность роста в январе, марте, августе, сентябре, ноябре и декабре составляет 10 ч, увеличиваясь до 11 ч в апреле и октябре, до 12 ч в феврале и мае и до 13 ч в июле.

<sup>&</sup>lt;sup>19</sup> По оценкам в (Абрамов и др., 1983) среднее за 07.1977–09.1978 в точке 29° с. ш.; 70° з. д. «ПОЛИМОДЕ» —  $A_1 = 0,35; A_{11} = 0,14; A_1/A_{11} = 2,44.$ 

<sup>&</sup>lt;sup>20</sup> В работах (Абрамов, 1976; Изменчивость физических полей ..., 1983) нарушение суточной ритмики  $T_a$  в тропической Атлантике связывается с полусуточным изменением атмосферного давления.



5. Регулярный суточный ход гидрометеорологических элементов



### Среднемноголетние гармонические постоянные регулярного суточного хода метеоэлементов на ст. Дарсс Силл (2002–2013 гг.), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

Элемент			Гармо	оники			$A_{_{\rm I}}/A_{_{ m II}}$	$A_0$
	I (cy	точная в	олна)	II (пол	усуточна	я волна)		
	Ампли-	Фаза I	Квота І	Ампли-	Фаза II	Квота II		
	туда I			туда II				
T <sub>a</sub>	0,4	-156,0	0,984	0,05	26,2	0,015	8,08	9,01
W	0,1	14,2	0,938	0,02	-150,1	0,034	5,25	7,48
P <sub>0</sub>	0,2	-112,7	0,387	0,25	157,1	0,601	0,80	14,40

Таблица 38

### Среднемноголетние гармонические постоянные регулярного суточного хода метеоэлементов на ст. Аркона Бэсин (2002–2013 гг.), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

Элемент			Гармо	оники			$A_{_{\rm I}}/A_{_{ m II}}$	$A_{0}$
	I (cy	точная в	олна)	II (пол	усуточна	я волна)		
	Ампли- тула I	Фаза I	Квота I	Ампли- туда Ц	Фаза II	Квота II		
T <sub>a</sub>	0,4	-161,3	0,988	0,03	26,7	0,009	10,36	9,11
W	0,1	-19,8	0,519	0,06	-141,7	0,461	1,06	7,97
$P_0$	0,2	-105,0	0,326	0,23	158,9	0,661	0,70	15,01

Таблица 39

### Среднемноголетние гармонические постоянные регулярного суточного хода метеоэлементов на МЛСП Д-6 (2004–2013 гг.)

Элемент			Гармо	эники			$A_{_{\rm I}}/A_{_{ m II}}$	$A_0$
	I (cy	точная в	олна)	II (полу	усуточна	я волна)		
	Ампли-	Фаза I	Квота І	Ампли-	Фаза II	Квота II		
	туда I			туда II				
T <sub>a</sub>	0,4	174,1	0,965	0,08	-0,2	0,033	5,43	8,63
$T_d$	0,03	115,2	0,437	0,02	31,2	0,325	1,16	5,17
W	0,2	68,0	0,779	0,09	162,6	0,201	1,97	7,81
$P_0$	0,2	-140,1	0,548	0,18	102,0	0,447	1,11	13,98



Рис. 39. Осредненные за 2004-2013 гг. аномалии суточного хода метеоэлементов на МЛСП Д-6

 $T_{a}$ 

-0.6

При этом размах СХ с начала увеличивается с декабря по июль, от 0,1 до 1,3 °C, а затем уменьшается к декабрю.

Рассмотрим результаты гармонического анализа изменчивости температуры воздуха T<sub>a</sub> (°C) на ст. Аркона Бэсин за каждые сутки всего периода наблюдений (табл. 41).

Итак, средние за 2002–2013 гг. параметры суточной гармоники Т<sub>а</sub> таковы: амплитуда  $A_1 = 0.7 \pm 0.5$  °C; диапазон ее изменения составил 4,0 (от 0,0 до 4,0) °С; распределение А<sub>1</sub> — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_{2} = 2,56$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_{1} = 1,23$ ). Фаза  $\Theta_{1} = -35,1 \pm 125,7^{\circ}$ ; диапазон изменения — 360° (от -180 до 180); распределение — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = -1,31$ ) и имеет правую асимметрию  $(\gamma_1 = 0,49)$ . Квота  $q_1 = 0,629 \pm 0,249$ ; диапазон изменения — 0,987 (от 0,000 2 до 0,987); распределение — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_{2} = -0.46$ ) и имеет левую асимметрию ( $\gamma_{1} = -0.71$ ). При этом, среднемноголетняя суточная температура  $A_0 = 9.1 \pm 6.4$  °C; диапазон ее изменения составил 30,6 (от -6,8 до 23,8) °С; распределение А<sub>0</sub> — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_9 = -1,05$ ) и имеет слабую правую асимметрию ( $\gamma_1 = 0,06$ ). Параметры полусуточной гармоники  $T_a$ : амплитуда  $A_{II} = 0.3 \pm 0.2$  °C;  $\phi_{II} = -2.0 \pm 103.0^\circ$ ; KBOTA  $q_{II} = 0.161 \pm 0.154$ ; диапазон изменения — 0,906 (от 0,000 1 до 0,906); распределение островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_9 = 1,51$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 1,33$ ).

 $P_{0}$ 

Месяц			Гармо	оники			$A_{_{\mathrm{I}}}/A_{_{\mathrm{II}}}$	$A_0$
	I (cy	гочная во	олна)	II (полу	суточная	н волна)		
	Ампли-	Фаза I	Квота I	Ампли-	Фаза II	Квота II		
	туда I			туда II				
Ι	0,1	-167,6	0,961	0,0	33,9	0,017	7,60	1,9
II	0,2	177,6	0,994	0,0	124,2	0,000	75,22	1,4
III	0,3	-164,2	0,974	0,0	85,1	0,015	7,95	2,5
IV	0,4	-152,6	0,972	0,1	43,7	0,015	7,94	5,7
V	0,6	-149,1	0,984	0,0	21,5	0,003	17,80	10,3
VI	0,6	-155,7	0,993	0,0	-27,3	0,003	18,54	14,3
VII	0,6	-154,3	0,991	0,0	14,1	0,002	22,80	17,8
VIII	0,5	-161,8	0,976	0,1	35,7	0,017	7,55	18,2
IX	0,5	-166,6	0,976	0,1	28,6	0,020	7,03	15,4
Х	0,3	-173,5	0,957	0,1	16,9	0,036	5,14	11,0
XI	0,1	171,8	0,867	0,0	-3,0	0,094	3,04	7,2
XII	0,0	161,2	0,771	0,0	25,2	0,073	3,25	3,6
I-XII	0,4	-161,3	0,988	0,0	26,7	0,009	10,36	9,1

Гармонические постоянные внутригодовой изменчивости осредненного за 2002–2013 гг. регулярного суточного хода температуры воздуха T<sub>a</sub> (°C) на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

Отношение амплитуд волн суточной к полусуточной  $A_1/A_{11} = 3,82 \pm 5,07$ ; диапазон изменения — 108,9 (от 0,03 до 108,9); распределение — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 90,9$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 7,01$ ).

Прежде чем перейти к Юго-Восточной Балтике, сравним СХ температуры воды  $T_w$  (°С) на горизонт 2 м и температуры воздуха  $T_a$  (°С) на этой станции. Расчеты показали (табл. 42) очень высокую тесноту связи между регулярным суточным ходом  $T_w$  и  $T_a$  на интервале март август ( $r = 0,96\div0,98$ ). В феврале и сентябре теснота связи уменьшается ( $r = 0,69\div0,73$ ), в январе и октябре связь практически отсутствует ( $r = 0,01\div0,17$ ), а в ноябре — декабре — меняется на обратную ( $r = (-0,22)\div(-0,44)$ . При этом для многолетнего регулярного суточного хода теснота связи между  $T_w$  и  $T_a$  — самая высокая (r = 0,99). Таким образом, с одной стороны, выше, в соответствие с табл. 27, был сделан вывод о том, что с октября по январь для СХ  $T_w$  радиационный фактор не является преобладающим; а, с другой, высокая теснота связи между



107
		Статисті воздуха	ики гарм а <i>T<sub>°</sub></i> (°C) н	онических іа ст. Аркоі	постоянн на Бэсин з	њих суточ 1a 2002–2(	ной изм )13 гг. (е)	енчивос кечасны	ти темп е наблю	ıературь одения),	ų	
			bi	ассчитано	по данным	M (www.io	-warnem	uende.de				
	Стать	астики				Lapy	оники				$A_{\rm I}/A_{\rm II}$	$A_0$
				I (c)	/точная во.	лна)	II (I	толусуто	чная во	лна)	-	 >
				Ампли-	Фаза I	Квота I	AMILAI	1- Da3	a II K	BOTA II		
				туда I			туда I	I				
Среднее	арифмет	гическое		0,7	-35,1	0,629	0,3		2,0	0,161	3,82	9,1
Мода				0,6	-175,5	0,860	0,3	-15	5,9	0,010	1,47	-2,6
Медиан	I			0,7	-79,8	0,687	0,3		5,4	0,109	2,48	8,6
Дисперс	ня			0,21	$15\ 808, 14$	0,06	0,05	10 60	6,83	0,02	25,74	40,64
Среднее	квадраті	ичное отк⁄	лонение	0,5	125,7	0,249	0,2	10	3,0	0,154	5,07	6,4
Коэффи	циент аск	иметрии		1,23	0,49	-0.71	1,62		0,04	1,33	7,01	0,06
Коэффи	циент экс	сцесса		2,56	-1,31	-0,46	4,19		.1,02	1,51	90,92	-1,05
Макс. зн	ачение			4,0	180,0	0,987	1,7	18	0,0	0,906	108,9	23,8
Мин. зн:	ачение			0,0	-180,0	0,000 2	0,0	-18	0,0	$0,000\ 1$	0,03	-6,8
Размах <sub>F</sub>	аспредел	ления		4,0	360,0	0,987	1,7	36	0,0	0,906	108,9	30,6
											L	аблица 42
Ko	рреляци	ия между с	нәнрәдәс	ным за 20(	)2-2013 rr.	месячны	м регуля	ірным су	/TO4HbI/	, модох и	гемперату	pьi
I	зоды T <sub>w</sub> (	горизонт	2 м) и тем	мпературы	воздуха 1	Г <sub>a</sub> (°С) на е	ст. Аркон	на Бэсин	і (ежеча	сные на	блюдения	),
			b	ассчитано	по данным	M (www.io	-warnem	uende.de	_			
					W	есяцы						
I	II	III	IV	Λ	IV	IIA	VIII	IX	×	XI	XII	IIX-I

#### 5. Регулярный суточный ход гидрометеорологических элементов

0,99

-0,44

-0,22

0,01

0,69

0,97

0,98

0,96

0,96

0,96

0,97

0,73

0,17

Таблица 41

Осредненная за 2002–2013 гг. внутригодовая изменчивость регулярного суточным хода разности ( $T_w - T_a$ ) (°С) на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

					Ν	Лесяці	ы					
Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I–XII
1,97	1,10	-0,14	-1,12	-1,23	-0,87	-0,23	0,23	0,52	1,54	1,91	2,54	0,52

СХ  $T_w$  и  $T_a$  должна указывать на единство процессов, формирующих суточный ход температуры воды и воздуха. Для лучшего понимания обратимся к внутригодовой изменчивости СХ разности (T<sub>w</sub> – T<sub>o</sub>) (табл. 43). Как видим, в период с марта по август, когда отмечается наиболее высокая связь между регулярным суточным ходом температуры воды и воздуха, разность (T<sub>w</sub> – T<sub>a</sub>) отрицательная или слабоположительная — (-1,23)÷0,23 °С; в феврале и сентябре, когда еще сохраняется высокая связь ( $r \sim 0,7$ ) —  $T_w - T_a = 0,52 \div 1,10$  °C; в январе и октябре, когда связь практически отсутствует —  $T_w - T_a = 1,54 \div 1,97$  °С и, наконец, в ноябре декабре, когда связь становится отрицательной —  $T_w - T_a = 1,91 \div 2,54$  °C. Таким образом, в период с марта по август наблюдается внутригодовой рост поверхностной температуры, происходящий не только за счет роста потока солнечной радиации (до дня летнего солнцестояния), но и за счет потока тепла из атмосферы. После солнцестояния и до осеннего равноденствия, когда поток радиации еще достаточно велик, происходит постепенное охлаждение моря и атмосферы над ним, но воздух охлаждается быстрее и поэтому поток тепла, хотя и слабый, уже направлен от моря в атмосферу. После осеннего равноденствия и до зимнего солнцестояния процесс охлаждение моря и атмосферы ускоряется, в результате чего в декабре отмечается максимальный поток тепла от моря в атмосферу, что и приводит к наибольшей отрицательной связи между СХ Т, и Т. После зимнего солнцестояния<sup>21</sup>, хотя рост потока солнечной радиации уже начался, но процесс охлаждения еще продолжается: воздуха до февраля, а моря до марта, тем не менее, связь между СХ Т, и Т, становится положительной и высокой.

Для среднемноголетнего регулярного суточного хода разности температуры воды и воздуха на ст. Аркона Бэсин максимум приходится

<sup>&</sup>lt;sup>21</sup> По оценкам в (Кислов, 2001; Лаппо и др., 1990; Тимофеев, 1983) между 50 и 60 северными параллелями относительная доля потока инсоляции в дни весеннего и осеннего равноденствия составляет 45–55 %, а в день зимнего солнцестояния — 5–15 % от летнего максимума.

	1							
Месяц			Гармо	оники			$A_{I}/A_{II}$	$A_0$
	I (cyr	гочная во	олна)	II (полу	суточная	н волна)		
	Ампли-	Фаза I	Квота I	Ампли-	Фаза II	Квота II		
	туда I			туда II				
Ι	0,13	9,5	0,983	0,00	-88,4	0,000	94,08	1,97
II	0,22	-5,0	0,993	0,01	-2,5	0,002	24,93	1,10
III	0,28	13,6	0,974	0,03	-88,7	0,014	8,45	-0,14
IV	0,32	31,7	0,953	0,06	-148,7	0,031	5,50	-1,12
V	0,43	36,0	0,982	0,02	179,9	0,003	17,68	-1,23
VI	0,43	28,9	0,980	0,04	146,1	0,010	10,06	-0,87
VII	0,40	29,9	0,983	0,03	-171,1	0,006	13,08	-0,23
VIII	0,38	14,9	0,977	0,04	-135,7	0,010	10,07	0,23
IX	0,42	9,5	0,989	0,03	-143,7	0,007	12,31	0,52
X	0,33	4,8	0,986	0,03	-166,3	0,011	9,49	1,54
XI	0,17	-4,8	0,961	0,03	161,4	0,032	5,48	1,91
XII	0,08	-13,2	0,957	0,01	11,8	0,008	10,91	2,54
I-XII	0,29	17,8	0,990	0,02	-159,7	0,005	13,55	0,52

Гармонические постоянные внутригодовой изменчивости осредненного за 2002–2013 гг. регулярного суточного хода разности ( $T_w - T_a$ ) (°С) на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

на 4–5 ч, минимум — на 16 ч, а суточная амплитуда (размах) составляет 0,6 °С, т. е. СХ определяется суточной гармоникой ( $A_1 = 0,29$  °С;  $\theta_1 = 17,8^\circ$ ;  $q_1 = 0,990$ ;  $A_1/A_{11} = 13,55$ ;  $A_0 = 0,52$  °С)<sup>22</sup>. При этом, как следует из рис. 41 и табл. 44, преобладание суточной волны в СХ разности ( $T_w - T_a$ ) сохраняется весь год (квота суточной гармоники минимальна в апреле —  $q_1 = 0,953$ , максимальна в феврале —  $q_1 = 0,993$ ). Наступление максимума ( $T_w - T_a$ ) в суточном ходе в холодную часть года приходится на 05–07 ч, опускаясь до 03–04 ч в мае — июле и поднимаясь до 04–05 ч в августе — сентябре. Наступление минимума ( $T_w - T_a$ ) в холодный период приходится на 17–19 ч, в теплый — на 15–16 ч. Отсюда следует, что время роста и время падения разности температур воды и воздуха в суточной ритмике не остается постоянным; продолжительность падения в марте, августе и ноябре составляет 10 ч, увеличиваясь

<sup>&</sup>lt;sup>22</sup> По оценкам в (Абрамов и др., 1983) среднее за 07.1977–09.1978 в точке 29° с. ш.; 70° з. д. «ПОЛИМОДЕ» — A<sub>1</sub> = 0,25; A<sub>11</sub> = 0,14; A<sub>1</sub>/A<sub>11</sub> = 1,76.



111

до часов 11 ч в апреле, сентябре и октябре, а в январе — феврале, мае — июле и декабре — 12 ч, т. е. продолжительность падения равняется времени роста. При этом размах СХ, с начала, увеличивается с декабря по май, от 0,2 до 0,9 °C, а затем уменьшается к декабрю.

В работах (Абрамов, 1974, 1976, 1982; Абрамов и др., 1983, 1992; Драган и др., 1987), где анализируются гидрометеонаблюдения с часовой дискретностью в тропической зоне Атлантики и тропической и субтропической зонах Пасифики, отмечаются только положительные значения разности ( $T_w - T_a$ ). Поэтому имеет смысл сравнить внутригодовую изменчивость разности ( $T_w - T_a$ ) на ст. Аркона Бэсин (табл. 43) с другими регионами Балтики (табл. 45). Как следует из этой таблицы внутригодовая изменчивость разности температур воды и воздуха в различных пунктах Балтики отличается подобием.

Выше отмечалось, что для Юго-Восточной Балтики в течение года меняются не только среднесуточные значения метеоэлементов, но и характеристики СХ от месяца к месяцу.

Из анализа табл. 46 и рис. 42 следует:

Во-первых, как и для гидрологических элементов  $T_w$ , S и h, соответствие сезонной изменчивости удельного вклада и размаха СХ  $T_a$  (теснота связи r между ними высокая — 0,957; 0,952 и 0, 726, соответственно на ст. Дарсс Силл, Аркона Бэсин и МАСП Д-6).

Во-вторых, максимумы, как удельного вклада СХ температуры воздуха, так и его размаха, наблюдаются, в основном, в теплый период (март — октябрь), минимумы — в холодный (ноябрь — февраль). Особенно четко это проявляется на ст. Аркона Бэсин максимум удельного вклада СХ наступает в июне (4,06 %), размаха — в июле (1,26 °C), а

Таблица 45

					Ν	Лесяци	ы					
Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Х	XI	XII	I–XII
32	ападна	я Бал	тика (2	2-граду	усная т	грапег	ция с ц	ентро	м 55° с	с. ш.; 1	3° в. д	.),
				(	COADS	S (1950	)-1995	)				
1,73	1,39	0,22	-0,66	-1,13	-0,97	-0,56	-0,07	0,50	1,11	1,84	2,02	0,42
		Б	алтий	ск (199	98-200	6) (Ду	бравиі	нидр.	, 2010	a)		
2,55	2,54	0,79	-2,05	-2,78	-1,27	-1,50	-0,50	0,82	1,94	2,30	2,36	0,43
	C	т. Арк	она Б	эсин (	(2002–	2013)	(www.i	o-warr	nemue	nde.de	)	
1,97	1,10	-0,14	-1,12	-1,23	-0,87	-0,23	0,23	0,52	1,54	1,91	2,54	0,52

Внутригодовая изменчивость разности ( $T_w - T_a$ ) (°С) в различных точках Балтики, рассчитано по данным (Дубравин и др., 2010а; A Comprehensive ..., 1987; www.io-warnemuende.de)



Рис. 42. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада и размаха суточного хода температуры воздуха  $T_a$  (°С) (ежечасные наблюдения):  $a - Дарсс Силл; \delta - Аркона Бэсин; в - МЛСП Д-6$  (см. табл. 46)

Внутригодовая изменчивость удельного вклада (%) (верхняя строка) и размаха регулярного суточного хода температуры воздуха  $T_a$  (°С) (нижняя) на ст. Дарсс Силл, Аркона Бэсин и МЛСП Д-6 (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

					Ν	Лесяці	ы					
Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Х	XI	XII	I-XII
				Дa	рсс Си	илл (20	)02–20	13)				
0,12	0,71	1,34	0,13	5,35	6,03	5,92	6,31	5,71	1,68	0,28	0,05	0,24
0,32	0,62	0,85	0,22	1,62	1,50	1,64	1,36	1,40	0,92	0,42	0,25	0,89
				Арк	она Ба	эсин (2	2002-2	013)				
0,08	0,53	0,89	2,45	3,45	4,06	3,34	3,70	2,83	0,82	0,20	0,01	0,16
0,27	0,49	0,70	0,99	1,25	1,23	1,26	1,06	0,95	0,69	0,34	0,12	0,74
				M.	АСП ⊉	<b>I</b> -6 (20	04-20	13)				
0,06	0,17	1,41	2,31	1,76	1,91	2,27	5,25	2,96	1,53	0,06	0,04	0,17
0,39	0,96	1,06	1,53	1,45	1,25	1,10	1,35	1,16	1,00	0,25	0,26	0,93

минимумы — в декабре (0,01 % и 0,12 °C). На ст. Дарсс Силл кроме максимумов удельного вклада СХ, наступающего в августе (6,31 %), и размаха, наступающего в июле (1,64 °C), и минимумов — в декабре (0,05 % и 0,25 °C), отмечаются минимумы еще и в апреле (0,13 % и 0,22 °C).

На МЛСП Д-6 внутригодовая изменчивость удельного вклада СХ и размаха  $T_a$  несколько отличны. Хотя, если для удельного вклада и размаха максимумы наблюдаются в апреле (2,31 % и 1,53 °C) и августе (5,25 % и 1,35 °C), а основной минимум в ноябре — декабре (0,04–0,06 % и 0,25–0,26 °C); то промежуточные минимумы разнятся: для удельного вклада — в мае (1,76 %), для размаха — в июле (1,10 °C). При этом соотношение между величинами максимума и минимума в сезонной изменчивости СХ температуры воздуха для удельного вклада составляет 113, 330 и 127 крат, а для размаха — 6,6; 10,0 и 6,1 крат, соответственно ст. Дарсс Силл, Аркона Бэсин и МЛСП Д-6.

Данные рис. 43 и табл. 47 и 48, на которых представлены результаты дисперсионного и корреляционного анализа метеорологических элементов в Юго-Восточной Балтике (Висбю, МАСП Д-6, Леба, Лиепая, Клайпеда, Калининград — расчеты за 2006–2012 гг. с дискретностью три часа) также подтверждают подобие внутригодовой изменчивости удельного вклада СХ и размаха  $T_a$ : максимум наблюдается в теплый период (апрель — октябрь), минимум — в холодный (ноябрь — март); теснота связи между удельным вкладом и размахом СХ в годовом ходе высока —  $r = 0,745 \div 0,934$ , при среднем по региону — r = 0,913.



Рис. 43. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада (*a*) и размаха суточного хода (*б*) температуры воздуха  $T_a$  (°С) в Юго-Восточной Балтике за 2006–2012 гг. (трехчасовые наблюдения), рассчитано по данным (www.rp5.ru)

### Внутригодовая изменчивость удельного вклада и размаха суточного хода метеорологических элементов (среднее и предельные величины) в Юго-Восточной Балтике за 2006–2012 гг. (трехчасовые наблюдения), рассчитано по данным (www.rp5.ru)

					N	Лесяці	ы					
Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I-XII
				$T_a$ —	уделы	ный ві	клад С	X (%)				
0,50	2,47	7,86	16,69	17,62	19,45	25,41	26,18	20,25	8,08	1,84	0,45	2,23
0,93	3,96	10,55	29,03	30,34	34,74	36,98	39,44	38,68	16,27	3,39	1,43	4,16
0,06	0,55	1,52	1,78	1,47	2,07	2,15	4,96	3,15	1,40	0,09	0,04	0,16
					$T_a - pa$	азмах	CX (°C	)				
1,16	2,42	3,24	4,83	5,07	4,79	4,80	4,56	3,95	2,93	1,29	0,94	3,21
1,59	3,18	4,39	7,53	7,67	7,57	7,24	6,77	6,41	4,85	1,81	1,97	4,89
0,40	0,95	0,96	1,32	1,23	1,27	1,10	1,26	1,21	0,99	0,28	0,29	0,90
				$T_d$ —	уделы	ный ві	клад С	X (%)				
0,09	0,82	0,95	1,43	1,05	1,01	1,67	1,42	1,49	0,81	0,25	0,08	0,12
0,14	3,18	2,92	3,43	2,75	2,33	3,37	2,24	3,41	1,69	0,47	0,19	0,19
0,02	0,15	0,10	0,35	0,10	0,17	0,15	0,12	0,15	0,06	0,07	0,03	0,001
					$T_d - p_d$	азмах	CX (°C	2)				
0,08	1,38	1,32	1,74	1,30	1,17	1,73	1,26	1,68	0,86	0,26	0,10	0,10
0,14	3,18	2,92	3,43	2,75	2,33	3,37	2,24	3,41	1,69	0,47	0,19	0,19
0,02	0,15	0,10	0,35	0,10	0,17	0,15	0,12	0,15	0,06	0,07	0,03	0,00
				W-	уделы	ный ві	клад С	X (%)				
0,23	1,00	4,19	9,30	12,63	11,76	10,23	9,50	7,61	2,91	0,66	0,22	3,39
0,52	2,33	8,41	19,75	27,68	28,30	17,94	28,99	22,15	9,56	1,76	0,63	8,53
0,04	0,24	0,16	1,22	1,27	0,67	0,73	0,63	0,59	0,28	0,22	0,06	0,12
				V	<i>V</i> — pa	азмах (	СХ (м/	c)				
0,44	0,65	1,14	1,64	1,65	1,62	1,50	1,35	1,40	0,95	0,55	0,34	0,99
0,84	0,96	1,80	2,29	2,45	2,64	2,30	1,96	2,16	1,57	0,83	0,50	1,64
0,14	0,49	0,53	1,26	0,98	0,81	0,74	0,80	0,93	0,51	0,36	0,19	0,47
				$P_0$ —	уделы	ный ві	слад С	X (%)				
0,03	0,07	0,07	0,25	0,16	0,09	0,07	0,13	0,09	0,05	0,02	0,02	0,02
0,06	0,28	0,16	0,76	0,28	0,14	0,11	0,25	0,14	0,10	0,03	0,04	0,04
0,01	0,01	0,02	0,05	0,04	0,06	0,04	0,03	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01
	1	1	1	P	p — pa	змах С	Х (гП	a)	1	r	1	1
0,73	0,82	1,00	1,06	0,87	0,71	0,55	0,58	0,67	0,68	0,42	0,55	0,48
1,25	1,50	1,77	1,84	1,17	0,91	0,67	0,82	0,80	1,01	0,51	0,70	0,66
0,53	0,38	0,50	0,51	0,54	0,52	0,44	0,31	0,50	0,40	0,31	0,43	0,33

× 1		1		1 /
Пункт наблюдения	$T_{a}$	$T_{d}$	W	P <sub>0</sub>
Висбю	0,934	0,924	0,958	0,512
МЛСП Д-6	0,745	0,802	0,835	0,822
Леба	0,887	0,797	0,971	0,682
Лиепая	0,876	0,608	0,948	0,313
Клайпеда	0,892	0,876	0,921	0,887
Калининград	0,926	0,811	0,912	0,858
Среднее	0,913	0,693	0,962	0,661

Корреляция между средней внутригодовой изменчивостью удельного вклада и размаха суточного хода метеорологических элементов на метеостанциях Юго-Восточной Балтики за 2006–2012 гг. (трехчасовые наблюдения), рассчитано по данным (www.rp5.ru)

**Температура точки росы.** Следует напомнить, что данными наблюдений с часовой дискретностью за температурой точки росы мы располагаем только для МАСП Д-6 (см. рис. 44). В СХ температуры точки росы  $T_d$  на этой станции, в отличие от  $T_a$  появляется полусуточная составляющая ( $q_1 = 0,437; q_{11} = 0,325; A_1/A_{11} = 1,16$ ) (см. табл. 39).

Рассмотрим результаты гармонического анализа изменчивости температуры точки росы  $T_d$  на этой станции за каждые сутки всего периода наблюдений (табл. 49).

Итак, средние за 2006–2013 гг. параметры суточной гармоники T<sub>d</sub> на МЛСП Д-6 таковы: амплитуда  $A_1 = 1,1 \pm 0,8$  °C; диапазон ее изменения составил 9,0 (от 0,01 до 9,0) °С; распределение  $A_1$  — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_9 = 9,09$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 1,99$ ). Фаза  $\Theta_1 = 2.9 \pm 109.5^\circ$ ; диапазон изменения — 360° (от –180 до 180); распределение — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = -1,15$ ) и имеет слабую левую асимметрию ( $\gamma_1 = -0.06$ ). Квота  $q_1 = 0.519 \pm 0.242$ ; диапазон изменения — 0,964 (от 0,000 2 до 0,965); распределение — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = -0.88$ ) и имеет левую асимметрию  $(\gamma_1 = -0.34)$ . При этом, среднемноголетняя суточная температура точки росы  $A_0 = 5.5 \pm 7.5$  °C; диапазон ее изменения составил 41,3 (от –20,5 до 20,8) °С; распределение  $A_0$  — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_{2} = -0.46$ ) и имеет левую асимметрию ( $\gamma_{1} = -0.37$ ). Параметры полусуточной гармоники  $T_a$ : амплитуда  $A_{II} = 0.6 \pm 0.4$  °C; фаза  $\Theta_{II} = -1,8 \pm 105,3^{\circ}$ ; квота  $q_{II} = 0,171 \pm 0,140$ ; диапазон изменения — 0,757 (от 0,000 2 до 0,757); распределение — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_9 = 1,13$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 1,15$ ).

Статистики гармонических постоянных суточной изменчивости температуры точки росы  $T_d$  (°С) на МАСП Д-6 за 2006–2013 гг. (ежеча<br/>сные наблюдения)

1									
Статистики			Гармс	ники			$A_{ m I}/A_{ m II}$	$A_{_0}$	
	I (c)	точная вол	на)	II (пол	усуточная	волна)			
	Ампли- туда I	Фаза I	Квота I	Ампли- туда II	Фаза II	Kbora II			
Среднее арифметическое	1,1	2,9	0,519	0,6	-1,8	0,171	2,77	5,5	
Мода	0,2	-156,3	0,536	0,1	-30,0	0,145	1,92	14,2	
Медиана	0,9	6,2	0,544	0,5	3,6	0, 133	1,98	5,6	
Дисперсия	0,62	11 996,97	0,058	0, 19	11 091,46	0,020	11,25	56,24	
Среднее квадратичное отклонение	0,79	109,53	0,24	0,43	105, 32	0, 14	3, 35	7,50	
Коэффициент асимметрии	1,99	-0,06	-0.34	3,42	-0,01	1,15	7,46	-0.37	
Коэффициент эксцесса	9,09	-1,15	-0.87	37,95	-1,09	1,13	98,16	-0,46	
Макс. значение	9,0	180,0	0,965	7,7	179,9	0,757	68, 14	20,8	
Мин. значение	0,0	-180,0	0,000	0,0	-179,9	0,000	0,02	-20,5	
Размах распределения	9,0	360,0	0,964	7,7	359,8	0,757	68, 12	41,3	

## 5. Регулярный суточный ход гидрометеорологических элементов



Рис. 44. Осредненная за 2006–2013 гг. внутригодовая изменчивость удельного вклада и размаха суточного хода температуры точки росы  $T_d$  (°C) (ежечасные наблюдения) на МЛСП Д-6

Отношение амплитуд волн суточной к полусуточной  $A_1/A_{11} = 2,77 \pm 3,35$ ; диапазон изменения — 68,1 (от 0,02 до 68,1); распределение — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 98,2$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 7,46$ ).

Тем не менее, для точки росы на платформе (как и для температуры воздуха) наблюдается соответствие сезонной изменчивости удельного вклада и размаха СХ (теснота связи *r* между ними высокая — r = 0,739). При этом, повышенные значения удельного вклада и, в основном, размаха СХ  $T_d$  наступают в теплый период, с максимумами в апреле (0,22 % и 0,51 °C) и сентябре (0,16 % и 0,42 °C) и промежуточным минимумом в мае (0,07 % и 0,34 °C), пониженные — в холодный — с минимумом в январе (0,01 % и 0,25 °C). Однако, в годовом ходе размахаСХ  $T_d$  имеет место еще один максимум (главный), наступающий в феврале (0,52 °C) (рис. 44). При этом соотношение между величинами максимума и минимума в сезонной изменчивости СХ температуры точки росы для удельного вклада составляет 15,5 крат, а для размаха — 2,1.

Данные рис. 45 и табл. 47 и 48, на которых представлены результаты дисперсионного и корреляционного анализа точки росы в Юго-Восточной Балтике (Висбю, МЛСП Д-6, Леба, Лиепая, Клайпеда, Калининград расчеты за 2006–2012 гг. с дискретностью три часа) также подтверждают подобие внутригодовой изменчивости удельного вклада СХ и размаха  $T_d$ : максимум, в основном, наблюдается в теплый период (апрель октябрь), минимальный — в холодный (ноябрь — март). Кроме того, февральский максимум для вклада и размаха СХ отмечается на ст. Леба (3,18 % и 3,42 °C), а для размаха еще и на ст. Лиепая (1,37 °C). Теснота связи между удельным вкладом и размахом СХ в годовом ходе высока —  $r = 0,608 \div 0,924$ , при среднем по региону — r = 0,693.

**Ветер.** В СХ скорости ветра *W* в период за 2002–2013 гг. только на западе сохраняется суточная гармоника ( $q_1 = 0.938$ ) (см. табл. 37, рис. 37). На юге и юго-востоке моря, в отличие от  $T_a$  появляется полусуточная составляющая ( $q_1 = 0.519$ ;  $q_{11} = 0.461$ ;  $A_1/A_{11} = 1.06$  и  $q_1 = 0.779$ ;  $q_{11} = 0.201$ ;  $A_1/A_{11} = 1.97$ , соответственно<sup>23</sup>) (см. табл. 38, рис. 38 и табл. 39, рис. 39).

Итак, для среднемноголетнего регулярного суточного хода скорости ветра на ст. Аркона Бэсин главные максимум приходится на 09 ч, минимум — на 15 ч, вторичные — на 19 и 01 ч, соответственно, размах суточного хода составляет 0,2 м/с.

При этом, как следует из рис. 46 и табл. 50, преобладание полусуточной волны в СХ скорости ветра сохраняется большую часть года  $(q_{II} = 0,303 \div 0,915; A_I/A_{II} = 0,21 \div 1,37)$ . Исключение составляют период с мая по август с неправильной суточной изменчивостью (квота суточной гармоники —  $q_1 = 0,773 \div 0,866; q_{11} = 0,035 \div 0,118; A_1/A_{11} = 2,69 \div 4,82).$ Наступление первого максимума W в суточном ходе приходится на 04-09 ч, опускаясь от 09 ч в январе — феврале до 04-05 ч в июле и поднимаясь до 08-09 ч к сентябрю — декабрю; наступление второго максимума большую часть года — между 19 и 23 ч: Поднимаясь от 19-20 ч в январе — феврале к 23 ч в апреле и располагаясь между 17 и 20 ч в сентябре — декабре. Наступление первого минимума в январе — марте приходится на 03-04 ч, опускаясь до 01 ч в апреле и между 23 и 01 ч в сентябре — декабре; второго — между 13-16 ч в январе — апреле и сентябре — декабре. В мае — августе основной минимум опускается от 21 к 16 ч. При этом размах СХ в течение года меняется от 0,2 м/с (март, август) до 0,6 м/с январь, май.

Рассмотрим результаты гармонического анализа изменчивости скорости ветра *W* (м/с) на ст. Аркона Бэсин за каждые сутки всего периода наблюдений (табл. 51).

Итак, средние за 2002–2013 гг. параметры суточной гармоники W таковы: амплитуда  $A_1 = 1,86 \pm 1,17$  м/с; диапазон ее изменения составил 7,7 (от 0,04 до 7,71) м/с; распределение  $A_1$  — островершинное

<sup>&</sup>lt;sup>23</sup> По оценкам в (Абрамов и др., 1983) среднее за 07.1977–09.1978 в точке 29° с. ш.; 70° з. д. «ПОЛИМОДЕ» —  $A_1 = 0,36; A_{11} = 0,26; A_1/A_{11} = 1,37.$ 



5. Регулярный суточный ход гидрометеорологических элементов

Рис. 45. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада (a) и размаха суточного хода (b) температуры точки росы  $T_d$  (°С) в Юго-Восточной Балтике за 2006–2012 гг. (трехчасовые наблюдения), рассчитано по данным (www.rp5.ru)

14							A / A	4
Месяц			Гармо	оники			$A_{I}/A_{II}$	$A_{0}$
	I (cyr	гочная во	олна)	II (полу	суточная	н волна)		
	Ампли-	Фаза I	Квота I	Ампли-	Фаза II	Квота II		
	туда I			туда II				
Ι	0,18	-162,2	0,567	0,14	-164,5	0,368	1,24	9,7
II	0,10	31,2	0,481	0,09	-159,2	0,348	1,18	8,7
III	0,03	4,5	0,080	0,07	-164,5	0,526	0,39	8,1
IV	0,12	46,7	0,482	0,11	-147,0	0,359	1,16	6,6
V	0,19	-9,1	0,773	0,06	-6,9	0,084	3,03	6,2
VI	0,20	-18,6	0,866	0,05	53,4	0,050	4,15	6,9
VII	0,14	-0,8	0,802	0,03	-52,9	0,035	4,82	6,5
VIII	0,10	4,4	0,856	0,04	-140,8	0,118	2,69	7,3
IX	0,10	-48,0	0,530	0,09	-167,9	0,407	1,14	8,2
Х	0,04	4,1	0,042	0,18	-133,2	0,915	0,21	8,7
XI	0,16	-78,8	0,565	0,11	-99,4	0,303	1,37	9,5
XII	0,05	-98,2	0,144	0,11	-145,4	0,592	0,49	9,3
I-XII	0,07	-19,8	0,519	0,06	-141,7	0,461	1,06	8,0

Гармонические постоянные внутригодовой изменчивости осредненного за 2002–2013 гг. регулярного суточного хода скорости ветра W (м/с) на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

(коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 2,00$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 1,21$ ). Фаза  $\theta_1 = -2,7 \pm 105,5^\circ$ ; диапазон изменения — 359,8° (от –180 до 179,8); распределение — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = -1,08$ ), близкое к нормальному (незначительное отклонение медианы 0,9 от математического ожидания  $-2,7 - \gamma_1 = 0,02$ ). Квота  $q_1 = 0,542 \pm 0,239$ ; диапазон изменения — 0,970 (от 0,001 6 до 0,971); распределение — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = -0,77$ ) и имеет левую асимметрию ( $\gamma_1 = -0,42$ ). При этом, среднемноголетняя суточная скорость ветра  $A_0 = 8,02 \pm 3,20$  м/с; диапазон ее изменения составил 19,25 (от 1,37 до 20,62) м/с; распределение  $A_0$  — близкое к нейтральному (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = -0,02$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 0,55$ ). Параметры полусуточной гармоники W: амплитуда  $A_{11} = 0,93 \pm 0,57$  м/с; фаза  $\theta_{11} = -14,8 \pm 107,5^\circ$ ; квота  $q_{11} = 0,181 \pm 0,150$ ; диапазон изменения — 0,818 (от 0,000 04 до 0,819); распределение — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 1,18$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 1,20$ ).



123

Статистики гармонических постоянных суточной изменчивости скорости ветра W (<sub>M</sub>/c) на ст. Аркона Бэсин за 2002-2013 гг. (ежечасные наблюдения),

рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

Статистики			Гармо	НИКИ			$A_1/A_{11}$	$A_{_0}$
	I (c)	уточная вол	чна)	II (пол	усуточная	волна)		
	Ампли- туда I	Фаза I	KBOTA I	Ампли- туда II	Фаза II	Квота II		
Среднее арифметическое	1,86	-2,7	0,542	0,93	-14,8	0,181	2,86	8,02
Мода	1,45	-171, 1	0,650	0,72	13,6	0,040	1,80	9,10
Медиана	1,62	0,9	0,580	0,82	-9,6	0,142	1,95	7,65
Дисперсия	1,36	11 126,43	0,057	0,33	11 549,93	0,022	21,28	10,26
Среднее квадратичное отклонение	1, 17	105,48	$0,\!239$	0.57	107,47	0,150	4,61	3,20
Коэффициент асимметрии	1,21	0,02	-0,42	1,23	0, 14	1,20	16,14	0,55
Коэффициент эксцесса	2,00	-1,08	-0,77	2,32	-1, 14	1,18	446.5	-0,02
Макс. значение	7,71	179,8	0,971	4,8	179,9	0,819	157, 5	20,62
Мин. значение	0,04	-180,0	0,0016	0,01	-179,9	0,000 04	0,05	1,37
Размах распределения	7,67	359,8	0,970	4,8	359,8	0,818	157,4	19,25

## 5. Регулярный суточный ход гидрометеорологических элементов

Отношение амплитуд волн суточной к полусуточной  $A_1/A_{11} = 2,86 \pm 4,61$ ; диапазон изменения — 157,4 (от 0,05 до 157,5); распределение — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 446,5$ ) с правой асимметрией ( $\gamma_1 = 16,14$ ).

Следует иметь в виду, что на метеостанции Аркона (1991–2005 гг.) регулярный СХ модуля скорости ветра определяется суточной гармоникой ( $q_1 = 0,882$ ), а составляющие на параллель  $W_U$  и меридиан  $W_V$  имеют заметную полусуточную волну ( $q_1 = 0,496$ ;  $q_{11} = 0,490$ ;  $A_1/A_{11} = 1,01$  и  $q_1 = 0,642$ ;  $q_{11} = 0,334$ ;  $A_1/A_{11} = 1,39$ , соответственно) (рис. 47, табл. 52).

Тем не менее, как на ст. Дарсс Силл, Аркона Бэсин, МЛСП Д-6, так и на метеостанции Аркона, наблюдается соответствие сезонной изменчивости удельного вклада и размаха СХ (теснота связи *r* между ними высокая: для морских ст. — r = 0,894; 0,877; 0,801; для прибрежной r = 0,952; 0,897; 0,650, соответственно для *W*,  $W_v$ ,  $W_v$ ). При этом, повышенные значения удельного вклада и размаха СХ *W* наступают в теплый период (с основными максимумами в апреле — мае (1,0 % и 1,1 м/с) — МЛСП Д-6; мае (0,3 % и 0,6 м/с) — Аркона Бэсин и июне (0,3 % и 0,6 м/с) — Дарсс Силл и (1,1 % и 1,1 м/с) — метеостанция Аркона и пониженные — в холодный — с основными минимумами в декабре



Рис. 47. Осредненные за 1991–2005 гг. аномалии суточного хода скорости ветра W,  $W_v$ ,  $W_v$  (м/с) на метеостанции Аркона (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008)

Элемент			Гармо	оники			$A_{_{\rm I}}/A_{_{ m II}}$	$A_0$
	I (cy	гочная во	олна)	II (полу	суточная	н волна)		
	Ампли-	Фаза I	Квота I	Ампли-	Фаза II	Квота II		
	туда I			туда II				
W	0,23	-131,0	0,882	0,08	76,5	0,110	2,84	7,59
$W_{U}$	0,23	-46,1	0,496	0,22	66,3	0,490	1,01	2,10
$W_{v}$	0,16	64,7	0,642	0,12	172,4	0,334	1,39	0,92

Среднемноголетние гармонические постоянные регулярного суточного хода скорости ветра  $W, W_v, W_v$  (м/с) на метеостанции Аркона (1991–2005 гг.), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008)

(0,1 % и 0,4 м/с) — метеостанция Аркона; декабре — феврале (0,1 % и 0,6 м/с) — МЛСП Д-6; марте (0,03 % и 0,2 м/с) — Аркона Бэсин и апреле (0,04 % и 0,2 м/с) — Дарсс Силл. Однако, в годовом ходе удельного вклада и размаха СХ W на этих станциях отмечается еще по одному или два максимума: в феврале (0,2 % и 0,7 м/с) — метеостанция Аркона; в феврале и сентябре (0,3 и 0,6 м/с) — Дарсс Силл; в январе и ноябре (0,2 % и 0,5–0,6 м/с) — Аркона Бэсин; июле и сентябре (0,6–0,7 % и 0,8–1,2 м/с) — МЛСП Д-6 (рис. 48, 49). Соотношение между величинами максимума и минимума в сезонной изменчивости СХ скорости ветра на морских станциях для удельного вклада составляет 6,7; 8,7 и 10,2 крат, а для размаха — 3,2; 2,9 и 2,1 крат, соответственно ст. Дарсс Силл, Аркона Бэсин и МЛСП Д-6, а на метеостанции Аркона — 19,4 крат (удельный вклад) и 3,1 крат (размах).

Подобие внутригодовой изменчивости удельного вклада СХ и размаха W характерно и для Юго-Восточной Балтики (Висбю, МЛСП Д-6, Леба, Лиепая, Клайпеда, Калининград): с повышенными значениями параметров СХ в теплый период (апрель — сентябрь), пониженными в холодный (ноябрь — март). При этом, теснота связи между удельным вкладом и размахом СХ в годовом ходе W высока —  $r = 0,835 \div 0,971$ , при среднем по региону — r = 0,962 (рис. 50, см. табл. 47, 48).

Атмосферное давление. СХ атмосферного давления  $P_0$ , в отличие от  $T_a$ ,  $T_d$  или W, на западе, юге и юго-востоке моря характеризуется преобладанием полусуточной гармоники ( $q_{\rm II} = 0,447 \div 0,661$ ) (см. табл. 37–39, рис. 37–39).

Известно, что для всех метеорологических элементов, за исключением атмосферного давления, первооснова суточного хода суточная ритмика вращения Земли, а значит и радиационного баланса (Хромов, Мамонтова, 1974). Суточный ход атмосферного давления связан





с атмосферными приливами солнечного и лунного происхождения, с суточным ходом температуры воздуха и увеличены резонансом атмосферы (примерно в 70 раз) (Абрамов, 1972, 1978; Хргиан, 1969; Хромов, Мамонтова, 1974; Чепмен, Линдзен, 1972).

Итак, среднемноголетний (за 2002–2013 гг.) регулярный суточной ход атмосферного давления на ст. Аркона Бэсин характеризуется полусуточной волной ( $A_1 = 0,16$  гПа;  $q_1 = 0,326$ ;  $A_{11} = 0,23$  гПа;  $q_{11} = 0,661$ ;  $A_1/A_{11} = 0,70$ )<sup>24</sup>, с наступлением максимумов в 10 и 21 ч и минимумов — в 04 и 16 ч и размахом суточной изменчивости — 0,7 гПа. Однако, рис. 51 и табл. 53, позволяют оценить характер внутригодовой изменчивости СХ  $P_0$  на этой станции. Как видим большую часть года регулярный суточный ход давления отличается подобием — полусуточная волна с наступлением максимумов между 09 и 11 ч и между 20 и 22 ч

Таблица 53

Гармонические постоянные внутригодовой изменчивости осред-
ненного за 2002–2013 гг. регулярного суточного хода атмосферно-
го давления P <sub>0</sub> (гПа) на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения),
paccчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

Месяц	Гармоники						$A_{_{\rm I}}/A_{_{\rm II}}$	$A_0$
	I (суточная волна) II (полусуточная волна)							
	Ампли-	Фаза I	Кво-	Ампли-	Фаза II	Квота		
	туда I		та I	туда II		II		
Ι	0,16	-118,89	0,342	0,17	155,77	0,417	0,91	1 014,5
II	0,19	-104,97	0,384	0,23	162,05	0,547	0,84	1 015,9
III	0,17	-164,77	0,227	0,31	163,11	0,755	0,55	1 014,3
IV	0,30	-65,81	0,532	0,27	155,90	0,433	1,11	1 017,2
V	0,22	-84,45	0,409	0,25	155,61	0,541	0,87	1 015,2
VI	0,34	-74,96	0,670	0,23	140,64	0,299	1,50	1 014,7
VII	0,23	-80,36	0,502	0,22	145,95	0,470	1,03	1 014,6
VIII	0,22	-90,39	0,461	0,23	148,84	0,514	0,95	1 014,1
IX	0,24	-116,96	0,398	0,29	164,07	0,587	0,82	1 017,3
X	0,14	-110,04	0,224	0,23	167,14	0,631	0,60	1 015,3
XI	0,18	165,14	0,344	0,22	173,58	0,547	0,79	1 011,9
XII	0,17	169,35	0,388	0,19	173,90	0,477	0,90	1 015,1
I–XII	0,16	-105,03	0,326	0,23	158,89	0,661	0,70	1 015,0

<sup>24</sup> По оценкам в (Абрамов и др., 1983) среднее за 07.1977–09.1978 в точке 29° с. ш.; 70° з. д. «ПОЛИМОДЕ» — *A*<sub>1</sub> = 0,27; *A*<sub>11</sub> = 0,74; *A*<sub>1</sub>/*A*<sub>11</sub> = 0,36.



Рис. 49. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада и размаха суточного хода скорости ветра *W* (м/с) в Арконе (ежечасные наблюдения): модуля (*a*), составляющих на параллель (*б*) и меридиан (*в*), рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008)

и первого минимума в суточном ходе — между 03 и 05 ч. Наступление же второго минимума  $P_0$  в суточном ходе приходится на 15 ч в феврале, поднимаясь до 18 ч к июле и опускаясь до 13 ч к декабрю. Исключение составляют январь, СХ давления в котором — неправильный полусуточный и март, СХ давления в котором — полусуточный, но послеполуденный максимум давления превышает утренний ( $q_{\rm II} = 0,755$ ). При этом, наименьшим размахом СХ отличается декабрь — 0,6 гПа, наибольшим — апрель, июнь и сентябрь — 0,9 гПа.

Рассмотрим результаты гармонического анализа изменчивости атмосферного давления *P*<sub>0</sub> (гПА) на ст. Аркона Бэсин за каждые сутки всего периода наблюдений (табл. 54).

Средние за 2002–2013 гг. параметры суточной гармоники Р<sub>0</sub> таковы: амплитуда A<sub>1</sub> = 2,3 ± 1,9 гПа; диапазон ее изменения составил 20,3 (от 0,02 до 20,36) гПа; распределение А, — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 9,80$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 2,29$ ). Фаза  $\Theta_1 = -31,2 \pm 105,5^\circ$ ; диапазон изменения — 359,9° (от -180 до 179,9); распределение — плосковершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_9 = -0.84$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 0,32$ ). Квота  $q_1 = 0,640 \pm 0,177$  диапазон изменения — 0,975 (от 0,001 7 до 0,977); распределение — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_9 = 1,46$ ) и имеет левую асимметрию  $(\gamma_1 = -1,06)$ . При этом, среднемноголетнее суточное атмосферное давление  $A_0 = 1.015,0 \pm 9,9$  гПа; диапазон его изменения составил 73,3 (от 974,7 до 1 048,0) гПа; распределение А<sub>0</sub> — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_9 = 0,40$ ) и имеет левую асимметрию ( $\gamma_1 = -0,24$ ). Параметры полусуточной гармоники  $P_0$ : амплитуда  $A_{11} = 1,0 \pm 0,8$  гПа; фаза  $\Theta_{_{\rm II}} = -13,7 \pm 124,4^{\circ};$  квота  $q_{_{\rm II}} = 0,146 \pm 0,107;$  диапазон изменения — 0,773 (от 0,000 6 до 0,773); распределение — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 4,17$ ) и имеет правую асимметрию ( $\gamma_1 = 1,64$ ).

Отношение амплитуд волн суточной к полусуточной  $A_1/A_{II} = 2,94 \pm 2,76$ ; диапазон изменения — 37,93 (от 0,123 до 38,055); распределение — островершинное (коэф. эксцесса,  $\gamma_2 = 45,54$ ) с правой асимметрией ( $\gamma_1 = 5,51$ ).

Следует иметь в виду, что данные по давлению на этой станции за 09.02.2003; 08.08.2003; 27.10.2003; 25.01.2004; 29.08.2005; 29.04.2006; 31.07.2006; 03.10.2006; 06.07.2007; 09.08.2007; 23.06.2009; 21.07.2009; 12.12.2009 были удалены из таблицы для расчета статистик гармоник суточного хода из-за слабой суточной изменчивости, когда размах суточного хода атмосферного давления был менее 1,0 гПа. Это приводило к тому, что величина амплитуды суточной или полусуточной волны составляла  $2 \times 10^{-12}$ , а отношение амплитуд  $A_1/A_{11}$  либо снижалось до  $6 \times 10^{-12}$ , либо превышало 57,3  $\times 10^9$  и даже 608  $\times 10^9$  при среднем значения за весь период —  $A_1/A_{11} = 982$  646 502,2.



5. Регулярный суточный ход гидрометеорологических элементов

Рис. 50. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада (*a*) и размаха суточного хода (*б*) скорости ветра *W* (м/с) в Юго-Восточной Балтике за 2006–2012 гг. (трехчасовые наблюдения), рассчитано по данным (www.rp5.ru)

Статистики гармонических постоянных суточной изменчивости атмосферного давления  $P_0$  (гПА) на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

4								
Статистики			Гармс	оники			$A_{ m I}/A_{ m II}$	$A_{_0}$
	I (c)	точная во/	чна)	II (пол	усуточная	волна)		
	Ампли- туда I	Фаза I	Квота I	Ампли- туда II	Фаза II	Квота II		
Среднее арифметическое	2,3	-31,2	0,640	1,0	-13,7	0,146	2,94	$1\ 015,0$
Мода	0,4	-45,0	0,458	0,2	45,0	0,276	1,25	$1 \ 016,6$
Медиана	1,8	-17,8	0,665	0,7	16,7	0, 126	2,29	$1 \ 015,5$
Дисперсия	3,52	11 131,40	0,031	0,66	$15\ 474, 33$	0,011	7,63	97,22
Среднее квадратичное отклонение	1,88	105,51	0,177	0,81	124,40	0,107	2,76	9,86

#### 5. Регулярный суточный ход гидрометеорологических элементов

-0,24

5,51

1,64

-0,05

2,17

0,32 -1,06

 $2,29 \\ 9,80$ 

Коэффициент асимметрии

Коэффициент эксцесса

Макс. значение

Мин. значение

0,40

45,54

4,17

-1,40179,9 -180,0359,9

8,33

1,46

-0.84

179.9-180.0

20,4

1 048,0

38,06

0,774

974,7 73,3

0, 12

0,000 6

8,9 0,04

0,977 0,001 7

0,02

37,93

0,773

8,9

0,975

359,9

20,3

Размах распределения



133

Выше отмечалось, что для Западной, Южной и Юго-Восточной Балтики в течение года меняются не только среднесуточные значения метеоэлементов, но и характеристики СХ от месяца к месяцу. При этом, для  $T_a$ ,  $T_d$  и W наблюдается достаточно высокое соответствие сезонной изменчивости удельного вклада и размаха СХ на всех анализируемых станциях региона (теснота связи r между ними высокая — 0,726÷0,958). Кроме того, повышенные значения удельного вклада и размаха СХ для этих элементов наступают, как правило, в теплый период и пониженные — в холодный.

Анализ рис. 52 (по ежечасным наблюдениям) и рис. 53 (по трехчасовым), показал что отмеченные выше особенности изменчивости СХ  $T_a$ ,  $T_d$  и W характерны и для  $P_0$ . А именно:

Соответствие сезонной изменчивости удельного вклада и размаха СХ  $P_0$ . Теснота связи r между ними достаточно высокая — 0,516; 0,648 и 0,917 на ст. Дарсс Силл, Аркона Бэсин и МЛСП Д-6 соответственно (по ежечасным наблюдениям), и от r = 0,313 (на ст. Лиепая) до r = 0,887 (на ст. Калининград), при среднем по региону r = 0,661 (по трехчасовым данным) (табл. 48).

При этом, повышенные значения удельного вклада и размаха СХ наступают в теплый период (с основными максимумами в мае (0,19 %; 1,1 гПа) и сентябре (0,11 %; 0,8 гПа) — МАСП Д-6; апреле (0,13 %; 0,9 гПа), июне (0,16 %; 0,9 гПа) и июле — августе (0,14 %; 0,9 гПа) — Аркона Бэсин и в марте — апреле (0,16 %; 1,2 гПа) и в июне (0,16 %) или октябре (0,9 гПа) — Дарсс Силл. Пониженные — в холодный — с основными минимумами в ноябре и январе (0,01 %; 0,5 гПа) — МАСП Д-6 и в декабре (0,02 %; 0,6–0,7 гПа) — Аркона Бэсин и Дарсс Силл. Соотношение между величинами максимума и минимума в сезонной изменчивости СХ атмосферного давления для удельного вклада составляет 8,0; 7,6 и 16,8 крат, а для размаха — 1,6; 1,4 и 2,2 крат, соответственно ст. Дарсс Силл, Аркона Бэсин и МАСП Д-6 (см. рис. 52).

По трехчасовым наблюдениям для большинства станций Юго-Восточной Балтики максимумы во внутригодовой изменчивости удельного вклада СХ наступают в апреле и августе, минимум — в ноябре — декабре. В годовом ходе размаха СХ  $P_0$  максимумы для большинства станций наступают в марте — мае и сентябре — октябре, минимумы — в июле — августе и ноябре (см. рис. 53).

Заключая главу 5, отметим, что, несмотря на малую долю удельного вклада регулярного суточного хода гидрометеоэлементов (менее 0,01 % — температуры и солености, ≤0,18 % — уровня, ≤0,15 % — температуры воздуха и точки росы, ≤0,12 % — скорости ветра в открытом море и 0,19 % на прибрежных станциях и ≤0,05 % — атмосферного давления), его устойчивость подтверждается результатами гармонического



Рис. 52. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада и размаха суточного хода атмосферного давления *P*<sub>0</sub> (гПа) (ежечасные наблюдения):

а — Дарсс Силл; б — Аркона Бэсин; в — МЛСП Д-6; рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)



5. Регулярный суточный ход гидрометеорологических элементов

Рис. 53. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада (*a*) и размаха суточного хода (б) атмосферного давления *P*<sub>0</sub> (гПа) в Юго-Восточной Балтике за 2006–2012 гг. (трехчасовые наблюдения), рассчитано по данным (www.rp5.ru)

анализа. При этом только для температуры воздуха и поверхностных температуры воды и солености СХ характеризуется суточной гармоникой. Для элементов (температура точки росы, скорость ветра и температура и соленость в слое термо- и галоклина) в СХ заметно влияние полусуточной волны, а для уровеня моря и атмосферного давления полусуточная гармоника становится преобладающей. Для всех элементов отмечается внутригодовая изменчивость удельного вклада<sup>25</sup> и размаха регулярного суточного хода, при этом между ними отмечается высокая теснота связи (в основном  $r \ge 0.80$ , не редко превышая  $r \ge 0.94$ ). Минимум в годовой изменчивости суточного вклада и размаха приходится на холодное время года, максимум — на теплое, а соотношение между величинами максимума и минимума в сезонной изменчивости СХ для разных гидрометеоэлементов не остается постоянным. Для большинства элементов для удельного вклада составляет 5–15 крат, для T<sub>w</sub> — 12–28 крат, а для T<sub>a</sub> — 113–330 крат; для размаха — 1,5–4,0 крат (для большинства), — 6–10 крат (T<sub>a</sub>) и — 4–13 крат (T<sub>w</sub>).

<sup>&</sup>lt;sup>25</sup> По всей вероятности, впервые оценка внутригодовой изменчивости вклада суточной составляющей в общие изменения метеорологических элементов (с минимумом зимой и максимумом летом) на интервале 07.1977–09.1978 для точки с координатами 29° с. ш.; 70° з. д. «ПОЛИМОДЕ» выполнена в работе (Абрамов и др., 1983).

# СИНОПТИЧЕСКАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

В отличие от суточной компоненты, синоптическое взаимодействие это далеко не элементарный процесс, «оно весьма регионально и связано с конкретными типами изменчивости, характерными для различных широтных зон и районов Мирового океана» (Гулев и др., 1994). Поэтому в зависимости от характера метеопараметра и региона масштаб изменчивости будет различным. Однако общеизвестно существование энергетического максимума в диапазоне периодов  $10^4-10^6$  с (от 3 ч до 12 суток). В работе Бышева (Бышев, 2003) для умеренных широт Северной Атлантики выделены следующие масштабы изменчивости: 1,5; 1,8; 2–3; 5–6; 6–8; 8–10; 10–11; 14 и 17–19 суток. В статье (Абрамов, Гущин, 1977) отмечаются максимумы, соответствующие периодам 4,2; 12 и 24 суток. Максимумы спектра 15, 3 и 1 сутки выделены в публикации (Изменчивость физических полей ..., 1983).

В работе (Гулев и др., 1994) предлагается модель временного ряда, в которой короткопериодная изменчивость представлена двумя диапазонами синоптической изменчивости: «быстрые» синоптические процессы, связанные, в основном, с быстрой сменой барических образований и их отдельных фаз (от 3 ч до 3 суток) и «медленные», связанные преимущественно с океаном и групповыми свойствами атмосферных образований (от 3 до 60 суток). Таким образом, суточная периодичность в модели С.К. Гулева относится к синоптической составляющей, а в нашей модели (выражения 2.2а и 2.4а) T = 1 сутки граница между мезомасштабной и синоптической компонентами (см. гл. 2), т. е. в нашем случае диапазон синоптической изменчивости — от 1 до 60 суток. Следует отметить, что кроме данных гидрометеонаблюдений с дискретностью от 1 до 6 ч, анализируемых в гл. 3, в нашем распоряжении имеются данные наблюдений с суточной дискретностью:  $T_w$ , S, U и V (гор. 7 и 19) на ст. Дарсс Силл; h в Заснице, Варнемюнде и Ландсорте;  $T_a$ ,  $P_0$  и Pr на метеостанции Варнемюнде (State and Evolution ..., 2008).

В этом случае расчеты вместо выражений (2.2а) и (2.4а) выполнялись по новой модели:

$$X(t) = e(t) + \varepsilon(t) + S(t) + F(t)$$
(6.1)

или

$$X(t) = CH + B\Gamma H + Ce_3X + M\Gamma H;$$
(6.1a)

в которой короткопериодная изменчивость <u>х</u>(*t*) определяется только синоптической составляющей:

$$\underline{x}(t) = X(t) - x^*(t) \tag{6.2}$$

ИЛИ

$$K\Pi = CH. \tag{6.2a}$$

Результаты счета СИ, в том числе по (6.2), будут рассмотрены ниже.

**Температура воды.** Выше (гл. 3) было показано, что относительный вклад дисперсии КП в дисперсию ИР для  $T_w$  невелик — 5–9 % (ст. Дарсс Силл) и 1–16 % (ст. Аркона Бэсин), при этом, удельный вклад СХ в ИР минимален —  $\leq 0,01$  % (см. табл. 1, 2). Исходя из этого, можно предположить, что для  $T_w$  использование данных с суточной дискретностью не приведет к большой погрешности в расчетах вклада СИ (табл. 55, 56). Тем не менее, для подтверждения этого обратимся к

Таблица 55

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости гидрологических элементов на ст. Гесер за 1897–1975 гг. (суточная дискретность), рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008)

Элемент		Дисперсия ( <b>0</b> <sup>2</sup> )					
	общая	короткопериодная	дол	лгопериоді	ная		
	ИР	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ		
TO	30,46	0,88	28,61	0,61	0,35		
<i>I</i> <sub>w</sub> -0	100	2,89	93,95	1,99	1,16		
5.0	11,51	7,90	1,26	1,97	0,38		
3-0	100	68,65	10,96	17,10	3,28		

1		× ×		. ,		
Элемент		Дисперсия ( <b>0</b> <sup>2</sup> )				
	общая	короткопериодная	до.	лгопериод	ная	
	ИР	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ	
<i>T</i> <sub>w</sub> -7	29,12	1,60	26,48	0,65	0,39	
(1992–2006)	100	5,48	90,93	2,24	1,35	
T <sub>w</sub> -19	20,73	1,53	18,09	0,81	0,29	
(1993–2006)	100	7,40	87,29	3,92	1,40	
S-7	2,85	1,69	0,39	0,71	0,07	
(1992–2006)	100	59,21	13,66	24,78	2,35	
S-19	10,76	5,38	0,60	3,76	1,01	
(1992–2006)	100	50,04	5,56	34,97	9,43	
<i>U</i> -7	260,80	232,41	3,58	23,06	1,75	
(1995–2006)	100	89,11	1,37	8,84	0,67	
<i>V</i> -7	63,92	57,18	1,85	3,65	1,24	
(1995–2006)	100	89,46	2,90	5,71	1,94	
<b>U</b> -19	131,17	108,85	4,08	15,54	2,70	
(1992–2006)	100	82,98	3,11	11,85	2,06	
V-19	67,71	57,10	2,33	6,43	1,85	
(1992-2006)	100	84,33	3,43	9,50	2,74	

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости гидрологических элементов на ст. Дарсс Силл за 1992–2006 гг. (суточная дискретность), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008)

табл. 57, в которой представлены расчеты структуры временных рядов  $T_w$  и *S* по двум вариантам: с часовой и суточной дискретностью. Как видно из этой таблицы различия в относительной доле СИ между расчетами по ежечасным и ежесуточным наблюдениям не превышают  $\leq 0,04\%$  (5,70 и 5,74% на гор. 7 м и 4,93 и 4,95% на гор. 19 м). Таким образом, для  $T_w$  правомерно использовать и данные с суточной дискретностью. Итак, вклад СИ для  $T_w$  в поверхностном слое на западе (ст. Дарсс Силл), на интервале 1992–2012 гг., составляет 5–6%, а на юге (ст. Аркона Бэсин), на интервале 2002–2013 гг. — ~1%. С глубиной вклад СИ, сначала, возрастает до 8–13%, в слое термоклина, а, затем, ко дну убывает до 3–7% (табл. 1, 2, 56).

В гл. 5 было показано, что, в том числе, и для *T*<sub>w</sub> характерна внутригодовая изменчивость СХ. Логично предположить, что внутригодовая

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка)
составляющих временной изменчивости температуры воды $T_{_W}$ (°С) и
солености S (PSU) на ст. Дарсс Силл за 2002–2012 гг. (часовая и суточ-
ная дискретность), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

Элемент	нт Дисперсия (σ <sup>2</sup> )						
	общая	корс	откоперио	дная	долгопериодная		
	ИР	CX	ВСИ	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ
T 7	29,62	0,00	0,22	1,69	26,94	0,47	0,30
1 w <sup>-</sup> /	100	0,003	0,75	5,70	90,97	1,58	1,01
<i>T</i> <sub>w</sub> -7*	29,39	-	-	1,69	26,94	0,47	0,30
	100			5,74	91,66	1,59	1,01
<i>T</i> <sub>w</sub> -19	22,59	0,00	0,09	1,11	20,12	0,70	0,57
	100	0,000	0,41	4,93	89,06	3,09	2,51
<i>T</i> <sub>w</sub> -19*	22,49	_	-	1,11	20,12	0,70	0,57
	100	-	_	4,95	89,43	3,10	2,52
S-7	2,84	0,00	0,19	1,63	0,29	0,61	0,11
	100	0,002	6,84	57,51	10,19	21,62	3,85
S-7*	2,65	_	-	1,63	0,29	0,61	0,11
	100	_	_	61,73	10,94	23,20	4,13
6.10	11,46	0,00	0,55	5,01	1,06	3,10	1,73
3-19	100	0,003	4,83	43,71	9,23	27,09	15,13
C 10*	10,91	_	_	5,01	1,06	3,10	1,73
5-19*	100	_	_	45,94	9,70	28,47	15,90

*Примечание:* \* — наблюдения с суточной дискретностью.

изменчивость присуща и СИ, тем более, что для Северной Атлантики это отмечалось в работах (Абрамов и др., 1983; Бышев, 2003; Гулев и др., 1994). Дисперсионным анализом присутствие внутригодовой изменчивости СИ температуры воды по вертикали на ст. Дарсс Силл и Аркона Бэсин подтверждено (рис. 54 и 55).

Их анализ позволяет отметить следующее:

Во-первых, соответствие сезонной изменчивости удельного вклада СИ  $T_w$  не только между поверхностным и придонным слоями на станциях (теснота связи r между ними достаточно высокая — 0,768 и 0,694, соответственно на ст. Дарсс Силл и Аркона Бэсин), но и между станциями (теснота связи r = 0,822 и 0,870, соответственно между горизонтами 7 и 2 м и 19 и 25 м).

Во-вторых, на поверхности минимумы удельного вклада наступают в феврале — основной (7,3-10,6 %) и июле — августе — вторичный (38,8-43,6 %), а максимумы — в мае — июне и ноябре, при этом на ст. Дарсс Силл основной в июне (77,5%), вторичный в ноябре (64,9%), а на ст. Аркона Бэсин, наоборот, вторичный в мае (65,8 %) и основной в ноябре (79,8%). В слое термоклина: минимумы — в марте, июле и октябре (7,8; 47,7 и 46,5 %), максимумы — в мае, августе и ноябре (54,3; 68,9 и 58,0 %). В придонном слое: минимумы — в марте и сентябре (12,5 и 38,0 %) на ст. Дарсс Силл и в марте и июле (9,4 и 4,1 %) на ст. Аркона Бэсин; максимумы — в июне — августе (76,8–77,0 %) и в ноябре (62,2 %) на ст. Дарсс Силл и в мае и ноябре (44,6 и 68,2 %) на ст. Аркона Бэсин. Таким образом, максимумы удельного вклада СИ температуры наблюдаются, в основном, в теплый период (май — октябрь), минимумы — в холодный (февраль — март). При этом соотношение между величинами максимума и минимума в сезонной изменчивости удельного вклада СИ температуры воды на ст. Дарсс Силл составляет 6-7 крат, а для ст. Аркона Бэсин — 9-16 крат.

Соленость. Поскольку в гл. 3 было показано, что в отличие от Т, для которой относительный вклад дисперсии КП в дисперсию ИР невелик — до 16 %, для S он возрастает до 28-69 %, при этом на долю СИ приходится от 25 до 63 % (см. табл. 1, 2). Можно ожидать увеличения погрешности в расчетах вклада СИ при использовании данных с суточной дискретностью. Для ее оценки вновь обратимся к табл. 56. Как видим, различия в относительной доле СИ между расчетами по ежечасным и ежесуточным наблюдениям составляют 2-4 % (57,5 и 61,7 % или 43,7 и 45,9 % на горизонтах 7 и 19 м, соответственно). Следовательно, относительная погрешность при увеличении дискретности до суток будет составлять 5-7 %. Следует это иметь в виду при использовании данных по S с суточной дискретностью (табл. 55, 56). Итак, вклад СИ для S в поверхностном слое на западе (ст. Дарсс Силл), на интервале 1992-2012 гг., составляет 59-62 %, а на юге (ст. Аркона Бэсин), на интервале 2002-2013 гг. — 25-27 %. С глубиной вклад СИ сначала возрастает до 53-63 % в слое галоклина, а затем ко дну убывает до 41-50 % (табл. 1, 2, 56).

Перейдем к внутригодовой изменчивости вклада СИ, представленной на рис. 56 и 57. Их анализ показал:

Во-первых, в отличие от  $T_w$ , соответствия сезонной изменчивости удельного вклада СИ *S* между поверхностным и придонным слоями на станциях и между станциями не наблюдается (теснота связи либо слабо положительная, либо слабо отрицательная). За исключением соответствия между горизонтами 7 и 40 м на ст. Аркона Бэсин или между горизонтами 25 м на ст. Аркона Бэсин и 19 м на ст. Дарсс Силл, для



Рис. 54. Осредненная за 2002–2013 гг. внутригодовая изменчивость синоптической составляющей температуры  $T_w$  (°С) на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)



Рис. 55. Осредненная за 1992–2006 гг. внутригодовая изменчивость синоптической составляющей температуры  $T_w$  (°С) на ст. Дарсс Силл (суточная дискретность), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008)
которых теснота связи увеличивается до r = 0,648 или 0,574. Кроме того, можно с уверенностью говорить о соответствии сезонной изменчивости удельного вклада СИ температуры и солености только для горизонта 7 м (ст. Дарсс Силл) и горизонта 40 м (ст. Аркона Бэсин), теснота связи для которых составляет r = 0,653 и 0,622 соответственно.

Во-вторых, в основном, внутригодовая изменчивость удельного вклада СИ поля солености характеризуется максимумами в апреле — мае и октябре — ноябре и минимумами в январе — феврале и июне — июле или августе — сентябре. При этом, на гор. 7 и 40 м ст. Аркона Бэсин основные минимум (1–5 %) и максимум (54–65 %) наступают в феврале и ноябре. На гор. 7 и 19 м (ст. Дарсс Силл) и гор. 25 м (ст. Аркона Бэсин) основной минимум (28–61 %) наступает в январе, основной максимум (73 %), наступающий в октябре, отмечается только для гор. 19 м (ст. Дарсс Силл), а для остальных горизонтов максимумы, наступающие в апреле (69–82 %) и октябре (70–77 %), практически равны.

Таким образом, максимумы удельного вклада СИ солености, так же как и температуры наблюдаются, в основном, в теплый период (апрель — октябрь), минимумы — в холодный (январь — февраль). При этом соотношение между величинами максимума и минимума в сезонной изменчивости удельного вклада СИ солености на ст. Дарсс Силл составляет 1,3–2,6 крат, а для ст. Аркона Бэсин — 2–139<sup>26</sup> крат.

**Течение.** В гл. 3 было показано, что для динамических параметров вклад дисперсии КП в дисперсию ИР составляет ~(80–90) %, при этом наибольшие вклады в дисперсию исходного ряда вносит синоптическая изменчивость. Из табл. 56 следует, что на долю СИ для составляющих течения на меридиан *U* и на параллель *V* на гор. 7 м (ст. Дарсс Силл) приходится 89 %, а на гор. 19 м — 83–84 %. С учетом того, что на долю ДП в дисперсию ИР для динамических параметров остается ~(10–20) %, можно оценить относительную погрешность вклада СИ при увеличении дискретности от часа до суток (так же как и для *S*) примерно в  $\leq$ (5–7) %.

Перейдем к внутригодовой изменчивости вклада СИ для составляющих скорости течения (рис. 58). Анализ для ст. Дарсс Силл выявил соответствие сезонной изменчивости удельного вклада СИ составляющих скорости течения на параллель и меридиан на горизонтах 7 и 19 м, теснота связи для которых составляет r = 0,522 и 0,676 соответственно.

<sup>&</sup>lt;sup>26</sup> По всей вероятности величина соотношения между максимумом и минимумом 139 крат, полученная для горизонта 40 м, завышена из-за пропуска в наблюдениях, приходящихся на июль; без учета горизонта 40 м соотношение между экстремумами внутригодового хода на ст. Аркона Бэсин снизится до 2–11 крат.





Рис. 56. Осредненная за 2002–2013 гг. внутригодовая изменчивость синоптической составляющей солености S (PSU) на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)



Рис. 57. Осредненная за 1992–2006 гг. внутригодовая изменчивость синоптической составляющей солености S (PSU) на ст. Дарсс Силл (суточная дискретность), рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008)

Соответствия сезонной изменчивости СИ составляющих скорости на меридиан или параллель между поверхностным и придонным слоями на станции не наблюдается (теснота связи слабо положительная).

Внутригодовая изменчивость удельного вклада СИ составляющих скорости течения в верхнем слое характеризуется максимумами в декабре — январе (96–97 %) и июле (94–97 %) и минимумами в апреле (79–87 %) и августе — сентябре (87–91 %) и размахом составляющей на параллель 9 % и на меридиан — 18 %. В придонном слое максимумы отмечаются в январе (93–95 %), марте (91–93 %), июне (92–96 %) и октябре (88–90 %), а минимумы — в феврале (86–87 %), апреле — мае (77–80 %), июле или сентябре (80–83 %) и ноябре — декабре (82–87 %), при годовом размахе для составляющей на параллель 19 % и на меридиан — 15 %. При этом соотношение между величинами максимума и минимума в сезонной изменчивости удельного вклада СИ составляющих скорости на ст. Дарсс Силл достигает 1,1–1,2 крат в верхнем слое и — 1,2 крат в придонном.

Уровень моря. В гл. 3 было показано, что относительный вклад дисперсии КП в дисперсию ИР для уровня моря h (см) в Западной Балтике составляет 81–90 %, при этом на долю СИ приходится 58–61 %, а в Каттегате (Хорнбек) —74 и 53 %, соответственно (табл. 3). С увеличением дискретности измерений до 1 суток доля СИ возрастает на 14 % (с 52,8 до 66,9 %) в Хорнбеке и на 17 % (с 57,9 до 75,3 %) в Гесере (табл. 58).

Таблица 58

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости уровня моря h (см) в некоторых пунктах Балтики (часовая и суточная дискретность), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008)

Элемент	Дисперсия ( <b>0</b> <sup>2</sup> )						
	общая	коро	ткоперио	дная	долгопериодная		
	ИР	CX	ВСИ	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ
Хорнбек	527,98	2,52	108,65	278,69	43,74	76,93	17,44
(1891–2005)	100	0,48	20,58	52,78	8,28	14,57	3,30
Хорнбек	416,80	-	-	278,69	43,74	76,93	17,44
(1891–2005)*	100	_	-	66,86	10,49	18,46	4,18
Гесер	544,14	0,41	125,35	315,03	16,28	63,93	23,14
(1892–2005)	100	0,08	23,04	57,89	2,99	11,75	4,25
Гесер	418,38	-	-	315,03	16,28	63,93	23,14
(1892–2005)*	100	_	-	75,30	3,89	15,28	5,53

*Примечание:* \* — наблюдения с суточной дискретностью.



6. Синоптическая составляющая гидрометеорологических элементов

Рис. 58. Осредненная за 1992–2006 гг. внутригодовая изменчивость синоптической компоненты скорости течения (см/с) на ст. Дарсс Силл (суточная дискретность): составляющая на параллель (*a*) и меридиан (*б*), рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008)

Следовательно, относительная погрешность СИ при увеличении дискретности до суток составляет 27–30 %.

Обратимся к структуре временных рядов h в Западной (Варнемюнде), Южной (Засниц) и Северной (Ландсорт) Балтике (табл. 59). Как видим структура рядов наблюдений за уровнем во второй половине прошлого столетия зависит от географического положения станции. По мере удаления от входа в Балтику доля СИ убывает сначала медленно от Гесера до Варнемюнде на 3 % и до Засница на 13 %, а затем быстро до Ландсорта на 50 %, доля ДП при этом, наоборот, возрастает от 25 % в Гесере до 75 % в Ландсорте, в основном за счет увеличения вклада ВГИ: от 15 % в Гесере до 24 % в Заснице и до 46 % в Ландсорте.

На рис. 59 и 60 представлен характер внутригодовой изменчивости удельного вклада СИ поля уровня *h*. Их анализ позволяет заключить следующее:

Во-первых, подтверждается правомочность использования данных наблюдений с суточной дискретностью для анализа структуры временных рядов за уровнем по модели (выражение 6.1; 6.2). Рис. 59 подтверждает подобие внутригодовой изменчивости СИ для уровня в Гесере, рассчитанной с часовой и суточной дискретностью. Теснота связи между этими кривыми велика (r = 0.953).

Во-вторых, характер внутригодовой изменчивости СИ меняется от района к району. Так, можно говорить о подобии внутригодовой изменчивости СИ уровня в Западной Балтике (теснота связи между изменчивостью СИ уровня в Гесере и Варнемюнде достаточно высокая r = 0,699). Между Западной и Южной Балтикой подобие слабеет

Таблица 59

Элемент	$\Delta$ исперсия ( $\sigma^2$ )				
	общая короткопериодная долгопериодная				
	ИР	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ
Варнемюнде	370,53	268,81	17,74	59,74	24,25
(1951-2006)	100	72,55	4,79	16,12	6,54
Засниц	350,77	217,66	27,33	84,27	21,52
(1945-2006)	100	62,05	7,79	24,02	6,13
Ландсорт	385,16	97,95	65,07	178,77	43,36
(1950-2005)	100	25,43	16,89	46,42	11,26

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости уровня моря h (см) в некоторых пунктах Балтики (суточные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008)



Рис. 59. Осредненная за 1892–2005 гг. внутригодовая изменчивость синоптической составляющей изменчивости уровня моря *h* (см) в Гесере (часовая и суточная дискретность), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008)



Рис. 60. Осредненная за 1945–2006 гг. внутригодовая изменчивость синоптической составляющей уровня моря *h* (см) в некоторых пунктах Балтики (суточные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008)

(теснота связи между внутригодовой изменчивостью в Гесере и Заснице r = 0,378; между изменчивотью в Варнемюнде и Заснице r = 0,491), а между Западной или Южной и Северной Балтикой подобие практически отсутствует (теснота связи между изменчивостью в Гесере и Ландсорте r = 0,214; а между изменчивостью в Варнемюнде и Ландсорте r = 0,109).

В-третьих, внутригодовая изменчивость удельного вклада СИ уровня в Гесере и Варнемюнде характеризуется минимумом в марте апреле (63–69 %) и максимумом в октябре — декабре (82–83 %) и годовым размахом 14 % в Гесере и 21 % в Варнемюнде. В Заснице и Ландсорте основные: минимум наступает в марте (53 и 24 %) и максимум — в мае (86 %) или июне (54 %), а вторичные: минимум — в июне (65 %) или в сентябре (32 %) и максимум — в июле (81 %) или январе (51 %), при этом годовой размах составляет 33 и 31 %, соответственно. Соотношение между величинами максимума и минимума в сезонной изменчивости удельного вклада СИ уровня меняется в пределах от 1,2 крат в Гесере до 2,3 крат в Ландсорте.

**Температура воздуха.** Выше (гл. 3) было показано, что относительный вклад дисперсии КП в дисперсию ИР для  $T_a$  невелик — 10 % (ст. Дарсс Силл), 8 % (ст. Аркона Бэсин) и 16 % (МЛСП Д-6), при этом, удельный вклад СИ в ИР 6–13 % (см. табл. 4–6). Исходя из этого, можно предположить, что для  $T_a$  использование данных с суточной дискретностью не приведет к большой погрешности в расчетах вклада СИ. Тем не менее, для подтверждения этого обратимся к табл. 60, 4, 6.

Из табл. 60 следует, что разница в относительной доле СИ между расчетами по ежечасным и ежесуточным наблюдениям за  $T_a$  не превышают 0,08 % (6,28 и 6,36 %). Следовательно, относительная погрешность СИ на этой станции при увеличении дискретности до суток будет составлять 1,3 % (на ст. Дарсс Силл — 1,7 %, на МЛСП Д-6 — 2,3 %, см. табл. 4 и 6). Таким образом, для  $T_a$  вполне правомерно использовать и данные с суточной дискретностью.

Итак, среднее за 1947–2006 гг. значение вклада СИ на метеостанции Варнемюнде ~16 % (табл. 61), среднее за 2002–2013 гг. в открытой части Западной и Южной Балтики — 6–9 % (см. табл. 4–5), а в прибрежной зоне Юго-Восточной Балтики — 10–15 % (см. табл. 6, 14).

На рис. 61–64 представлен характер внутригодовой изменчивости удельного вклада СИ поля  $T_a$ . Их анализ позволяет заключить следующее:

Во-первых, подтверждается правомочность использования данных наблюдений с суточной дискретностью для анализа структуры временных рядов за температурой воздуха по модели (выражение 6.1; 6.2). Рис. 61 подтверждает подобие внутригодовой изменчивости СИ для

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка)
составляющих временной изменчивости метеоэлементов на ст. Ар-
кона Бэсин за 2002–2013 гг. (часовая и суточная дискретность), рас-
считано по данным (www.io-warnemuende.de)

Элемент	Дисперсия ( $\sigma^2$ )							
	общая	корс	откоперио	дная	дол	гопериод	цная	
	ИР	CX	ВСИ	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ	
T (°C)	41,18	0,06	0,47	2,59	36,09	1,45	0,51	
$I_a(\mathbf{C})$	100	0,15	1,15	6,28	87,65	3,53	1,24	
T *	40,64	-	-	2,59	36,09	1,45	0,51	
	100	_	_	6,36	88,81	3,58	1,26	
W(x/z)	14,05	0,004	3,78	7,75	1,46	0,88	0,17	
<i>W</i> (M/C)	100	0,03	26,92	55,19	10,36	6,28	1,21	
147*	10,26	-	-	7,75	1,46	0,88	0,17	
VV *	100	-	_	75,55	14,18	8,60	1,67	
D (-II-)	103,53	0,04	6,29	78,23	2,21	14,46	2,30	
$P_0$ (FIIa)	100	0,04	6,08	75,56	2,14	13,96	2,22	
D *	97,20	_	_	78,23	2,21	14,46	2,30	
$P_0^{\pm}$	100	_	_	80,49	2,27	14,88	2,35	

*Примечание:* \* — наблюдения с суточной дискретностью.

Таблица 61

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости метеорологических элементов в Варнемюнде (суточные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008)

Элемент	Дисперсия (σ²)				
	общая	общая короткопериодная долгопериодная			ная
	ИР	СИ	СезХ	ВГИ	МГИ
<i>T<sub>a</sub></i> (°C)	47,41	7,48	36,91	2,31	0,71
(1947–2006)	100	15,77	77,86	4,87	1,49
<i>P</i> <sub>0</sub> (гПа)	99,41	80,37	0,53	16,81	1,70
(1947–2006)	100	80,84	0,53	16,91	1,71
<i>Pr</i> (мм)	1 420,33	1 334,37	11,50	67,14	7,32
(1951-2006)	100	93,95	0,81	4,73	0,52

 $T_a$  на ст. Аркона Бэсин, рассчитанной с часовой и суточной дискретностью. Теснота связи между этими кривыми велика (r = 0,991).

Во-вторых, характер внутригодовой изменчивости СИ меняется от района к району. Так, можно говорить о подобии внутригодовой изменчивости СИ  $T_a$  на ст. Аркона Бэсин, Варнемюнде и МАСП Д-6 (теснота связи между ними достаточно высокая  $r = 0,654 \div 0,872$ ) или на юго-востоке — на метеостанциях Висбю, Лиепая, Клайпеда, Калининград и Леба (теснота связи между ними также достаточно высока  $r = 0,654 \div 0,989$ ). В то же время между МЛСП Д-6 и станциями юго-востока подобие слабеет (теснота связи уменьшается до  $r = 0,213 \div 0,519$ ).

В-третьих, внутригодовая изменчивость удельного вклада СИ  $T_a$  на всех станциях характеризуется максимумом в ноябре (53–85 %) и минимумом в декабре — феврале (18–53 %). Вторичный максимумом на станциях Варнемюнде, Дарсс Силл, Аркона Бэсин, МЛСП Д-6 и Леба наступает в мае — июне (53–85 %), минимум — в июле — августе (15–68 %), а на станциях Висбю, Лиепая, Клайпеда, Калининград максимум — в феврале (60–70 %), минимум — в июле — сентябре (25–37 %). При этом годовой размах меняется от 26 % (Леба) до 68 % (Дарсс Силл), а соотношение между величинами максимума и минимума в сезонной изменчивости удельного вклада СИ температуры воздуха меняется в пределах от 1,6 крат в Варнемюнде до 5,4 крат на ст. Дарсс Силл.

**Температура точки росы.** Как следует из табл. 6, относительный вклад дисперсии КП в дисперсию ИР для  $T_d$  на (МЛСП Д-6) составляет 18 %, при этом, удельный вклад СИ в ИР — 15 %, а для метеостанций Юго-Восточной Балтики — от 15 до 20 % (см. табл. 14).

На рис. 65–66 представлен характер внутригодовой изменчивости удельного вклада СИ поля  $T_a$ . Их анализ позволяет заключить следующее:

Во-первых, характер внутригодовой изменчивости СИ меняется в пределах юго-восточного региона. Так, можно говорить о подобии внутригодовой изменчивости СИ  $T_d$  на метеостанциях Висбю, Лиепая, Клайпеда, Калининград (теснота связи между ними высока  $r = 0,831\div0,961$ ). Между Лебой и этими станциями теснота связи уменьшается до  $r = 0,354\div0,539$ , а между МЛСП Д-6 и всеми остальными — до  $r = 0,183\div0,315$ .

Во-вторых, внутригодовая изменчивость удельного вклада СИ  $T_d$  на всех станциях характеризуется максимумами: в январе — феврале (57–72 %), апреле — мае (66–89 %), августе, кроме Лебы, (66–93 %) и ноябре (72–91 %) и минимумами: в феврале — марте (29–70 %), июне — июле (54–70 %), сентябре — октябре, кроме Лебы, (56–68 %) и декабре (40–56 %). На метеостанциях Лиепая, Клайпеда, Калининград основной максимумом наступает в ноябре, минимум в декабре, в Висбю — в



Рис. 61. Осредненная за 2002–2013 гг. внутригодовая изменчивость синоптической составляющей температуры воздуха  $T_a$  (°C) на ст. Аркона Бэсин (часовая и суточная дискретность), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)



Рис. 62. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада синоптической составляющей температуры воздуха  $T_a$  (ежечасные наблюдения)

мае и декабре, в Лебе — в ноябре и марте и на МЛСП Д-6 — августе и феврале, соответственно.

При этом годовой размах меняется от 27 % (Леба) до 65 % (МЛСП Д-6), а соотношение между величинами максимума и минимума в сезонной изменчивости удельного вклада СИ температуры точки росы меняется в пределах от 1,5 крат в Лебе до 3,3 крат на МЛСП Д-6.

Ветер. Выше (гл. 3) было показано, что для поля ветра относительный вклад дисперсии КП в дисперсию ИР преобладает — 82 % (ст. Дарсс Силл и Аркона Бэсин) и 83 % (МЛСП Д-6), при этом, удельный вклад СИ в ИР 49–55 % (см. табл. 4–6), а для метеостанций Юго-Восточной Балтики — от 37 до 56 % (см. табл. 14). Следовательно, использование данных для W с суточной дискретностью может привести к большой погрешности в расчетах вклада СИ. Из табл. 60 видно, что различие в относительной доле СИ между расчетами по ежечасным и ежесуточным наблюдениям за W составляет 20,36 % (75,55 и 55,19 %). Следовательно, относительная погрешность СИ на этой станции при увеличении дискретности до суток будет составлять 36,9 %, а на МЛСП Д-6 — 51,7 %.

На рис. 67–68 представлен характер внутригодовой изменчивости удельного вклада СИ поля *W*. Их анализ позволяет заключить следующее:

Во-первых, характер внутригодовой изменчивости СИ меняется от района к району. Так, можно говорить об отсутствии подобия внутригодовой изменчивости СИ W на станциях Дарсс Силл, Аркона Бэсин и МЛСП Д-6 (теснота связи между Дарсс Силл и Аркона Бэсин отсутствует r = 0,015; между Дарсс Силл и МЛСП Д-6 — r = 0,349 и между Аркона Бэсин и МЛСП Д-6 — r = (-0,029)), а на юго-востоке — на метеостанциях Висбю, Лиепая, Клайпеда, Леба и МЛСП Д-6 теснота связи между ними достаточно высока ( $r = 0,560 \div 0,863$ ). В тоже время между Калининградом и станциями юго-востока подобие слабеет (теснота связи уменьшается до  $r = 0,153 \div 0,492$ ).

Во-вторых, внутригодовая изменчивость удельного вклада СИ W на станциях Висбю, Лиепая и Калининград характеризуется максимумом в ноябре — декабре (52–65 %) и минимумом в мае — августе (21–45 %). Для всех остальных станций можно говорить о двух максимумах: в январе — апреле (54–94 %) и сентябре — октябре (62–96 %) и двух минимумах: январе — феврале (51–80 %) и мае — июле (37–89 %).

Таким образом, для большинства станций синоптическая составляющая поля ветра максимальна в холодное время года (октябрь — март, минимальна в теплое (май — сентябрь). При этом годовой размах меняется от 16–18 % (Аркона Бэсин, МАСП Д-6, Леба, Висбю) до 26–28 % (Лиепая, Калининград), а соотношение между величинами максимума



Рис. 63. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада синоптической составляющей временной изменчивости метеоэлементов на ст. Варнемюнде за 1947–2006 гг. (суточные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008)



Рис. 64. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость синоптической составляющей температуры воздуха  $T_a$  (°С) в Юго-Восточной Балтике за 2006–2012 гг. (трехчасовые наблюдения), рассчитано по данным (www.rp5.ru)

и минимума в сезонной изменчивости удельного вклада СИ скорости ветра меняется в пределах от 1,2–1,4 крат на станциях Аркона Бэсин, МЛСП Д-6, Леба, Висбю и Клайпеда до 2,2 крат в Калининграде.

Атмосферное давление. Выше (гл. 3) было показано, что для поля давления, так же как для поля ветра, относительный вклад дисперсии КП в дисперсию ИР является преобладающим — 81 % (ст. Дарсс Силл), 82 % (Аркона Бэсин) и 71 % (МЛСП Д-6), при этом, удельный вклад СИ в ИР 65–76 % (см. табл. 4–6), а для метеостанций Юго-Восточной Балтики — от 58 до 76 % (см. табл. 14). Следовательно, использование данных для  $P_0$  с суточной дискретностью может привести к некоторой погрешности в расчетах вклада СИ. Из табл. 60 видно, что различие в относительной доле СИ между расчетами по ежечасным и ежесуточным наблюдениям за  $P_0$  составляет 4,93 % (80,49 и 75,56 %). Следовательно, относительная погрешность СИ на этой станции при увеличении дискретности до суток будет составлять 4,9 %, а на МЛСП Д-6 — 5,9 %.

На рис. 63, 69–71 представлен характер внутригодовой изменчивости удельного вклада СИ поля атмосферного давления. Их анализ позволяет заключить следующее:

Во-первых, подтверждается правомочность использования данных наблюдений с суточной дискретностью для анализа структуры временных рядов за атмосферным давлением воздуха по модели (выражение 6.1; 6.2). Рис. 69 подтверждает подобие внутригодовой изменчивости СИ для  $P_0$  на ст. Аркона Бэсин, рассчитанной с часовой и суточной дискретностью. Теснота связи между этими кривыми велика (r = 0,991). Для МЛСП Д-6 теснота связи между подобными кривыми даже несколько выше (r = 0,998).

Во-вторых, характер внутригодовой изменчивости СИ меняется от района к району. Так, можно говорить об отсутствии (также как и для W) подобия внутригодовой изменчивости СИ  $P_0$  на станциях Дарсс Силл, Аркона Бэсин и МЛСП Д-6 (теснота связи между Дарсс Силл и Аркона Бэсин слабая r = 0,254; между Дарсс Силл и МЛСП Д-6 r = 0,265 и между Аркона Бэсин и МЛСП Д-6 — r = 0,106), однако на юго-востоке — на метеостанциях Висбю, Лиепая, Клайпеда, Леба и Калининград теснота связи между ними, также как и для W, достаточно высока ( $r = 0,617\div0,881$ ). В тоже время между МЛСП Д-6 и станциями юго-востока подобие отсутствует (теснота связи уменьшается до  $r = (-0,132)\div0,093$ ), (за исключением Лебы, где теснота связи с МЛСП Д-6 заметно выше — r = 0,454).

В-третьих, внутригодовая изменчивость удельного вклада СИ P<sub>0</sub> на станциях Дарсс Силл, Аркона Бэсин, Висбю, Лиепая, Клайпеда и Калининград характеризуется максимумами: в феврале — марте (76–90 %),



Рис. 65. Осредненная за 2006–2013 гг. внутригодовая изменчивость удельного вклада синоптической составляющей температуры точки росы *T*<sub>d</sub> (°C) (ежечасные наблюдения) на МЛСП Д-6



Рис. 66. Осредненная за 2006–2012 гг. внутригодовая изменчивость синоптической составляющей температуры точки росы  $T_d$  (°С) в Юго-Восточной Балтике (трехчасовые наблюдения), рассчитано по данным (www.rp5.ru)

мае — июне (79–92 %), сентябре (82–96 %) и декабре — январе (79– 95 %) и минимумами: в январе — феврале (45–80 %), марте — апреле (59–74 %), июле — августе (60–89 %) и октябре — декабре (71–87 %). На станциях Леба и МЛСП Д-6 отмечается по три максимума: в мае июне (79–81 %), сентябре (84–97 %) и декабре (81–92 %) и три минимума: в январе — феврале (17–47 %), июне или августе (38 или 66 %) и ноябре (54–71 %). На метеостанции Варнемюнде наблюдаются максимумы в мае и сентябре (89 и 84 %) и минимумы в феврале и июле (78 и 81 %).

Таким образом, на всех станциях имеют место максимумы: в мае — июне и сентябре и минимумы в феврале — апреле и июне — августе. При этом, годовой размах меняется от 8–14 % (Варнемюнде, Дарсс Силл) до 46–50 % (МЛСП Д-6, Лиепая), а соотношение между величинами максимума и минимума в сезонной изменчивости удельного вклада СИ атмосферного давления меняется в пределах от 1,1–1,3 крат на станциях Варнемюнде, Дарсс Силл, Аркона Бэсин, Висбю и Клайпеда до 2,0–2,1 крат — МЛСП Д-6 и Лиепая.

**Осадки.** Выше отмечалось, что для анализа КП атмосферных осадков в нашем распоряжении имеются данные наблюдений за осадками только на одной метеостанции Варнемюнде и то с суточной дискретностью (см. табл. 61). Из нее следует, что на долю СИ *Pr* приходится 94 %, но с какой относительной ошибкой получена эта величина удельного вклада СИ, можно только предполагать.

При этом исходя из следующего:

Общеизвестно, что количественная оценка суточного хода осадков затруднена и требует длительных ежечасных или «срочных» наблюдений. При этом сведения о СХ осадков, на первый взгляд, достаточно противоречивы. Однако надо иметь в виду, что характер СХ *Pr* в данном регионе зависит от физико-геграфических условий. В первую очередь от характера подстилающей поверхности — суши или моря. С.П. Хромов (Хромов, 1968) выделяет два типа СХ континентальный и береговой. Над сушей интенсивность осадков наименьшая до полудня, наибольшая после полудня и вечером, в средних широтах максимум приходится на 14–16 ч, минимум — на 4–6 ч. Над морем в береговом типе максимум наступает ночью или утром, минимум — в послеполуденные часы.

Р.В. Абрамов (Абрамов, 1974), анализируя данные наблюдений на полигонах в районе внутритропической зоны конвергенции (тропический фронт) ВЗК в период экспедиции ТРОПЭКС-72 (июль, август), пришел к выводу о том, что осадки равновероятны в любое время суток.

По наблюдениям на Камагуэйском метеорологическом полигоне (Куба) в августе — октябре 1982 г. максимум частоты осадков в СХ приходится на 15–19 ч, выпадение осадков с 02 до 11 ч отмечается крайне



Рис. 67. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада синоптической составляющей скорости ветра *W* (м/с) (ежечасные наблюдения)



Рис. 68. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость синоптической составляющей скорости ветра *W* (м/с) в Юго-Восточной Балтике за 2006–2012 гг. (трехчасовые наблюдения), рассчитано по данным (www.rp5.ru)

редко и связано «с прохождением тропической волны в зоне полигона» (Радиолокационные исследования летних ..., 1987).

В работе Г. Риля (Риль, 1963) показано, что минимум осадков в CX приходится на послеполуденные часы.

Таким образом, можно ожидать, что в период антициклональной погоды над Балтикой, когда имеют место внутримассовые осадки, с максимумом, наступающим ночью или утром, будет расти удельный вклад СХ, а в период с быстрой сменой барических образований и их отдельных фаз, когда осадки равновероятны в любое время суток, будет расти удельный вклад ВСИ. Предполагая, что удельный вклад КП осадков определяется временной структурой атмосферного давления, можно оценить величину относительной ошибки удельного вклада СИ *Pr* при наблюдениях с суточной дискретностью в 5–6 %.

Из рис. 63 следует, что максимальные значения внутригодовой изменчивости удельного вклада СИ осадков на метеостанции Варнемюнде наступают в мае — июле (~96 %), минимальные — в феврале апреле (~93 %), при годовом размахе ~4 %.

Заключая гл. 6, отметим, что доля удельного вклада синоптической изменчивости зависит от характера метеопараметра. Так, доля СИ для тепло- и влагофизических параметров ( $T_{w}$ ,  $T_{a}$ ,  $T_{d}$ ) как правило, не превышает 15 %, а относительная погрешность СИ для этих элементов при увеличении дискретности до суток будет составлять несколько процентов. Поэтому, для расчета временной структуры полей температурно-влажностных характеристик правомерно использовать и данные с суточной дискретностью. Внутригодовая изменчивость удельного вклада СИ для Т,, в основном, характеризуется максимумом в теплое время года (май — ноябрь) и минимумом в холодное (декабрь — март), для T<sub>a</sub> и T<sub>d</sub> — максимумом в ноябре и минимумом в июле — сентябре. При этом, размах внутригодового хода СИ для Т<sub>и</sub> составляет от 61 до 73 %, а соотношение между величинами максимума и минимума в сезонной изменчивости удельного вклада СИ меняется от 6-7 до 9-16 крат. Для T<sub>a</sub> и T<sub>d</sub> размах — от 26-27 до 65-68 %, а соотношение между экстремумами — от 1,5-1,6 до 3,3-5,4 крат.

Для динамических параметров (U, V, h, W, P<sub>0</sub> и Pr) доля СИ превышает 50 %, а для атмосферного давления —  $\geq$ 60 % и даже —  $\geq$ 80 % для скорости течения. Относительная погрешность вклада СИ для этих элементов при увеличении дискретности до суток будет зависеть от самого параметра. Так, для скорости течения, давления и осадков она составляет 5–7 %, для уровня — 27–30 %, а для скорости ветра — 37–52 %.

Внутригодовая изменчивость удельного вклада СИ для течений и уровня, в основном, характеризуется максимумом в октябре — январе и минимумом в марте — апреле. При размахе внутригодового хода





Рис. 69. Осредненная за 2002–2013 гг. внутригодовая изменчивость синоптической составляющей атмосферного давления *P*<sub>0</sub> (гПа) на ст. Аркона Бэсин (часовая и суточная дискретность), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)



Рис. 70. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада синоптической составляющей атмосферного давления  $P_0$  (гПа) (ежечасные наблюдения)





Рис. 71. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость синоптической составляющей атмосферного давления *P*<sub>0</sub> (гПа) в Юго-Восточной Балтике за 2006–2012 гг. (трехчасовые наблюдения), рассчитано по данным (www.rp5.ru)

СИ 15–19 % для течений и 31–33 % для уровня и соотношении между величинами максимума и минимума в сезонной изменчивости 1,1–1,2 и 1,2–2,3. Для скорости ветра и давления внутригодовая изменчивость удельного вклада СИ: максимум (сентябрь — март), минимум (май август), с годовым размахом от 8–14 до 26–28 % (скорость ветра и большинство станций давления) и до 46–50 % (давление на МЛСП Д-6 и в Лиепае) и соотношением между величинами экстремумов сезонной изменчивости от 1,1–1,4 до 2,0–2,2 крат.

Удельный вклад СИ для *S* в поверхностном слое составляет от 25 до 62 %. С увеличением дискретности до суток доля СИ возрастет на 2–4 %, а относительная погрешность СИ составит 5–7 %. Поэтому, для расчета временной структуры поля солености, как и для температурно-влажностных характеристик, правомерно использовать и данные с суточной дискретностью. С глубиной вклад СИ сначала возрастает до 53–63 % в слое галоклина, а затем ко дну убывает до 41–50 %. Максимумы удельного вклада внутригодовой изменчивости СИ поля солености, так же как и температуры наблюдаются, в основном, в теплый период (апрель — октябрь), минимумы — в холодный (январь — фев-

раль). При этом соотношение между величинами максимума и минимума в сезонной изменчивости удельного вклада СИ солености в основном составляет от 1,3 до 11 крат.

Для осадков на метеостанции Варнемюнде максимальные значения внутригодовой изменчивости удельного вклада СИ наступают в мае — июле, минимальные — в феврале — апреле, при годовом размахе ~4 %.

## РЕГУЛЯРНЫЙ СЕЗОННЫЙ ХОД ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Отметим, что кроме данных гидрометеонаблюдений с дискретностью, достаточной для анализа короткопериодной изменчивости, в нашем распоряжении имеются данные наблюдений с месячным осреднением:  $T_w$  и S в одноградусных трапециях для всего моря; h в Кронштадте; Pr в Балтийске, Висбю, Осло и Стокгольме;  $R_s$  для суббассейнов и Балтики в целом; результирующий водообмен  $Q_s$  через Датские проливы; потоки  $Q_H$ ,  $Q_E$ , и Q в Балтийске. В этом случае расчеты выполнялись по выражению (2.3). Перейдем к анализу результатов счета СезХ гидрометеорологических элементов.

Температура воды. Выше (гл. 3, см. табл. 1, 2; гл. 6, см. табл. 55, 56) было показано, что относительный вклад дисперсии СезХ в дисперсию ИР для Т в поверхностном слое преобладает — 94 или 91 % (ст. Гесер или Дарсс Силл) и 96-98 % (ст. Аркона Бэсин). Расчеты показали, что использование этих данных с месячным осреднением (вычисление по выражению (2.3) не приведет к большой погрешности в оценках вклада СезХ. Как следует из табл. 1 и 2 различия в удельном вкладе СезХ между расчетами по ежечасным и ежемесячным данным наблюдениям не превышают ≤6,3 (91,0 и 97,2 %) на гор. 7 м ст. Дарсс Силл и ≤2,3 (96,4-97,6 и 98,1-98,6 %) на гор. 2, 5, 7 м ст. Аркона Бэсин. Следовательно, относительная погрешность, при замене ежечасных данных на ежемесячные, в верхнем слое для Т, на ст. Дарсс Силл составляет 6,9 %, а на ст. Аркона Бэсин — 0,6–2,3 %. Таким образом, для T<sub>w</sub> в поверхностном слое использование данных только с месячным осреднением не приведет к значительным ошибкам в оценках вклада СезХ. И так, вклад СезХ для Т, в поверхностном слое на западе (ст. Гесер или

Дарсс Силл), на интервалах 1897–1975 или 1992–2012 гг., составляет 94 или 91 %; на юге: ст. Аркона Бэсин, на интервале 2002–2013 гг. — 98 %, Борнхольмская впадина (кв. 11) на интервале 1950–2005 гг. — 92 %; на юго-востоке: Гданьская впадина (кв. 36) на интервале 1950–2005 гг. — 91 % и Балтийск — 97 % (табл. 1, 2, 55, 56, 62–65).

На рис. 72–74 представлен СезХ поверхностной  $T_w$  на ст. Аркона Бэсин, в Борнхольмской и Гданьской впадинах, а на рис. 75 — в морских районах Балтийского моря (см. рис. 5). Как видим, кривые СезХ поверхностной температуры на станции, в одноградусных трапециях и морских районах отличаются подобием (теснота связи между ними очень высокая  $r = 0,950 \div 0,998$ ) и правильным годовым ходом, при этом максимум в СезХ наступает в августе, а минимум в феврале — марте. На рис. 1–12 (Прилож. А) представлены климатические месячные карты  $T_w$  на поверхности Балтики. Эти карты, не смотря на различия в абсолютной величине и размахе колебаний, отличаются сходным характером распределения, рассмотренном в гл. 4 при анализе годовой карты — меридиональная изменчивость и простирание изотерм с ЮЗ на СВ в результате поверхностной циклонической циркуляции вод (см. рис. 13).

Так, в августе средневзвешенное значение поверхностной температуры моря —  $T_w = 16,36$  °C, меняясь от 17,0–18,4 °C на западе и юге моря



Рис. 72. Среднемноголетний сезонный ход СезХ температуры воды *T*<sub>w</sub> (°С) на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости температуры воды  $T_w$  (°C) и солености S (PSU) в Борнхольмской впадине (кв. 11\*) за 1950–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008)

Элемент,	Дисперсия				
горизонт	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ	
	29,93	27,53	1,58	0,82	
<i>I</i> <sub>w</sub> -0	100	91,98	5,28	2,74	
T 50	4,62	2,46	0,86	1,30	
I <sub>w</sub> -50	100	53,26	18,68	28,05	
T 00	2,31	0,29	0,62	1,40	
I <sub>w</sub> -90	100	12,64	26,82	60,54	
5.0	0,078	0,004	0,022	0,052	
3-0	100	5,53	28,03	66,44	
C 50	2,063	0,093	1,249	0,721	
3-50	100	4,49	60,55	34,96	
S 00	1,452	0,028	0,072	1,352	
3-90	100	1,92	4,97	93,11	

*Примечание:* \* кв. 11 — условная нумерация одноградусной трапеции (55–56° с. ш.; 15–16° в. д.).

до 13,5-14,5 °C — в Ботническом заливе, за исключением Рижского залива, где отмечается локальный максимум — 19,6 °С и юго-запада Ботнического залива, с локальным минимумом — 12,0 °С (см. рис. 8, Прилож. А). В феврале и марте средневзвешенные значение поверхностной температуры моря — 1,53 и 1,34 °С, меняясь от 1,9-2,9 °С на западе и юге моря до 0,0-0,1 °C в Ботническом и Финском заливах, с той лишь разницей, что в марте в Гданьской и Готландской впадинах температура около 2,0 °С, а в феврале — ~2,5 °С (см. рис. 2 и 3, Прилож. А). Подтверждением правильности годового хода Т, могут служить данные гармонического анализа, представленные в табл. 66-69 и на рис. 1-3 Прилож. Б. Как видим, СезХ поверхностной температуры воды определяется годовой гармоникой, квота которой  $q_1$  медленно убывает от 0,97-0,99 на западе и юге моря до 0,87-0,90 в Ботническом заливе и до 0,94–0,95 в Финском. Амплитуда A, убывает от 8,0–9,0 °С на восточном побережье моря и Рижском и Финском заливах до 6,2-7,0 °C в Ботническом заливе и до 6,7-7,5 °С вдоль западного побережья. Максимум годовой волны Т<sub>тах</sub> наступает сначала у побережий (конец июля — 206-212 суток от начала года), а затем и в центральной части моря (06-08 августа — 218-220 суток от начала года).



7. Регулярный сезонный ход гидрометеорологических элементов

Рис. 73. Среднемноголетний сезонный ход Сез<br/>Х температуры воды $T_{w}$  (°С) в Борнхольмской впадине (кв. 11) за 1950–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008)



Рис. 74. Среднемноголетний сезонный ход Сез<br/>Х температуры воды $T_{w}$ (°С) в Гданьской впадине (кв. 36) за<br/> 1950–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008)

1950–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution , 2008)				
Элемент,		Дисп	ерсия	
горизонт	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ
<b>T</b> 0	34,22	31,28	1,80	1,14
<i>I</i> <sub>w</sub> -0	100	91,41	5,25	3,33
T 90	1,32	0,16	0,65	0,51
<i>I</i> <sub>w</sub> -80	100	12,07	49,06	38,87
<b>T</b> 100	1,07	0,12	0,37	0,58
<i>I</i> <sub>w</sub> -100	100	11,53	34,30	54,17
S O	0,127	0,011	0,036	0,080
3-0	100	8,54	28,21	63,24
C 90	1,304	0,027	0,553	0,724
3-80	100	2,11	42,38	55,51
C 100	0,900	0,021	0,179	0,700
3-100	100	2,37	19,93	77,70

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости температуры воды  $T_w$  (°C) и солености S (PSU) в Гданьской впадине (кв. 36\*) за 1950–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008)

*Примечание:* \* кв. 36 — условная нумерация одноградусной трапеции (54–55° с. ш.; 19–20° в. д.).

В гл. 3 было показано, что на ст. Дарсс Силл и Аркона Бэсин, вклад основной составляющей — СезХ  $T_w$  — максимален в верхнем (поверхностном) слое, с глубиной он уменьшается до минимума в промежуточном слое, а затем возрастает ко дну, при этом вклад СИ с глубиной меняется в противофазе (достигает максимума в промежуточном слое). Вероятной причиной такого распределения может быть термохалинная структура вод ее регионов (см. табл. 1, 2).

Однако, из табл. 62 и 63, следует, что в Борнхольской впадине в слое главного термоклина (гор. 50 м) вклад СезХ — 53,3 %, в придонном слое (90 м) — 12,6 %, а в Гданьской впадине в слое главного термоклина (гор. 80 м) вклад СезХ — 12,1 %, в придонном слое (100 м) — 11,5 %. Следовательно, причина различий в вертикальном распределении компонент временной изменчивости, и СезХ в частности,  $T_w$  может быть связана не только с СВ, но и с глубиной места, от которой, в свою очередь, зависит мощность деятельного слоя.

В работе (Мониторинг термохалинного ..., 2010) показано, что мощность деятельного слоя возрастает с продвижением на восток: от 50 м на западе Борнхольмской впадины до 75 м в Гданьской, до 80 м в центре Готландской впадины и до 90 м (до дна) на западе Финского залива. Таким образом, к западу от о-ва Борнхольм деятельный слой



169

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя стро-
ка) составляющих долгопериодной изменчивости гидрометеоро-
логических элементов в Балтийске за 1960–1990 гг., рассчитано по
(Морской гидрометеорологический ежегодник, 1960–1990)
(Дубравин, Стонт, 2012а)

Элемент	Дисперсия				
	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ	
$T_{(2C)}$	43,73	42,48	0,82	0,42	
$I_w(C)$	100	97,16	1,87	0,97	
$\mathbf{C}(0, \cdot)$	0,57	0,08	0,35	0,13	
S (%00)	100	14,26	61,94	23,80	
T (°C)	53,82	49,54	3,29	0,99	
$I_a(\mathbf{C})$	100	92,05	6,11	1,84	
	17,02	15,91	0,89	0,21	
$e_a$ (IIIa)	100	93,50	5,26	1,24	
$D_{(n}\Pi_{n})$	17,60	1,18	14,72	1,71	
$\Gamma_0$ (IIIa)	100	6,70	83,60	9,70	
$W(x_{0})$	1,62	0,55	0,72	0,34	
VV (M/C)	100	34,22	44,71	21,07	
Dr (aga)	1 141,7	226,7	762,5	152,5	
FT (MM)	100	19,85	66,79	13,35	
En (soc)	897,3	618,6	219,4	59,3	
	100	68,94	24,46	6,60	
$O(\mathbf{P}_{\mathbf{T}}/\mathbf{x}^2)$	704,5	242,0	412,0	50,5	
$Q_H$ (D1/M <sup>+</sup> )	100	34,35	58,48	7,16	
$O(\mathbf{P}_{m}/\mathbf{x}^{2})$	5 184,9	604,4	4 243,8	336,8	
$Q_E (D^{1/M^2})$	100	11,66	81,85	6,49	
$O(\mathbf{P}_{\mathbf{T}}/\mathbf{r}^2)$	5 338,0	363,4	4 583,7	390,9	
Q (D1/M)	100	6,81	85,87	7,32	

проникает до дна (Чубаренко, Баудлер, 2011; Chubarenko, Demchenko, 2010), а восточнее его проникает до середины пикноклина. Именно поэтому на горизонтах 80 м и ниже в Борнхольмской и Гданьской впадинах вклад СезХ менее 13 %. Это мнение подтверждается результатами гармонического анализа (см. табл. 66–69). К западу от о-ва Борнхольм гармоники годовой волны мало меняются с глубиной: квота  $q_1 = 0.98-0.99$ , дата наступления максимума  $T_{max} = 01.08 \div 01.09$ , амплитуда  $A_1 = 5-8$  °C. К востоку от о-ва Борнхольм картина иная: несмотря на слабое уменьшение квоты до  $q_1 = 0.85-0.88$ , амплитуда уменьшилась более чем на порядок до  $A_1 = 0.5-0.7$  °C, а наступление максимума годовой гармоники с начала августа сместилось на конец ноября в Борнхольмской впадине и даже на середину февраля в Гданьской.

## Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости гидрометеорологических элементов в Балтийске за 1998–2006 гг., рассчитано по данным (Абрамов, Стонт, 2004; Стонт, 2005)

Элемент	Дисперсия				
	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ	
T (°C)	38,10	37,00	1,01	0,09	
$I_w(C)$	100	97,11	2,66	0,23	
$T(^{\circ}C)$	56,70	52,57	3,86	0,27	
$I_a(C)$	100	92,72	6,81	0,47	
$a (\pi \Pi a)$	19,74	18,58	1,10	0,06	
$e_a$ (FIIa)	100	94,16	5,56	0,28	
$D_{(n}\Pi_{n})$	18,39	1,38	15,18	1,84	
$P_0$ (ITTA)	100	7,49	82,53	9,98	
W(x/z)	1,48	0,41	0,79	0,28	
<i>W</i> (M/C)	100	27,95	53,43	18,63	
$\mathbf{O}_{\mathbf{A}}(\mathbf{B}_{\mathbf{T}}(\mathbf{x}^2))$	461,16	263,76	183,70	13,69	
$Q_H (D1/M^2)$	100	57,20	39,84	2,97	
$\mathbf{O}_{\mathbf{r}}(\mathbf{P}_{\mathbf{r}}/\mathbf{r}^2)$	382,96	200,28	170,66	12,02	
$Q_E (D1/M^2)$	100	52,30	44,56	3,14	
$O(\mathbf{D}_{\mathbf{T}}/\mathbf{r}^2)$	1 082,03	551,80	503,16	27,08	
Q (DT/M <sup>-</sup> )	100	51,00	46,50	2,50	

(Dubravin et al., 2012)

Таблица 66

Гармонические постоянные сезонного хода СезХ температуры воды  $T_w$  (°С) и солености S (PSU) на ст. Дарсс Силл за 2002–2012 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

Элемент		Гармоники				$A_{\rm I}/A_{\rm II}$	$A_0$	
	I (го	довая во	олна)	II (r	юлугодовая во	олна)		
	Амп. І	Дата I	Квота І	Амп. П	Дата II	Квота II		
<i>T</i> <sub>w</sub> -7	7,34	01.08	0,994	0,54	09.01 (09.07)	0,005	13,50	9,25
$T_{w}^{-17}$	6,38	11.08	0,997	0,13	01.03 (01.09)	0,000	48,31	8,62
<i>T</i> <sub>w</sub> -19	6,26	13.08	0,996	0,22	11.03 (11.09)	0,001	29,09	8,61
<i>S</i> -7	0,60	02.12	0,633	0,15	24.04 (24.10)	0,040	3,98	9,22
<i>S</i> -17	0,78	10.07	0,779	0,19	01.05 (01.11)	0,046	4,14	12,17
<i>S</i> -19	1,45	14.07	0,897	0,22	21.04 (21.10)	0,021	6,56	13,32

Гармонические постоянные сезонного хода СезХ температуры воды
Т <sub>w</sub> (°С) и солености S (PSU) на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг. (еже-
часные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

Элемент	Гармоники							$A_{0}$
	I (годовая волна)			II (полугодовая волна)				
	Амп. І	Дата I	Квота І	Амп. II	Дата II	Квота II		
T <sub>w</sub> -2	7,88	01.08	0,981	1,06	07.01 (07.07)	0,018	7,44	9,62
$T_{w}^{-25}$	4,91	19.08	0,980	0,58	01.05 (01.11)	0,014	8,52	7,36
$T_{w}$ -40	5,73	01.09	0,992	0,34	18.04 (18.10)	0,003	17,08	8,36
<i>S</i> -7	0,26	20.12	0,979	0,02	29.05 (29.11)	0,007	11,81	7,81
S-25	0,15	02.01	0,351	0,09	16.05 (16.11)	0,131	1,64	8,64
S-40	0,74	25.09	0,820	0,17	01.05 (01.11)	0,045	4,29	13,91

Таблица 68

Гармонические постоянные сезонного хода СезХ температуры воды  $T_w$  (°С) и солености S (PSU) в Борнхольмской впадине (кв. 11\*) за 1950–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008)

Элемент	Гармоники							$A_0$
	I (годовая волна)			II (полугодовая волна)				
	Амп. І	Дата I	Квота І	Амп. П	Дата II	Квота II		
$T_w-0$	7,25	09.08	0,966	1,32	13.01 (13.07)	0,032	5,50	8,56
$T_w$ -50	2,16	19.10	0,958	0,36	16.05 (16.11)	0,026	6,04	4,98
$T_w-90$	0,74	28.11	0,852	0,25	09.06 (09.12)	0,095	3,00	6,24
<i>S</i> -0	0,09	08.02	0,906	0,01	10.05 (10.12)	0,018	7,13	7,567
<i>S</i> -50	0,18	14.09	0,223	0,25	16.03 (16.09)	0,406	0,74	9,748
<i>S</i> -90	0,10	21.01	0,101	0,15	25.06 (25.12)	0,228	0,67	16,423

*Примечание:* \* кв. 11 — условная нумерация одноградусной трапеции (55–56° с. ш.; 15–16° в. д.).

**Соленость.** Поскольку в гл. 3 было показано, что в отличие от  $T_w$ , для которой относительный вклад дисперсии КП в дисперсию ИР невелик — до 16%, для *S* он возрастает до 28–69%, при этом на долю СИ приходится от 25 до 63% (см. табл. 1, 2). Поэтому можно ожидать увеличения погрешности в расчетах вклада СезХ солености при использовании данных с месячным осреднением. Как следует из табл. 1 и 2 различия в удельном вкладе СезХ *S* между расчетами по ежечасным и ежемесячным данным наблюдениям составляют 18,4 (10,2 и 28,6%)

Гармонические постоянные сезонного хода СезХ температуры водн
Т <sub>w</sub> (°С) и солености S (PSU) в Гданьской впадине (кв. 36*) за 1950-
2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution , 2008)

Элемент	Гармоники							$A_0$
	I (годовая волна)			II (полугодовая волна)				
	Амп. І	Дата I	Квота І	Амп. П	Дата II	Квота II		
$T_w$ -0	7,80	05.08	0,973	1,25	08.01 (08.07)	0,025	6,23	9,16
$T_w$ -80	0,53	29.12	0,892	0,12	16.03 (16.09)	0,046	4,43	4,79
$T_{w}$ -100	0,50	15.02	0,876	0,08	25.06 (25.12)	0,025	5,92	5,64
S-0	0,14	25.12	0,812	0,04	09.02 (09.08)	0,051	4,01	7,359
S-80	0,07	20.06	0,105	0,13	12.05 (12.11)	0,335	0,56	10,165
S-100	0,18	22.05	0,698	0,07	23.06 (23.12)	0,096	2,69	11,784

*Примечание:* \* кв. 36 — условная нумерация одноградусной трапеции (54–55° с. ш.; 19–20° в. д.).

на гор. 7 м ст. Дарсс Силл и 7,5–9,0 (17,4–23,3 и 24,9–32,4 %) на гор. 2, 5, 7 м ст. Аркона Бэсин. Следовательно, относительная погрешность, при замене ежечасных данных на ежемесячные, в верхнем слое для *S* на ст. Дарсс Силл составляет 180,5 %, а на ст. Аркона Бэсин — 39,2– 43,0 %<sup>27</sup>. Таким образом, для *S* в поверхностном слое использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе СезХ не в дисперсию ИР, а только в дисперсию ДП. Итак, вклад СезХ в дисперсию ДП для *S* в поверхностном слое на западе (ст. Дарсс Силл), на интервале 1992–2012 гг., составляет 29 %; на юге: ст. Аркона Бэсин, на интервале 1992–2013 гг. — 25–32 %, Борнхольмская впадина (кв. 11) на интервале 1950–2005 гг. — 6 %; на юго-востоке: Гданьская впадина (кв. 36) на интервале 1950–2005 гг. — 9 % и Балтийск — 14 % (табл. 1, 2, 56, 62–64).

На рис. 76–79 представлен СезХ *S* для тех же станций, квадратов и морских районов, что и для температуры (см. рис. 72–75). Как видим, кривые СезХ поверхностной солености на станции, в одноградусных трапециях и морских районах, в основном, отличаются подобием (теснота связи между ними, как правило, высокая  $r = 0,60\div0,95$ ). Исключение составляют районы В04 (Аландское море), теснота связи между

<sup>&</sup>lt;sup>27</sup> С глубиной относительная погрешность доли СезХ для *S* при замене ежечасных данных на ежемесячные возрастает: на ст. Дарсс Силл (гор. 12 м) до 221,8 %, а на ст. Аркона Бэсин (гор. 25 м) до 144,3 %.



Рис. 76. Среднемноголетний сезонный ход СезХ солености S (PSU) на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de)

СезХ в нем и в кв. 36 уменьшается до r = 0,38, а также районы В11 (Западная Балтика), В05 (Финский залив) и В02 (Кварк), теснота связи между СезХ в которых и в кв. 11 уменьшается до  $r = 0,18 \div 0,37$ . Для большинства регионов максимум в СезХ поверхностной солености наступает в холодный период (ноябрь — февраль), а минимум в теплый (июнь — август).

На рис. 13–24 (Прилож. А) представлены климатические месячные карты *S* на поверхности Балтики. Эти карты, несмотря на различия в абсолютной величине и размахе колебаний, отличаются сходным характером распределения, рассмотренном в гл. 4 при анализе годовой карты — зональная изменчивость (районы В11 и В10) и меридиональная изменчивость (В09–В04) и простирание изогалин с ЮЗ на СВ в результате поверхностной циклонической циркуляции вод (см. рис. 14).

Так, в августе средневзвешенное значение поверхностной солености моря — S = 6,166 PSU, меняясь от 14,9–18,6 PSU на западе моря до 5,0–5,2; 2,3–2,8 и 2,2 PSU в Рижском, Ботническом и Финском заливах, соответственно (см. рис. 20, Прилож. А). В январе средневзвешенные значение поверхностной солености — 6,706 PSU, меняясь от 18,4– 20,3 PSU на западе моря до 5,0; 3,1–3,3 и 2,5 PSU в Рижском, Ботническом и Финском заливах, соответственно (см. рис. 13, Прилож. А). Результаты гармонического анализа, представлены в табл. 66–69 и



Рис. 77. Среднемноголетний сезонный ход СезХ солености S (PSU) в Борнхольмской впадине (кв. 11) за 1950–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008)



Рис. 78. Среднемноголетний сезонный ход СезХ солености *S* (PSU) в Гданьской впадине (кв. 36) за 1950–2005 гг., рассчитано по данным(State and Evolution ... , 2008)

рис. 4–6 Прилож. Б. Они подтверждают, что на большей части моря имеет место относительно небольшой, хотя и очень сложный сезонных ход поверхностной солености: годовая гармоника солености в основном наблюдается в открытом море, где (квота  $q_1 \ge 0,75$ ), вблизи устьев рек и в центрах районов В08 (Центральная Балтика) и В04 (Аландское море) вклад годовой волны уменьшается до  $q_1 \le 0,25$  (см. рис. 4, Прилож. Б). Амплитуда на большей части акватории Балтики составляет  $A_1 = 0,1\div0,3$  PSU, возрастая до  $A_1 = 0,4\div0,5$  PSU в Финском, Рижском и Ботническом заливах, и только на западе моря увеличивается до  $A_1 = 0,5\div2,2$  PSU (см. рис. 5, Прилож. Б). Сроки наступления максимума годовой волны сильно размыты от начала сентября в Рижском и Финском заливах до середины мая (следующего года) в Ботническом (размах в наступлении максимума составил 254 суток); на западе моря — конец ноября — декабрь, в собственно Балтике — январь — февраль (см. рис. 6, Прилож. Б).

С глубиной вклад СезХ в дисперсию ДП для S (также как и вклад в дисперсию ИР) сначала убывает до минимума в середине галоклина от 8 % на западе (ст. Дарсс Силл) до 2 % в Гданьской впадине (кв. 36), а затем растет ко дну заметно (до 18-22 %) на ст. Дарсс Силл и Аркона Бэсин и слабо (до 2%) — в Гданьской (см. табл. 1, 2, 62, 63). При этом, с глубиной также меняется и вклад годовой гармоники: достигает минимума в галоклине (от  $q_1 = 0,78$  на ст. Дарсс Силл до  $q_1 = 0,11$ в Гданьской впадине), а затем растет ко дну<sup>28</sup> (до  $q_1 = 0,90$  на ст. Дарсс Силл до  $q_1 = 0,70$  в Гданьской впадине). Различия во вкладах годовой волны в галоклине и у дна между ст. Дарсс Силл и Аркона Бэсин, с одной стороны, и кв. 11 и 36 — с другой, так же как и для температуры воды, можно объяснить различиями в мощности деятельного слоя. Западнее о-ва Борнхольм деятельный слой проникает до дна (Чубаренко, Баудлер, 2011), а восточнее — до середины пикноклина. Кроме того заметим, что кривые годового хода солености в галоклине, на ст. Дарсс Силл и кв. 11, 36 меняются в противофазе относительно поверхностного слоя, поскольку максимум в годовом ходе смещается с холодного периода (декабрь — февраль) на теплый (июнь — сентябрь) (см. табл. 66-69).

**Течения.** В гл. 5 было показано, что при использовании данных за течениями с суточной дискретностью на ст. Дарсс Силл на долю СИ приходилось 83–89 %, в то время как, на долю СезХ только 1–3 % (см. табл. 56). Попробуем определить относительную погрешность оценки СезХ течений между расчетами по ежесуточным и ежемесячным

<sup>&</sup>lt;sup>28</sup> В Борнхольмской впадине (кв. 11) роста вклада годовой волны ниже галоклина не наблюдается: на гор. 50 м  $q_1 = 0,223$ , а на гор. 90 м  $q_1 = 0,101$  (см. табл. 68).



177

данным. Из табл. 56 следует, что разница за счет таких различий в дискретности наблюдений составляет для U и V на гор. 7 м — 11,2 (1,4 и 12,6%) и 24,6 (2,9 и 27,8%) и на гор. 19 м — 15,2 (3,1 и 18,3%) и 18,5 (3,4 и 22,0%), соответственно. Следовательно, относительная погрешность вклада СезХ, при замене ежесуточных данных на ежемесячные, для U и V на ст. Дарсс Силл составляет от 487 до 847%. Таким образом, для U и V использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе СезХ не в дисперсию ИР, а только в дисперсию ДП. Но, поскольку в нашем распоряжении имеются данные наблюдений за U и V только для (ст. Дарсс Силл) с ежесуточной дискретностью, будем анализировать расчеты, полученные по выражению (6.1 или 6.1а). Итак, вклад СезХ в дисперсию ИР для составляющих скорости течения в поверхностном слое (7 м) на интервале 1992–2006 гг., составляет 1,4 и 2,9%, а в придонном (19 м) — 3,1 и 3,4% для U и V и V соответственно (см. табл. 56).

На рис. 80 представлен СезХ составляющих *U* и *V* на гор. 7 и 19 м. Нетрудно рассчитать среднегодовой результирующий вектор течения: на гор. 7 м течение направлено на ЗСЗ (300°) со скоростью 4,8 см/с, а на гор. 19 м — на ССВ (21°), скорость 2,1 см/с. Как видим, кривые сезонного хода *V*-7, *U*-19 и *V*-19 отличаются подобием, с основным максиму-



Рис. 80. Среднемноголетний сезонный ход СезХ составляющих скорости течения на параллель *U* и меридиан *V* (см/с), на ст. Дарсс Силл, осредненный за 1992–2006 гг. (суточная дискретность), рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008)

мом в теплый период (июнь — август) и основным минимумом в марте. Теснота связи между ними достаточно высокая ( $r = 0,70 \div 0,92$ ). Это подтверждается и результатами гармонического анализа (табл. 70): для них характерно преобладание годовой гармоники ( $q_1 = 0,56 \div 0,79$ ) и наступление ее максимума — между 26.06 и 01.08. В то время как, теснота связи между U-7 и V-7 значительно ниже — (r = 0,36), а кривая годового хода U-7 характеризуется преобладанием четырехмесячной волны ( $q_1 = 0,17$ ;  $q_{II} = 0,15$ ;  $q_{III} = 0,28$  и  $q_{IV} = 0,12$ ) с максимумами в марте, июле и ноябре.

Таблица 70

Элемент	Гармоники							$A_0$
	I (годовая волна)			II (полугодовая волна)				
	Амп. І	Дата I	Квота І	Амп. П	Дата II	Квота II		
U-7	1,1	18.08	0,167	1,04	08.04 (08.10)	0,152	1,1	-4,2
V-7	1,7	01.08	0,788	0,59	06.01 (06.07)	0,094	2,9	2,4
<i>U</i> -19	2,1	04.07	0,561	0,16	18.03 (18.09)	0,003	13,3	0,8
V-19	1,7	26.06	0,649	0,30	09.06 (09.12)	0,019	5,9	2,0

Гармонические постоянные сезонного хода СезХ составляющих скорости течения на параллель *U* и меридиан *V* (см/с), на ст. Дарсс Силл, осредненного за 1992–2006 гг. (суточная дискретность), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008)

Уровень моря. В гл. 3 было показано, что относительный вклад дисперсии ДП в дисперсию ИР для уровня моря h (см) в Гесере составляет 19%, при этом на долю СезХ приходится 3%, а в Каттегате (Хорнбек) — 26 и 8 %, соответственно (см. табл. 3). С увеличением дискретности измерений до 1 суток доля СезХ возрастает на 2,2 % (с 8,3 до 10,5 %) в Хорнбеке и на 1 % (с 3,0 до 3,9 %) в Гесере (см. табл. 58). Следовательно, относительная погрешность СезХ при увеличении дискретности до суток составляет 27-30 %. С увеличением дискретности измерений от 1 суток до месяца доля СезХ возрастает на 21,2 % (с 10,5 до 31,7 %) в Хорнбеке, на 11,9 % (с 3,9 до 15,8 %) в Гесере, на 12,7 % (с 4,8 до 17,4 % и с 7,8 до 20,5 %) в Варнемюнде и Заснице и на 5,8 % (с 16,9 до 22,7 %) в Ландсорте (см. табл. 59). В этом случае относительная погрешность в определении вклада СезХ составляет от 34 % в Ландсорте или от 164 % в Заснице до 264 % в Варнемюнде или до 305 % в Гесере. При увеличении дискретности от 1 ч до 1 месяца относительная погрешность вклада СезХ h возрастает до 282 % в Хорнбеке и до 427 % в Гесере. Таким образом, для h использование данных только с месячным
осреднением позволяет корректно говорить о вкладе СезХ не в дисперсию ИР, а только в дисперсию ДП. Итак, вклад СезХ в дисперсию ДП для h меняется от 15,8 в Гесере или от 17,4 % в Варнемюнде до 22,7–31,7 % в Ландсорте и Хорнбеке (табл. 3, 58, 59, 71).

Представление о среднем за 1951–2005 гг. сезонном ходе уровня в некоторых пунктах Балтийского моря дает рис. 81. Как видим кривые СезХ h для всех пунктов Балтики отличаются подобием (теснота связи между ними высока —  $r = 0,798 \div 0,993$ ) (табл. 72) и характеризуются преобладанием годовой волны (квота и амплитуда первой гармоники возрастает от Гесера к Крондштадту от  $q_1 = 0,70; A_1 = 4,7$  см до  $q_1 = 0,84; A_1 = 13,4$  см); с растянутыми минимумом (март — май) и максимумом (июль — сентябрь) на западе моря (Гесер-Засниц) и четким минимумом (май) и растянутым максимумом (июль — декабрь) — (Ландсорт-Кронштадт) (табл. 73). Сравнение со средним за 1901–1940 гг.



Рис. 81. Средний за 1951–2005 гг. сезонный ход СезХ уровня *h* (см) в некоторых пунктах Балтики, рассчитанный по данным (Аверкиев, 2011; Атлас ... Балтийское море, 2007; Лазаренко, 1961; State and Evolution ..., 2008) (Дубравин, 2013а)

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости уровня h (см) в некоторых пунктах Балтийского моря, рассчитано по данным (Аверкиев, 2011; Атлас ... Балтийское море, 2007; Гидрометеорологические условия ..., 1992; State and Evolution ..., 2008)

Пункт	Дисперсия							
период	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ				
Кронштадт	405,9	74,4	269,5	62,0				
(1835-2007)	100	18,33	66,39	15,28				
Балтийск	-	-	-	97,1				
(1840-2006)	_	_	_	_				
Таллин	-	-	-	49,4				
(1947–1991)	_	_	-	_				
Вся Балтика	-	-	-	35,6				
(1901–1976)	_	_	_	_				

(Дубравин, 2013а)

Таблица 72

Корреляционные матрицы между сезонным ходом СезХ уровня h (см), среднего за 1951–2005 гг. в некоторых пунктах Балтийского моря, рассчитано по данным (Аверкиев, 2011; Атлас ... Балтийское море, 2007; Лазаренко, 1961; State and Evolution ..., 2008)

Пункт	Хорн- бек	Гесер	Варне- мюнде	Засниц	Ланд- сорт	Бал- тийск	Крон- штадт	Ср. для Балти-
								КИ
Хорнбек	1,0	0,897	0,928	0,951	0,872	0,865	0,889	0,906
Гесер		1,0	0,967	0,983	0,903	0,936	0,883	0,972
Варнемюнде			1,0	0,951	0,816	0,855	0,798	0,926
Засниц				1,0	0,952	0,964	0,940	0,973
Ландсорт					1,0	0,981	0,993	0,936
Балтийск						1,0	0,966	0,961
Кронштадт							1,0	0,926
Ср. для Бал-								
тики								1,0

Hero 22 1951–2005 FF R Herotophix Hydritax $F_{2}$ Attraction word hard
2007
Лазаренко, 1961; State and Evolution , 2008)

	Гармоники							
Пункт	I (годовая волна)			II (r	юлугодовая во	$A_{_{\rm I}}/A_{_{\rm II}}$	$A_{0}$	
ITYIIKI	Амп. І	Дата I	Квота I	Амп. П	Дата II	Квота II		
Хорнбек	9,1	17.09	0,889	3,0	21.06 (21.12)	0,096	3,05	502,5
Гесер	4,7	22.09	0,694	2,7	13.01 (13.07)	0,233	1,72	509,1
Варнемюнде	5,1	07.09	0,750	2,6	09.01 (09.07)	0,189	1,99	499,7
Засниц	6,6	27.09	0,769	3,2	04.01 (04.07)	0,180	2,07	501,5
Ландсорт	10,1	16.10	0,776	5,1	30.06 (30.12)	0,196	1,99	495,3
Балтийск	8,6	13.10	0,743	4,6	08.01 (08.07)	0,210	1,88	499,8
Кронштадт	13,4	15.10	0,838	5,5	28.06 (28.12)	0,140	2,45	504,0
Ср. для								
Балтики	9,0	29.09	0,733	5,2	13.01 (13.07)	0,251	1,71	491,8

для всего моря СезХ *h* по (Лазаренко, 1961) не выявило заметных отличий. Отсюда следует вывод об устойчивости во времени сезонного хода уровня в Балтийском море (Дубравин, 2013б).

Элементы водного баланса. Основу круговорота воды (влагооборота) составляет обмен пресными водами. Количественную оценку этого обмена дает пресноводный баланс. В общем виде уравнение пресноводного баланса моря (океана), как известно, можно записать так:

$$B_0 = Pr + R_{\Sigma} - Ev, \tag{7.1}$$

при этом

$$R_{\Sigma} = R_{no\theta} + R_{nod3}, \tag{7.2}$$

где  $B_0$  — пресноводный баланс, Pr — осадки,  $R_{\Sigma}$  — суммарный речной:  $R_{nog}$  — поверхностный и  $R_{nods}$  — подземный сток, Ev — испарение.

Величину водного баланса средиземного моря (B) можно получить, добавив к пресноводному балансу  $B_0$  результирующий (суммарный) водообмен  $Q_y$ ,

$$B = B_0 + Q_{\Sigma}, \tag{7.3}$$

при этом

$$Q_{\Sigma} = Q_{np} - Q_{om}, \tag{7.4}$$

где  $Q_{np}$  — приток,  $Q_{om}$  — отток.

Уравнение водного баланса в общем виде за многолетний период, как известно, можно записать следующим образом:

$$Pr + R_{no\theta} + R_{nod_3} - Ev + Q_{np} - Q_{om} = 0^{29}.$$
(7.5)

Вышеназванные составляющие водного баланса могут быть рассчитаны или измерены. Однако водный баланс Балтики изучен пока недостаточно, поэтому данные о нем довольно разноречивы (табл. 74).

Следует иметь ввиду, что разница в оценках составляющих водного баланса, представленных в этой таблице, может быть связана как с различием в оценке площади зеркала моря из-за выбора той или иной границы Балтийского моря (от 373 (Хупфер, 1982) до 425 тыс. км<sup>2</sup> (HELCOM, 2010)), так и с разным временным интервалом исследуемых рядов — от 1893 до 2007 г. (Дубравин и др., 2011).

Таблица 74

Авторы	Pr	$R_{\Sigma}$	$Q_{np}$	Ev	Q <sub>om</sub>	Pr-Ev	$Q_{\Sigma}$
Brogmus (1952)	172	472	472	172	944	0	-472
Федосов, Зайцев (1960)	210	440	465	185	930	25	-465
Соскин (1963)	172	472	1 187	172	1 660	0	-473
Микульский (1974)		444; 433					
Расчет атмосферных (1978)	208; 196	444; 433		206; 246		2; -50	
Хупфер (1982)	183	479	737	183	1 2 1 6	0	-479
Суставов, Альтшулер (1983)			1 311		1 755		-419; -444
Смирнова, Минина (1992)			1 307		1 765		-458
Хокансон (1996)	223	436	950	184	475	39	-475
Есюкова (2009)		430	365		597		-232
Omstedt (2009)	229	474	1 362	175	1 905	54	-543
HELCOM (2010)	225	440	470	185	950	40	-480
Дубравин, Маслянкин (2012a, 2012в)	182	454	1 252	300; 203	1 729	-119; -21	-477

Элементы водного баланса (км<sup>3</sup>) Балтийского моря по данным разных авторов (Дубравин, Маслянкин, 2012в)

<sup>29</sup> За ограниченный отрезок времени такого равенства может не быть, так как для каждой составляющей водного баланса существует своя сезонная и межгодовая изменчивость (Берникова, 1980). **Речной сток.** По оценкам разных авторов во второй половине XX столетия  $R_{z}$  в Балтику составляет 440–450 км<sup>3</sup>/год (см. табл. 74). При этом, согласно табл. 75, в разные годы, наибольший вклад в  $R_{z}$  моря оказывают реки Ботнического залива (42÷43 %), наименьший — Рижского залива (7 %), а вклад рек Финского залива и собственно Балтики примерно одинаков (25÷27 %). Если же говорить об относительном (нормированном на относительную площадь региона) вкладе суббассейнов в  $R_{z}$  всего моря, то здесь картина иная: наибольший относительный вклад дает Финский залив (3,18÷3,37), наименьший — собственно Балтика (0,43÷0,46), а относительный вклад Ботнического и Рижского заливов примерно одинаков (1,35÷1,38 и 1,41÷1,66) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).

В соответствии с табл. 76 относительный вклад СезХ  $R_{\Sigma}$  на интервале 1950–2007 гг. для отдельных регионов и Балтики в целом в дисперсии ДП составляет 94–98 %, Однако, для первой половины XX столетия доля СезХ  $R_{\Sigma}$  для всей Балтики была заметно ниже (по нашей прикидке примерно 60–65 %).

На рис. 82а представлены кривые СезХ суммарного стока  $R_{\Sigma}$  для регионов и моря в целом. Как видим в сезонном ходе речного стока годовая гармоника преобладает только в Ботническом и Финском заливах и для моря в целом ( $q_1 = 0,66 \div 0,68$ ), в собственно Балтике заметна и во всех регионах ( $q_1 = 0,70 \div 0,75$ ) за исключением Рижского залива, в кото-

Таблица 75

## Доля отдельных суббассейнов в общем объеме речного стока $R_{\Sigma}$ (км<sup>3</sup>/год) Балтики за 1951–1960 и 1961–1970 гг. (Микульский, 1974) и за 1950–2007 гг. (Andersson, 2009) (Дубравин, Маслянкин, 2012а)

Площадь Регион водосбо-		Площадь зеркала		Сток за 1951–1960		Сток за 1961–1970		Сток за 1950–2007	
	ра (км²)	(км <sup>2</sup> )	(%)	(км <sup>3</sup> )	(%)	(км <sup>3</sup> )	(%)	(км <sup>3</sup> )	(%)
Ботнический									
залив	489870	$115\ 516$	31,0	184,8	41,7	185,0	42,7	192,2	42,7
Финский									
залив	420 990	$29\ 600$	7,9	117,9	26,6	109,8	25,4	112,9	25,1
Рижский									
залив	130 960	16 330	4,4	32,4	7,3	26,7	6,2	32,4	7,2
Собственно									
Балтика	607 730	211 069	56,7	108,5	24,5	111,6	25,8	112,8	25,1
Балтика									
в целом	$1\ 649\ 550$	$372\ 515$	100	443,6	100	433,1	100	450,2	100



Рис. 82. Сезонный ход СезХ составляющих пресноводного баланса Балтийского моря (км<sup>3</sup>/мес):

a — суммарного речного стока  $R_z$ ;  $\delta$  — атмосферных осадков Pr; s — испарения Ev; r — пресноводного баланса  $B_0$ , рассчитанный за 1951–2000 гг. для суббассейнов и Балтийского моря в целом по данным (State and Evolution ..., 2008) (Дубравин, Маслянкин, 2012а)

ром преобладает полугодовая гармоника ( $q_1 = 0,29$ ;  $q_{11} = 0,41$ ) (табл. 77). Кроме того, кривые СезХ позволяют проследить развитие фаз водного режима в суббассейнах моря: половодье начинается на юге моря (март — май) и постепенно смещается к северу, в мае — июне достигая Ботнического и Финского заливов, а летняя межень, наступающая в июле на юге и в центральной части моря, постепенно смещается к северу, и уже в Финском и Ботническом заливах, преобладающей, становится зимняя межень, наблюдающаяся в декабре — марте.

Имеет смысл сравнить расчеты СезХ суммарного стока для всей Балтики из рис. 82a с результатами других исследователей (рис. 83).

## Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости суммарного стока R<sub>5</sub> (км<sup>3</sup>/мес) в суббассейнах и Балтике в целом за 1950–2007 гг., рассчитано по (Andersson, 2009)

D	Дисперсия							
Регион	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ				
Ботнический	2 283,3	2 217,6	5,4	60,3				
залив	100	97,12	0,24	2,64				
Финский	773,8	754,7	1,6	17,5				
залив	100	97,53	0,20	2,26				
Рижский	68,6	64,3	0,3	4,0				
залив	100	93,70	0,50	5,80				
Собственно	783,7	755,5	2,3	25,9				
Балтика	100	96,40	0,30	3,30				
Вся Балтика	12 178,2	11 979,7	18,2	180,3				
	100	98,37	0,15	1,48				
Вся Балтика*	1 397,2	937,8	321,7	137,7				
	100	67,1	23,0	9,9				
Вся Балтика**	171,18	124,46	30,79	15,93				
	100	72,71	17,99	9,31				

(Дубравин, Маслянкин, 2012а)

*Примечание:* \* — суммарный сток за 1924–1975 гг. (Mikulski, 1982).

\*\* — восстановленный СезХ суммарного стока за 1901–2000 гг. по (Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; Mikulski, 1982) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).

Последний, позволяет говорить о подобии СезХ  $R_{z}$ , полученного всеми авторами (Дубравин, Маслянкин, 2012а). Так, максимум  $R_{z}$  в годовом ходе для всего моря в целом наступает в мае по расчетам всех авторов, а минимум — в феврале, по расчетам большинства. Среднее, из годовых значений всех авторов, составляет 483,3 ± 45,1 км<sup>3</sup>/год, среднее квадратичное отклонение для месячных значений в период с декабря по июнь составляет  $\sigma_{Rz} = \pm (4,9 \div 7,3)$  км<sup>3</sup>/мес., а с июля по ноябрь — не превышает  $\sigma_{Rz} \leq (\pm 4,5)$  км<sup>3</sup>/мес. Вывод о подобии СезХ суммарного стока, полученного всеми авторами, подтверждается и результатами гармонического анализа. Особенно близки результаты по данным (Brogmus, 1952; Хупфер, 1982; Mikulski, 1982; Cyberski, 1995; Дубравин, Маслянкин, 2012а) — преобладание годовой гармоники:  $A_1 = 12,0 \div 14,3$  км<sup>3</sup>/мес.;  $q_1 = 0,54 \div 0,74$  и  $T_{max} = 16.05 \div 05.06$ , хотя и при за-



#### 7. Регулярный сезонный ход гидрометеорологических элементов



метном присутствии полугодовой:  $A_{\rm II} = 5,7\div10,7$  км<sup>3</sup>/мес.;  $q_{\rm II} = 0,16\div0,39$  и  $T_{\rm maxII} = 30.04$  (30.10)÷05.05 (05.11). Таким образом, принимаемая в нашей работе (Дубравин, Маслянкин, 2012а) величина  $R_{\Sigma} = 450$  км<sup>3</sup>/год, характеризующая речной сток за 1951–2000 гг., вполне, правомерна. Тем более, что результаты, полученные в работах (Meier, Doscher, 2002; Richter, Ebel, 2006; Hansson, 2009), относятся только к восьмидесятым-девяностым годам прошлого столетия.

Осадки. В гл. 5 было показано, что при использовании данных наблюдений за осадками с суточной дискретностью на ст. Варнемюнде на долю СИ приходилось 94 %, в то время как, на долю СезХ только ~1 % (см. табл. 61). Попробуем рассчитать относительную погрешность

Гармонические постоянные сезонного хода СезХ суммарного реч-
ного стока R <sub>2</sub> (км <sup>3</sup> /мес) и пресноводного баланса B <sub>0</sub> (км <sup>3</sup> /мес), рассчи-
тано за 1951–2000 гг. для суббассейнов и Балтийского моря в целом
по данным (State and Evolution , 2008)

Регион	Гармоники					$A_{_{\rm I}}/A_{_{ m II}}$	$A_0$	
	I (го	довая в	олна)	II (n	юлугодовая во	олна)		
	Амп. І	Дата I	Квота I	Амп. П	Дата II	Квота II		
		Сумм	арный р	ечной с	ток $R_{\Sigma}$ (км <sup>3</sup> /мес	z)		
Ботниче-								
ский залив	9,56	20.06	0,698	4,01	29.05 (29.11)	0,123	2,38	16,01
Финский								
залив	2,90	15.06	0,749	1,49	10.05 (10.11)	0,199	1,94	9,41
Рижский								
залив	1,59	05.04	0,291	1,88	13.04 (13.10)	0,407	0,85	2,70
Собственно								
Балтика	3,53	25.02	0,731	1,67	05.04 (05.10)	0,163	2,12	9,40
Вся Бал-								
тика	12,15	23.05	0,734	5,68	01.05 (01.11)	0,160	2,14	37,52
		Пре	сноводн	ый бала	нс B <sub>0</sub> (км <sup>3</sup> /мес)			
Ботниче-								
ский залив	14,33	15.06	0,851	3,82	26.05 (26.11)	0,060	3,76	13,79
Финский								
залив	3,08	03.06	0,692	1,98	10.05 (10.11)	0,284	1,56	8,81
Рижский								
залив	1,76	13.04	0,336	2,04	11.04 (11.10)	0,449	0,86	2,41
Собственно								
Балтика	11,08	27.03	0,954	2,02	19.04 (19.10)	0,031	5,54	2,62
Вся Бал-								
тика	24,27	11.05	0,883	7,96	03.05 (03.11)	0,095	3,05	27,64

оценки СезХ осадков между расчетами по ежесуточным и ежемесячным данным. Из табл. 61 и 78 следует, что разница за счет таких различий в дискретности наблюдений составляет для *Pr* 12,6 % (0,8 и 13,4 %). Следовательно, относительная погрешность вклада СезХ, при замене ежесуточных данных на ежемесячные, для осадков в Варнемюнде составляет 1 552 %. Таким образом, для *Pr* использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе СезХ не в дисперсию ИР, а только в дисперсию ДП. Итак, вклад СезХ осадков в дисперсию ДП меняется от 13 % в Варнемюнде до 22–23 % в Осло и Стокгольме. Как видим на юге и востоке моря доля СезХ осадков несколько меньше, чем на Скандинавском побережье.

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя стро-
ка) составляющих долгопериодной изменчивости осадков Pr (мм)
в некоторых пунктах Балтийского моря, рассчитано по данным
(Морской гидрометеорологический ежегодник, 1960-1990; State
and Evolution , 2008; www.rp5.ru)

Пункт		Дисперсия						
период	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ				
Варнемюнде	86,0	11,5	67,1	7,3				
(1951-2006)	100	13,38	78,1	8,52				
Стокгольм	870,0	198,4	611,7	59,8				
(1951–1993)	100	22,8	70,3	6,9				
Осло	1 644,0	360,7	1 179,5	103,9				
(1951–1988)	100	21,9	71,7	6,3				
Балтийск	1 141,7	226,7	762,6	152,5				
(1962–1990)	100	19,9	66,8	13,4				
Висбю	1 180,1	183,3	954,7	42,1				
(1973–1997)	100	15,53	80,90	3,57				

На рис. 826 представлены кривые СезХ осадков для регионов и моря в целом. Как видим в СезХ Pr преобладает годовая гармоника над всеми регионами, с растянутым минимумом (февраль — июнь) и менее растянутым максимумом (август — октябрь) (рис. 26-30 и 32-34, Прилож. А). Климатические месячные карты Pr, не смотря на различия в абсолютной величине и размахе колебаний, отличаются сходным характером распределения, рассмотренном в гл. 4 при анализе годовой карты (см. рис. 19): для собственно Балтики — циркумконтинентальная зональность, с возрастанием осадков от открытой части моря к прибрежной зоне, причем на юге, юго-востоке и востоке большим, чем у побережья Швеции. Величина квоты годовой волны меняется от  $q_1 = 0,88$  в собственно Балтике до  $q_1 = 0,94$  в Рижском заливе (рис. 7, Прилож. Б). Распределение амплитуды первой гармоники осадков А, (рис. 8, Прилож. Б) напоминает карту годовых осадков (см. рис. 19) возрастает от 9–15 мм у юго-западного побережья и в открытой части моря к прибрежной зоне до 20-29 мм на юге, юго-востоке и востоке и до 15-18 мм у побережья Швеции. При этом среднее значение амплитуды годовой волны для всего моря — А<sub>1</sub> = 14,3 мм. Самое раннее наступление максимума отмечается в регионе В11 (Западная Балтика) — T<sub>max1</sub> = 14.07 (195 суток), а самое позднее — в регионе В06 (Рижский залив) — *T*<sub>max1</sub> = 22.09 (265 суток) (рис. 9, Прилож. Б).

На рис. 84 представлен СезХ *Pr*, рассчитанный по данным разных авторов для всего моря в целом. Как видим, наибольшим подобием отличаются кривые по данным (Brogmus, 1952; Хупфер, 1982; Дубравин, Маслянкин, 2012а) — преобладание годовой гармоники:  $A_1 = 4,0\div7,2$  км<sup>3</sup>/мес.;  $q_1 = 0,92\div0,95$  и  $T_{max1} = 31.08\div07.09$ . Тем не менее, среднегодовые суммы, полученные в работе (Meier, Doscher, 2002) по метеоданным за 1988–1993 гг. (модели RCAO и RCO) оказались на 30 и 60 км<sup>3</sup> выше, чем у Брогмуса (Brogmus, 1952), по наблюдениям до Второй мировой войны; или у Хупфера (Хупфер, 1982), по измерениям в 1951–1970 гг.; или у нас (Дубравин, Маслянкин, 2012а) за период 1951–2000 гг. Таким образом, принимаемая в данной работе величина Pr = 181,9 км<sup>3</sup>/год вполне, правомерна.



Рис. 84. Сезонный ход СезХ осадков *Pr* (км<sup>3</sup>/мес) Балтийского моря, рассчитанный по данным разных авторов (Дубравин, Маслянкин, 2012а)

Испарение. Для оценки вклада Ce3X *Ev* в дисперсию ДП в нашем распоряжении имеется только один ряд — испарение в Балтийске за 1961–1990 гг. (табл. 79). Откуда следует, что вклад Ce3X испарения в долгопериодную изменчивость составляет 69 %.

Представление о сезонной изменчивости величины испарения в суббассейнах Балтики дает рис. 82в. Как видим в СезХ испарения преобладает годовая гармоника: над большей частью акватории величина квоты годовой волны  $q_1 \ge 0.95$ , и только в Рижском и Финском заливах она уменьшается до  $q_1 = 0,55$  и до  $q_1 = 0,79$ , соответственно (рис. 10 Прилож. Б), (при этом амплитуды первой гармоники СезХ Е в этих заливах минимальны — А = 29–46 мм/мес, а в собственно Балтике максимальны — А<sub>1</sub> = 50-56 мм/мес) (рис. 11 Прилож. Б). Раньше всего максимум годовой гармоники Еv наступает на юге моря (*T*<sub>max1</sub> = 15.08 — 227 суток), в октябре максимум наступает на большей части моря и в начале декабря (Т<sub>тач</sub> = 04.12 — 337 суток) достигает севера Ботнического залива (рис. 12 Прилож. Б). Максимум испарения для моря в целом наступает в сентябре, когда на большей части моря величина Ev достигает 80÷135 мм (рис. 45 Прилож. А), минимум — в мае, когда на большей части моря испарение уменьшается до 12÷30 мм (рис. 41 Прилож. А).

Имеет смысл сравнить усредненный для Балтики в целом СезХ испарения, полученный нами (см. рис. 82в), с результатами других

Таблица 79

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости испарения *Ev* (мм) в некоторых пунктах Балтийского моря, рассчитано по данным (Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960–1990; Omstedt, 2009; Дубравин, Маслянкин, 2012a; State and Evolution ..., 2008)

Пункт	Дисперсия							
период	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ				
Балтийск	892,9	615,6	219,3	58,0				
(1961–1990)	100	68,95	24,56	6,49				
Балтийск	-	487,0	-	-				
(1867–1955)	_	_	_	_				
Вся Балтика	-	-	-	3 331,7				
(1978–2002)	_	_	_	_				
Вся Балтика	_	1 005,6	_	_				
(1951–2000)	_	_	_	_				

исследователей (рис. 85). Эти рисунки позволяют говорить о подобии СезХ испарения, полученного всеми авторами. При этом, максимум Evв годовом ходе для всего моря в целом наступает в сентябре — ноябре, а минимум — в апреле — мае. Однако, следует заметить, что рассчитанная по методике С.К. Гулева (1989) величина испарения  $Ev = 300 \text{ км}^3/\text{год}$ оказалась на 30-40 % выше результатов других авторов, в то время как, для  $Ev = 203 \text{ км}^3/\text{год}$ , полученной нами по методике Н.З. Ариель и соавторов (О расчете среднемесячных ..., 1973), отличия невелики. Тем не менее, на вопрос какую из величин испарения следует принять  $Ev = 300 \text{ или } Ev = 203 \text{ км}^3/\text{год}$ , можно будет ответить лишь после оценки водного баланса Балтийского моря.



Рис. 85. Сезонный ход СезХ испарения *Ev* (км<sup>3</sup>/мес) Балтийского моря, рассчитанный по данным разных авторов (Дубравин, Маслянкин, 2012а)

Пресноводный баланс. Опираясь на данные табл. 74, подтверждающие, что суммарный речной сток является главным компонентом пресноводного баланса, нетрудно ожидать сходства и в сезонной изменчивости  $R_{y}$  и  $B_{0}$ . Сравнение рис. 82а и 82г, в которых показан СезХ  $R_{y}$  и  $B_{0}$ по суббассейнам Балтики, это сходство подтверждают. Так, максимум  $B_0$ , как и половодье, начинается на юге моря в апреле и, постепенно смещаясь к северу, в мае достигает Финского, а в июне — Ботнического залива. Однако, наступление минимума В<sub>0</sub> на юге и в центральной части моря отмечается в августе — сентябре (т. е. отстает от межени на один-два месяца), в то время как, в Ботническом или Финском заливах — в декабре или в феврале (т. е. совпадает с меженью в Финском заливе или опережает ее на два-три месяца в Ботническом). Кроме того, в сезонном ходе пресноводного баланса, так же как и речного стока, годовая гармоника преобладает в большинстве регионов: в Финском заливе — q<sub>1</sub> = 0,69, в Ботническом заливе и море в целом  $q_1 = 0.85 \div 0.88$  и в собственно Балтике —  $q_1 = 0.95$ , за исключением Рижском залива, в СезХ которого полугодовая гармоника становится преобладающей ( $q_1 = 0,34; q_1 = 0,45$ ) (см. табл. 77).

Сравним расчеты СезХ В<sub>0</sub> для всей Балтики (рис. 82г) с результатами других исследователей (рис. 86). Данные этих рисунков позволяют говорить о подобии СезХ пресноводного баланса, полученного всеми авторами. Этот вывод о подобии СезХ пресноводного баланса, полученного всеми авторами, подтверждается и результатами гармонического анализа. Особенно близки результаты по данным (Brogmus, 1952, наши данные по методикам С.К. Гулева (1989) и Н.З. Ариель и соавторов (О расчете среднемесячных ..., 1973)) — преобладание годовой гармоники ( $A_1 = 20,1 \div 24,5$  км<sup>3</sup>/мес.,  $q_1 = 0,77 \div 0,88$  и  $T_{maxl} = 11.05 \div 22.05$ ). Однако, следует заметить, что величина пресноводного баланса, полученная с учетом испарения, рассчитанного по методике С.К. Гулева (1989),  $B_0 = 332 \text{ км}^3$ /год оказалась на 40 % выше среднего из результатов других авторов, в то время как, для  $B_0 = 429$  км<sup>3</sup>/год, полученной нами по методике Н.З. Ариель и соавторов (О расчете среднемесячных ..., 1973) отличия невелики (9%). Тем не менее, вопрос какие из величин испарения и пресноводного баланса (с учетом методик С.К. Гулева (1989), или Н.З. Ариель и соавторов (1973), следует принять, пока, остается открытым (на него можно будет ответить лишь после оценки водного баланса Балтийского моря).

**Водообмен.** Среднемноголетние годовые значения входных и выходных потоков и суммарного водообмена между Балтийским и Северным морями по разным оценкам составили: отток балтийских вод ( $Q_{om}$ ) от 475 до 1 905 км<sup>3</sup>, приток североморских вод ( $Q_{np}$ ) от 365 до 1 362 км<sup>3</sup>, суммарный водообмен ( $Q_{r}$ ) от (-232) до (-543) км<sup>3</sup> (см. табл. 74).

Анализ табл. 80 показывает, что величина дисперсии составляющих ДП результирующего водообмена Q<sub>r</sub> через Датские проливы сильно разница при оценке рядов водообмена разных авторов, полученных за разные периоды и на разных временных интервалах. Одной из причин разброса в оценках водообмена может является существование мощных притоков («затоков») североморских вод с периодичностью в несколько лет (Соскин, 1963; Антонов, 1987; Гидрометеорологические условия ..., 1992; Matthäus, Franck, 1992; Nehring et al., 1995; Fischer, Matthäus, 1996). Подробный анализ этих затоков будет дан ниже (в гл. 8). Итак, примем относительный вклад СезХ в дисперсию ДП водообмена через проливы за 38 %. Эта величина получена нами (Дубравин, Маслянкин, 2012в) из восстановленного за 1951-2000 гг. ряда. По величинам результирующего водообмена за каждый год из массива (Omstedt, 2009) (годовая дискретность — 1979–2002) и месячным долям (в процентах) регулярного сезонного хода по данным (Суставов, Альтшулер, 1983) (месячная дискретность — 1951-1976) восстанавливали

Таблица 80

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя
строка) составляющих долгопериодной изменчивости резуль-
тирующего водообмена $Q_{\Sigma}$ (км <sup>3</sup> /мес) через Датские проливы,
рассчитано по данным (Соскин, 1963; Суставов, Альтшулер,
1983; Смирнова, Минина, 1992; Omstedt, 2009)
(Дубравин, Маслянкин, 2012в)

Автор,		Дисперсия						
период	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ				
Суставов, Альтшулер, 1983	4 827,7	977,1	3 374,0	476,6				
(1951–1976)	100	20,24	69,89	9,87				
Omstedt, 2009	1 717,1	1 610,1	47,65	59,3				
(1977–2002)	100	93,77	2,78	3,46				
Восстановленный Дубравин,	3 370,98	1 267,96	303,68	1 799,34				
Маслянкин, 2012а (1951–2000)	100	37,61	9,01	53,38				
Соскин, 1963	-	236,1	_	226,3				
(1898–1944)	_	_	_	_				
Смирнова, Минина, 1992	-	550,2	-	38 515,8*				
(1893–1976)	_	_	_	_				
Восстановленный	_	_	_	31 965,4*				
(1893–2002)	-	-	-	_				

*Примечание:* \* — расчет дисперсии  $Q_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год).



7. Регулярный сезонный ход гидрометеорологических элементов

Рис. 86. Сезонный ход СезХ пресноводного баланса *B*<sub>0</sub> (км<sup>3</sup>/мес) Балтийского моря, рассчитанный по данным разных авторов (Дубравин, Маслянкин, 2012а)

значения за каждый месяц в массиве (Omstedt, 2009), а полученные, таким образом, данные послужили продолжением ряда (Суставов, Альтшулер, 1983). В результате чего, получился восстановленный ряд с месячной дискретностью за 1951–2002 гг.

На рис. 87 представлен СезХ результирующего водообмена  $Q_{\Sigma}$  по данным разных авторов. Эти рисунки позволяют говорить о подобии СезХ водообмена, полученного всеми авторами. Для большинства кривых (ряды второй половины ХХ столетия) теснота связи высокая ( $r = 0,92 \div 0,99$ ), а между кривыми рядов первой и второй половины прошлого века теснота связи снижается до ( $r = 0,70 \div 0,80$ ). При этом СезХ суммарного водообмена (по абсолютной величине, поскольку у нас преобладают отрицательные значения) по данным большинства

авторов характеризуются максимумами: основным в феврале — апреле и вторичным в августе, и минимумами: основным в ноябре и вторичным в июне — июле. Таким образом, СезХ водообмена по данным большинства авторов характеризуется годовой волной ( $q_1 = 0,698\div0,750$ ;  $A_1 = 27\div49 \text{ км}^3$ ;  $T_{max1} = 29.09\div27.10$ ), а по данным Соскина (1963) — квазидвухмесячной волной ( $q_1 = 0,401$ ;  $A_1 = 14 \text{ км}^3$ ;  $T_{max1} = 25.09$ ;  $q_{11} = 0,098$ ;  $q_{111} = 0,044$ ;  $q_{1V} = 0,016$ ) (табл. 81).

Водный баланс. В нашем распоряжении нет длительных рядов водного баланса *В* Балтийского моря с месячной дискретностью позволяющих корректно рассчитать компоненты ДП. Имеются данные позволяющие оценить либо только сезонную, либо только межгодовую изменчивость.

На рис. 88 представлен СезХ водного баланса *В* Балтики по данным публикаций (Соскин, 1963; Гидрометеорологические условия ..., 1992) и нашим в двух вариантах (с учетом расчета испарения по моделям С. К. Гулева и Н. З. Ариэль).

Таблица 81

Автор,		$A_{I}/A_{II}$	$A_0$					
период	I (годовая волна)			II (r	юлугодовая во			
	Амп. І	Дата I	Квота I	Амп. II	Дата II	Квота II		
Соскин, 1963 (1898–1944)	13,72	25.09	0,401	6,81	05.06 (05.12)	0,098	2,02	-39,38
Суставов, Альт- шулер, 1983 (1951–1976)	38,05	29.09	0,741	18,15	16.05 (16.11)	0,169	2,10	-34,88
Смирнова, Минина, 1992 (1893–1976)	28,72	16.10	0,750	13,69	02.06 (02.12)	0,170	2,10	-38,25
Смирнова, Минина, 1992 (1893–1950)	26,82	27.10	0,698	14,17	12.06 (12.12)	0,195	1,89	-39,64
Omstedt, 2009 (1979–2002)	48,85	29.09	0,741	23,30	16.05 (16.11)	0,169	2,10	-44,77
Данная работа (1951–2000)	43,35	29.09	0,741	20,67	16.05 (16.11)	0,169	2,10	-39,73

Гармонические постоянные сезонного хода СезХ результирующего водообмена Q<sub>2</sub> через Датские проливы (км<sup>3</sup>/мес), рассчитанного по данным разных авторов

#### 7. Регулярный сезонный ход гидрометеорологических элементов



Как видим, эти кривые отличаются подобием. Для кривой сезонного хода по данным (Соскин, 1963) теснота связи со всеми остальными составляет  $r = 0,60 \div 0,76$ , а между тремя оставшимися кривыми теснота связи возрастает до  $r = 0,90 \div 0,99$ , т. е. и для водного баланса *B* в характере СезХ отмечаются различия между данными за первую или вторую половину прошлого века. При этом кривые характеризуются максимумами в июне и ноябре и минимумами в феврале и в августе или октябре. Таким образом, в СезХ водного баланса преобладает полугодовая квазипериодичность ( $q_1 = 0,258 \div 0,538$ ;  $A_1 = 14 \div 34$  км<sup>3</sup>;  $q_{11} = 0,284 \div 0,655$ ;  $T_{maxII} = 12.05 \div 21.05$  (12.11 $\div 21.11$ ) (табл. 82).

Автор,	Гармоники							$A_0$
период	I (год	довая в	олна)	II (r	юлугодовая во			
	Амп. І	Дата I	Квота I	Амп. II	Дата II	Kbora II		
Соскин, 1963 (1898–1944)	17,01	04.07	0,404	14,25	16.05 (16.11)	0,284	1,19	-0,09
ГМУ, 1992 (1893–1976)	14,09	16.08	0,258	22,42	21.05 (21.11)	0,655	0,63	-11,44
Данная работа (Гулев) (1951–2000)	29,94	26.08	0,455	30,14	12.05 (12.11)	0,461	0,99	-11,77
Данная работа (Ариэль) (1951–2000)	34,36	02.09	0,538	29,34	12.05 (12.11)	0,392	1,17	-3,64

### Гармонические постоянные сезонного хода СезХ водного баланса Балтийского моря в км<sup>3</sup>/мес, рассчитанного по данным разных авторов

Температура воздуха. В гл. 3 было показано, что относительный вклад дисперсии ДП в дисперсию ИР для температуры воздуха Т меняется от 84 % на МЛСП Д-6 до 90-92 % на западе и юге Балтики, при этом на долю СезХ приходится от 79% до 85-88%, соответственно (см. табл. 4-6). С увеличением дискретности измерений до 1 суток доля СезХ возрастает на 1,1-1,7 % (до 80-89 %) (см. табл. 4-6), а в Варнемюнде (суточная дискретность) доля СезХ для Т<sub>а</sub> составила 78 % (см. табл. 61). Следовательно, относительная погрешность СезХ при увеличении дискретности до суток составляет 1,3-2,7 %. С увеличением дискретности измерений от 1 суток до месяца, доля СезХ возрастает до 92-93 % на МЛСП Д-6 и в Варнемюнде и до 94-95 % на ст. Дарсс Силл и Аркона Бэсин (см. табл. 4-6, 60), а в Балтийске (месячная дискретность) доля СезХ составила 92-93 % (см. табл. 64-65). В этом случае относительная погрешность в определении вклада СезХ составляет от 6,8-9,8 % на ст. Аркона Бэсин и Дарсс Силл до 16,2-18,7 % на МЛСП Д-6 и в Варнемюнде. При увеличении дискретности от 1 ч до 1 месяца относительная погрешность вклада СезХ Т<sub>а</sub> возрастает до 8,2–11,7 % на ст. Аркона Бэсин и Дарсс Силл, до 18,4 % на МЛСП Д-6. Таким образом, для *Т*<sub>а</sub> использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе СезХ не в дисперсию ИР (поскольку относительная погрешность составляет 8-18 %), а только в дисперсию ДП. Итак, вклад СезХ в дисперсию ДП для Т<sub>а</sub> меняется от 92–93 % в Вар-





Рис. 88. Сезонный ход СезХ водного баланса *В* (км<sup>3</sup>/мес) Балтийского моря, рассчитанного по данным разных авторов

немюнде и МЛСП Д-6 до 94–95 % на ст. Дарсс Силл и Аркона Бэсин и до 93 % в Балтийске (табл. 4–6, 64, 65).

На рис. 89 представлен СезХ температуры воздуха  $T_a$  в морских районах Балтийского моря (см. рис. 5). Как видим, кривые СезХ температуры в морских районах отличаются подобием (теснота связи между ними очень высокая  $r = 0,963 \div 0,999$ ) и правильным годовым ходом, при этом максимум в СезХ наступает в августе (в Финском заливе — в июле), а минимум в феврале (в Западной Балтике — в январе). На рис. 49–60 Прилож. А представлены климатические месячные карты  $T_a$  на поверхности Балтики. Эти карты, несмотря на различия в абсолютной величине и размахе колебаний, отличаются сходным характером распределения, рассмотренном в гл. 4 при анализе годовой карты — в большей или меньшей степени можно говорить о трех типах изменчивости: циркумконтинентальной, зональной и меридиональной (см. рис. 15).

Так, в августе средневзвешенное значение температуры воздуха — *T*<sub>a</sub> = 16,19 °С, меняясь от 17,4−17,6 °С на западе и юге моря до 13,1 °С — в Ботническом заливе. Таким образом, можно отметить две особенности: меридиональная изменчивость и проявление поверхностной циклонической циркуляции вод, в результате которой к востоку от меридиональной оси моря наблюдается более теплый воздух, чем к западу (см. рис. 56 Прилож. А). В феврале средневзвешенное значение температуры воздуха —  $T_a = (-0.65)$  °C, меняясь от 2,1 °C на западе моря до (-2,5) °С на юго-востоке (зональная изменчивость); в собственно Балтике можно говорить о циркумконтинентальной изменчивости — падение температуры от слабоположительных значений в центральной части моря до (-0,5)÷(-2,5) °С к западному побережью и до (-3,0)÷(-4,0) °С в Рижском и до (-6,0)÷(-7,0) °С в Финском заливе; в Ботническом заливе наблюдаются меридиональная изменчивость — падение температуры от 2,8 °C в Аландском море до (-10,5) °C в его вершине и циркумконтинентальная — падение от 0,1÷2,8 °С в центральной части залива до (−3,0)÷(−5,0) °С к берегам Швеции и Финляндии (см. рис. 50 Прилож. А).

Подтверждением правильности годового хода  $T_a$  могут служить результаты гармонического анализа, представленные на рис. 13–15 Прилож. Б. Как видим, СезХ температуры воздуха определяется годовой гармоникой, квота которой высока  $q_1 = 0,95-0,99$ . Амплитуда  $A_1$  возрастает от 8,0–8,5 °C в собственно Балтике до 10–11 °C в Рижском и 11–12 °C в Финском заливах. В Ботническом заливе, так же как и для температуры два типа изменчивости: меридиональную — рост от 6 °C в Аландском море до 13 °C в вершине залива и циркумконтинентальную — рост от центра залива (6–7 °C) к западному и восточному побережьям (9–10 °C). Максимум годовой волны  $T_{max}$  на большей части моря наступает в середине июля — 192–206 суток от начала года).

**Температура точки росы.** В гл. 3 было показано, что относительный вклад дисперсии ДП в дисперсию ИР для температуры точки росы  $T_d$  меняется от 78 % в среднем для Юго-Восточной Балтики до 82 % на МЛСП Д-6, при этом на долю СезХ приходится 69 % и 66 %, соответственно (см. табл. 6, 14). С увеличением дискретности измерений до 1 суток доля СезХ возрастает на 3,3 или 1,9 % (до 72 или 68 %). Следовательно, относительная погрешность СезХ при увеличением дискретности измерений от 1 суток до месяца, доля СезХ возрастает до 89 % в среднем для юго-востока или до 81 % на МЛСП Д-6. В этом случае относительная погрешность в определении вклада СезХ составляет — 17,4 или 18,8 % соответственно. При увеличении дискретности от 1 ч до 1 месяца относительная погрешность вклада СезХ  $T_d$  возрастет до 29 или 22 %. Таким образом, для  $T_d$  использование данных только с



201

месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе СезХ не в дисперсию ИР (поскольку относительная погрешность составляет 22–29 %), а только в дисперсию ДП. Итак, вклад СезХ в дисперсию ИР для *T*<sub>d</sub> в Юго-Восточной Балтике меняется от 61 до 73 % (см табл. 6, 14).

На рис. 90 представлен СезХ температуры точки росы  $T_d$  в морских районах Балтийского моря (см. рис. 5). Как видим, кривые СезХ точки росы, также как кривые СезХ температуры воды или воздуха, отличаются подобием (теснота связи между ними очень высокая  $r = 0,961 \div 0,999$ ) и правильным годовым ходом. При этом, максимум в СезХ наступает в августе (в Ботническом, Финском и Рижском заливах — в июле), а минимум в феврале (в Ботническом заливе и Западной Балтике — в январе). На рис. 61–72 Прилож. А представлены климатические месячные карты  $T_d$ .

Эти карты, несмотря на различия в абсолютной величине и размахе колебаний, отличаются сходным характером распределения, рассмотренном в гл. 4 при анализе годовой карты — в большей или меньшей степени можно говорить о трех типах изменчивости: циркумконтинентальной, зональной и меридиональной (см. рис. 16).

Так, в августе средневзвешенное значение температуры точки росы —  $T_d = 13,18$  °C, меняясь от 14,1–14,5 °C на западе и юге моря до 9,5 °C — в Ботническом заливе. Таким образом, можно отметить: зональную изменчивость (от Западной до Юго-Восточной Балтики), меридиональную (вдоль меридиональной оси моря от Юго-Восточной Балтики до Ботнического залива и циркумконтинентальную (в собственно Балтике и Аландском и Ботническом морях). В последнем случае, отмечается понижение точки росы от центра моря к западным и восточным берегам (см. рис. 68 Прилож. А). В феврале средневзвешенное значение температуры точки росы воздуха —  $T_d = (-2,86)$  °C. Февральское распределение точки росы напоминает поля температуры воды или воздуха — те же три типа изменчивости: зональная, меридиональная и циркумконтинентальная (см. рис. 2, 50 и 62 Прилож. А), меняясь при этом от 0,1÷(-1,1) °C на западе, юге и юго-востоке моря до (-13,0) °C в Ботническом заливе.

Подтверждением правильности годового хода  $T_d$  могут служить результаты гармонического анализа, представленные на рис. 16–18 Прилож. Б. Как видим, СезХ температуры точки росы определяется годовой гармоникой, квота которой высока  $q_1 = 0,95-0,99$ . Амплитуда  $A_1$ возрастает от 7,0–8,0 °C в собственно Балтике до 9,5 °C в Рижском, 10,5 °C в Финском и 11,5 °C в Ботническом заливах. Максимум годовой волны  $T_{max}$ , на большей части моря, наступает в середине июля — (196– 204 суток от начала года). Заметим, что распределение параметров первой гармоники температуры воздуха и точки росы практически повторяют друг друга (сравните рис. 13–15 и 16–18 Прилож. Б).



203

Ветер. В гл. 3 было показано, что относительный вклад дисперсии ДП в дисперсию ИР для скорости ветра составляет от 13 % до 18 %, при этом на долю СезХ приходится от 5 % в среднем для юго-восточной части моря до 9–10 % в Западной и Южной Балтике (см. табл. 4–7, 14). С увеличением дискретности измерений до 1 месяца доля СезХ возрастает на 34–51 % (до 40–63 %). Следовательно, при увеличении дискретности от 1 ч до 1 месяца относительная погрешность вклада СезХ W составит от 415–465 % на морских станциях (Дарсс Силл, Аркона Бэсин и МАСП Д-6) (см. табл. 4–6) до 608–634 % на метеостанции Аркона (см. табл. 7). Таким образом, для W использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе СезХ не в дисперсию ИР (поскольку относительная погрешность составляет 415–634 %), а только в дисперсию ДП. Итак, вклад СезХ в дисперсию ДП для W меняется от 28–34 % в Балтийске до 40–41 % на метеостанции Аркона и до 63 % МАСП Д-6 (табл. 4–7, 64, 65).

На рис. 91 представлен СезХ скорости ветра в морских районах Балтийского моря (см. рис. 5). Как видим, эти кривые отличаются подобием (теснота связи между ними достаточно высокая  $r = 0,783 \div 0,996$ ) и правильным годовым ходом, при этом максимум в СезХ наступает в холодное время года (ноябрь — январь), а минимум в теплое (май июль), т. е. в противофазе с термо- и влагофизическими параметрами<sup>30</sup>. На рис. 73–84 Прилож. А представлены климатические месячные карты *W*. Эти карты, не смотря на различия в абсолютной величине и размахе колебаний, отличаются сходным характером распределения, рассмотренном в гл. 4 при анализе годовой карты — в большей или меньшей степени можно говорить о трех типах изменчивости: *циркумконтинентальной, зональной* и *меридиональной* (см. рис. 17).

Так, в декабре средневзвешенное значение скорости ветра — W = 8,46 м/с, меняясь от 6,5–8,6 м/с на западе, юге и юго-востоке моря (зональная изменчивость) до 8,6–8,9 м/с в Центральной и Северной Балтике (циркумполярная изменчивость) и от 9,5 до 4,0 м/с от Аландского моря до Ботнического залива (меридиональная изменчивость) (см. рис. 84 Прилож. А). В июне средневзвешенное значение скорости ветра — W = 5,24 м/с. Июньское распределение скорости ветра напоминает декабрьское, но только не так четко выраженное — те же

<sup>&</sup>lt;sup>30</sup> Тепловая машина первого рода, порождаемая контрастом температуры полюс (холодильник) — экватор (нагреватель). Наибольший контраст температуры наблюдается зимой своего полушария — больший перепад температур вызывает больший меридиональный барический градиент, а значит и большую скорость ветра, а летом уменьшается контраст температуры, уменьшается барический градиент, слабеет скорость ветра (Шулейкин, 19686).



205

три типа изменчивости: зональная (от 5,4–5,5 до 5,2 м/с от запада до юго-востока), циркумконтинентальная (от 5,2 до 6,0 м/с от Юго-Восточной Балтики до Аландского моря) и меридиональная (от 6,0 до 4,0 м/с от Аландского моря до Ботнического залива) (см. рис. 78 Прилож. А).

Подтверждением правильности годового хода W могут служить результаты гармонического анализа, представленные на рис. 19-21 Прилож. Б. Как видим, СезХ скорости ветра определяется годовой гармоникой, квота которой достаточно высока. Несмотря на то, что на большей части моря преобладает  $q_1 \ge 0.95$ , тем не менее, можно отметить зональную изменчивость q<sub>1</sub> = 0,85÷0,95 (рост от запада до юго-востока); циркумконтинентальную  $q_1 = 0.70 \div 0.95$  (от юго-востока до Кварка), с понижением величины квоты от центра моря к западным и восточным берегам и снова зональную падение от  $q_1 = 0.93$  в Bjurokl до  $q_{\rm I} = 0,27$  в Oulu. Амплитуда  $A_{\rm I}$  зонально возрастает от 0,8 до 1,8 м/с (от запада до юго-востока), меридионально возрастает от 1,7 до 2,3 м/с (от Центральной Балтики до Аландского моря), а затем убывает до 0,2 м/с в Ботническом заливе. Максимум годовой волны T<sub>max</sub>, на большей части моря, наступает в конце ноября — начале декабря (320-350 суток от начала года), а в Ботническом заливе от конца июля до начала декабря (212–340 суток от начала года).

Атмосферное давление. В гл. 3 было показано, что относительный вклад дисперсии ДП в дисперсию ИР для атмосферного давления составляет от 18% до 29%, при этом на долю СезХ приходится 2–3% (см. табл. 4–6, 14). С увеличением дискретности измерений до 1 месяца доля СезХ возрастает на 8–10% (до 8–12%). Следовательно, при увеличении дискретности от 1 ч до 1 месяца относительная погрешность вклада СезХ  $P_0$  составит от 243% на МАСП Д-6 до 410–444% на морских станциях Дарсс Силл и Аркона Бэсин (см. табл. 4–6, 14). Таким образом, для  $P_0$  использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе СезХ не в дисперсию ИР (поскольку относительная погрешность составляет 243–444%), а только в дисперсию ДП. Итак, вклад СезХ в дисперсию ДП для  $P_0$  меняется от 8% на ст. Дарсс Силл до 12% на ст. Аркона Бэсин (табл. 4–6, 14).

На рис. 92 представлен СезХ атмосферного давления в морских районах Балтийского моря (см. рис. 5). Как видим, эти кривые отличаются подобием. Однако, эти кривые можно сгруппировать по районам на основании тесноты связи между ними. Так, для районов от B01 до B08 (заливы и Северная и Центральная Балтика) теснота связи между ними составляет  $r = 0,826 \div 0,995$ , а между ними и районами B09–B11 (Западная, Южная и Юго-Восточная Балтика) теснота связи уменьшается до  $r = 0,569 \div 0,790$ , в то время как между районами B09–B11



207

теснота связи составляет  $r = 0.912 \div 0.949$ . Несмотря на подобие кривых СезХ Р между районами, сам годовой ход очень сложен: в первой половине года можно говорить о четвертьгодовой (трехмесячной) гармонике с максимумами в феврале и мае и минимумами в ноябре декабре и марте — апреле, а во второй половине — о полугодовой гармонике с максимумом в октябре и минимумами для большинства районов в июле и декабре. При этом для большинства районов главный максимум в СезХ приходится на май, а минимум — на декабрь. Сложность характера сезонного хода давления отмечалась нами ранее для Балтийска (Дубравин и др., 2010а) и МЛСП Д-6 (Дубравин и др., 2010в). На рис. 85-96 Прилож. А представлены климатические месячные карты Р<sub>0</sub>. Эти карты, несмотря на различия в абсолютной величине и размахе колебаний, отличаются сходным характером распределения, рассмотренным в гл. 4 при анализе годовой карты — наличием меридиональной изменчивости (см. рис. 18). В мае наблюдается практически однородное давление по всему морю — 1 015,5–1 016,5 гПа, при слабом его увеличении от западного побережья к восточному и слабом убывании с юга на север (см. рис. 90 Прилож. А). В декабре наибольшее давление 1 013-1 014 гПа наблюдается на западе, юге и юго-востоке моря, наименьшее — 1 006 гПа в вершине Ботнического залива (см. рис. 96 Прилож. А). Таким образом, в декабре меридиональная изменчивость Р<sub>0</sub> на Балтике проявляется гораздо четче, чем в мае.

Подтверждением сказанному могут служить результаты гармонического анализа. Гармоники СезХ  $P_0$  среднего для всего моря следующие:  $q_1 = 0,413$ ,  $A_1 = 1,4$  гПа,  $T_{maxI} = 23.04$ ;  $q_{11} = 0,093$ ,  $A_{11} = 0,6$  гПа,  $T_{maxII} = 01.03$  (01.07);  $q_{1II} = 0,319$ ,  $A_{1II} = 1,2$  гПа;,  $q_{IV} = 0,109$ ,  $A_{IV} = 0,7$  гПа. На рис. 22–24 Прилож. Б представлены параметры годовой гармоники  $P_0$ . Как видим ее квота сначала убывает от  $q_1 = 0,35$  (Западная Балтика) до  $q_1 = 0,01$  (Юго-Восточная Балтика), а затем растет до  $q_1 = 0,71$  (см. рис. 22 Прилож. Б). Распределение амплитуды повторяет распределение квоты. Сначала  $A_1$  убывает от 0,7 до 0,2 гПа (от запада к юговостоку), а затем растет до  $A_1 = 2,8$  гПа (см. рис. 23 Прилож. Б). Максимум годовой волны на большей части моря наступает в апреле (95–120 суток от начала года), а в районах В09–В11 растянут от середины апреля до октября (см. рис. 24 Прилож. Б).

Потоки тепла. В нашем распоряжении нет длительных рядов потоков тепла Балтийского моря с месячной дискретностью, позволяющих корректно рассчитать компоненты ДП. Имеются данные позволяющие оценить либо только сезонную, либо только межгодовую изменчивость этих потоков для моря в целом, либо посчитать компоненты ДП только для отдельных пунктов (см. табл. 64–65). Потоки явного тепла. Из табл. 64 и 65 следует, что на долю СезХ в дисперсии ДП потоков явного тепла  $Q_H$  в Балтийске приходится от 34 % (среднее на интервале 1960–1990 гг.) до 57 % (интервал 1998–2006 гг.)<sup>31</sup>.

На рис. 93 представлен СезХ потоков явного тепла  $Q_{\mu}$  в морских районах Балтийского моря (см. рис. 5). Как видим, эти кривые отличаются подобием. Однако, если для большинства районов максимум<sup>32</sup> наступает в январе, а минимум — в мае, при этом с апреля по июль август потоки  $Q_{\mu}$  направлены от атмосферы к морю. То для районов В02-В04 максимум смещается на февраль (В02) или декабрь (В03, В04), а минимум — на апрель и даже на март (В04) и более длительным периодом потери тепла — с марта — апреля по август (В02, В03), или даже с февраля по август (В04). Что касается района В11, то его СезХ характеризуется наименьшим размахом годового хода с максимумом в ноябре и минимумом в апреле и самым коротким периодом потерь тепла (с марта по май). Это подтверждается результатами корреляционного и гармонического анализа. Теснота связи между СезХ в районах B03–B04 и в остальных низка —  $r = 0.05 \div 0.49$ , в то время как между СезХ в районах B01, B05–B10 значительно выше —  $r = 0.78 \div 0.99$ . Районы В03-В04 отличаются самыми низкими годовыми величинами  $Q_{\mu} A_{0} = 1,9 \div 5,4$  Вт/м<sup>2</sup>, не высокими квотой и амплитудой годовой волны  $q_1 = 0,69 \div 0,78; A_1 = 25 \div 27$  Вт/м<sup>2</sup> и наступлением максимума первой гармоники в октябре — ноябре (табл. 83).

Потоки влаги (скрытого тепла). Из табл. 64 и 65 следует, что на долю СезХ в дисперсии ДП потоков явного тепла  $Q_E$  в Балтийске приходится от 12 % (среднее на интервале 1960–1990 гг.) до 52 % (интервал 1998–2006 гг.).

На рис. 94 представлен СезХ потоков скрытого тепла  $Q_E$  в морских районах Балтийского моря. Как видим, эти кривые можно разделить на две группы. В первую группу входят районы Ботнического залива, Аландское море и Рижский залив, для которых максимум наступает в декабре — январе, а минимум в июне. Во вторую — Финский залив и собственно Балтика (от Северной до Западной Балтики), для них максимум наступает в августе — сентябре (большинство районов) —

<sup>&</sup>lt;sup>31</sup> Возможной причиной различного вклада  $Q_{\rm H}$  в дисперсию ДП является не только временная причина (расчеты на разных временных интервалах), но и пространственная (первый ряд выполнялся на ГМО Балтийск (Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960–1990), а второй на Балтийской косе (Абрамов, Стонт, 2004; Стонт, 2005)).

<sup>&</sup>lt;sup>32</sup> Положительное значение потоков тепла — атмосфера получает, море отдает, отрицательное, наоборот, — море получает, атмосфера отдает.

	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·						· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
	Гармоники							
Регион	I (го	довая во	олна)	II (r	юлугодовая во	олна)	$A_{\rm I}/A_{\rm II}$	$A_0$
	Амп. І	Дата I	Квота I	Амп. П	Дата II	Квота II		
B01	74,2	31.12	0,720	43,6	10.01 (10.07)	0,248	1,70	43,4
B02	34,6	17.12	0,831	12,8	07.01 (07.07)	0,114	2,70	18,4
B03	25,0	12.11	0,783	11,7	07.06 (07.12)	0,172	2,13	5,7
B04	27,2	19.10	0,688	16,4	18.05 (18.11)	0,248	1,66	1,9
B05	48,6	19.12	0,721	25,9	13.01 (13.07)	0,204	1,88	30,4
B06	38,6	01.01	0,646	24,4	16.01 (16.07)	0,258	1,58	19,5
B07	34,1	10.12	0,878	11,0	02.01 (02.07)	0,092	3,10	17,5
B08	30,4	06.12	0,889	9,6	05.01 (05.07)	0,089	3,16	14,8
B09	37,1	04.12	0,913	10,4	15.06 (15.12)	0,072	3,57	17,7
B10	25,2	28.11	0,946	5,6	19.06 (19.12)	0,046	4,53	13,1
B11	15,4	05.11	0,917	4,2	28.05 (28.11)	0,068	3,66	10,4
B01-B11	34,0	10.12	0,860	13,0	01.01 (01.07)	0,125	2,62	17,6

# Гармонические постоянные сезонного хода СезХ потоков явного тепла $Q_{_H}$ (Вт/м<sup>2</sup>) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг. (State and Evolution ..., 2008)

октябре, минимум в апреле — мае. Именно поэтому теснота связи между группами не высокая и даже отрицательная  $r = (-0,27) \div 0,55$ , а внутри групп  $r = 0,62 \div 0,96$  или  $r = 0,75 \div 0,98$ . При этом для всех районов в течение года  $Q_E$  положительно. Для большинства районов в СезХ  $Q_E$  годовая волна преобладает  $q_1 = 0,84 \div 0,97$ ;  $A_1 = 31 \div 48$  Вт/м<sup>2</sup>. Исключение составляют Рижский и Финский заливы, в первом районе отмечаются третьгодовые (четырехмесячные) гармоники:  $q_1 = 0,56$ ;  $A_1 = 24$  Вт/м<sup>2</sup>;  $q_{11} = 0,08$ ;  $A_{11} = 9$  Вт/м<sup>2</sup>;  $q_{111} = 0,22$ ;  $A_{111} = 15$  Вт/м<sup>2</sup>, аво втором —  $q_1 = 0,77$ ;  $A_1 = 39$  Вт/м<sup>2</sup>;  $q_{111} = 0,20$ ;  $A_{112} = 20$  Вт/м<sup>2</sup> (табл. 84).

**Потоки суммарного тепла.** Из табл. 64 и 65 следует, что на долю СезХ в дисперсии ДП потоков суммарного тепла *Q* в Балтийске приходится от 7 % (среднее на интервале 1960–1990 гг.) до 51 % (интервал 1998–2006 гг.).

На рис. 95 представлен СезХ потоков суммарного тепла Q в морских районах Балтийского моря. Как видим, эти кривые можно разделить на группы. В районах В01–В04 сохраняется СезХ, подобный  $Q_{\mu}$ , с максимумом в декабре — январе и минимумом в июне. В районах В05–В08 отмечается сходство СезХ как с потоками явного тепла  $Q_{\mu}$ , так и скрытого  $Q_{\mu}$ , с максимумом в январе и минимумом в апреле — мае и



211

# Гармонические постоянные сезонного хода СезХ потоков влаги (скрытого тепла) $Q_E$ (Вт/м<sup>2</sup>) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг.

Регион	Гармоники							$A_{_0}$
	I (го	довая во	олна)	II (r	юлугодовая во			
	Амп. І	Дата I	Квота I	Амп. II	Дата II	Квота II		
B01	42,5	05.12	0,873	11,5	28.01 (28.07)	0,064	3,70	58,4
B02	31,3	28.11	0,842	11,6	26.01 (26.07)	0,116	2,69	51,4
B03	36,0	06.11	0,946	2,2	12.01 (12.07)	0,003	16,65	50,7
B04	46,7	28.10	0,873	15,3	29.04 (29.10)	0,094	3,05	53,5
B05	39,0	15.09	0,771	19,6	05.02 (05.08)	0,195	1,99	58,7
B06	24,2	23.10	0,564	9,2	22.06 (22.12)	0,081	2,64	52,3
B07	41,1	09.10	0,918	9,4	08.02 (08.08)	0,048	4,35	58,9
B08	43,3	10.10	0,920	10,3	07.02 (07.08)	0,052	4,19	59,3
B09	48,4	16.10	0,970	7,9	16.03 (16.09)	0,026	6,16	59,5
B10	44,6	27.09	0,957	7,8	21.02 (21.08)	0,029	5,73	62,9
B11	37,7	16.08	0,969	6,1	31.01 (31.07)	0,026	6,16	59,4
B01-B11	37,4	16.10	0,956	6,5	08.02 (08.08)	0,029	5,71	57,6

(State and Evoluti	on , 2008)
--------------------	------------

вторичными максимумом в августе — сентябре и минимумом в сентябре — октябре. В районах В09–В11 преобладает сходство с СезХ  $Q_E$ , с максимумом в ноябре или сентябре и минимумом в мае или апреле. По данным гармонического анализа СезХ Q в большинстве районов преобладает первая гармоника ( $q_I = 0,80 \div 0,99$ ), а в Финском и Рижском заливах заметна и вторая гармоника ( $q_I = 0,62 \div 0,70$ ;  $q_{II} = 0,25 \div 0,30$ ) (табл. 85).

Потоки тепла, используемые атмосферой. На рис. 96 представлен СезХ потоков используемого атмосферой тепла  $Q_{p_r}$  в морских районах Балтийского моря. Как видим, эти кривые отличаются подобием. Теснота связи между ними достаточно высокая ( $r = 0,75 \div 0,97$ ). Тем не менее, среди них можно выделить районы Ботнического и Финского заливов (B01–B03, B05) с одним максимумом в августе или сентябре и минимумом в феврале или марте — апреле. В собственно Балтике и Рижском заливе в первом полугодии преобладает годовая волна, а во втором — по два максимума (в июле или сентябре и ноябре) и два минимума (в октябре и феврале или марте) (табл. 86). В гл. 4 уже отмечалось подобие распределения полей осадков *Pr* и используемого атмосферой



213

тармонические постоянные сезонного хода Сезх суммарного тепла
Q (Вт/м²) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг.
(State and Evolution, 2008)

Регион	Гармоники							$A_{0}$
	I (го	довая во	олна)	II (r	юлугодовая во			
	Амп. І	Дата I	Квота І	Амп. П	Дата II	Квота II		
B01	114,1	21.12	0,796	53,4	14.01 (14.07)	0,174	2,14	101,8
B02	65,0	08.12	0,855	23,2	16.01 (16.07)	0,109	2,81	69,8
B03	60,9	09.11	0,916	12,7	11.06 (11.12)	0,040	4,81	56,4
B04	73,7	25.10	0,821	29,9	09.05 (09.11)	0,135	2,47	55,5
B05	60,5	08.11	0,622	42,0	23.01 (23.07)	0,299	1,44	89,0
B06	52,5	06.12	0,705	31,2	10.01 (10.07)	0,250	1,68	71,9
B07	65,1	06.11	0,914	16,5	19.01 (19.07)	0,059	3,95	76,4
B08	65,3	03.11	0,918	16,8	22.01 (22.07)	0,061	3,88	74,0
B09	77,9	06.11	0,994	2,5	16.06 (16.12)	0,001	30,71	77,2
B10	61,0	18.10	0,978	6,3	31.01 (31.07)	0,010	9,75	76,0
B11	43,0	06.09	0,978	5,0	09.01 (09.07)	0,013	8,61	69,8
B01-B11	63,8	11.11	0,929	16,1	13.01 (13.07)	0,059	3,96	75,2

тепла  $Q_{p_r}$ , поскольку они отличаются друг от друга постоянным множителем (L — скрытой теплотой парообразования) (см. выражение (4.3). Поэтому, представление о распределении  $Q_{p_r}$  за каждый месяц можно получить из карт (рис. 25–36 Прилож. А), а о гармонических постоянных годовой волны — из карт (рис. 7–9 Прилож. Б).

**Остаточное тепло.** На рис. 97 представлен СезХ потоков остаточного тепла  $Q_{\Sigma}$  в морских районах Балтийского моря. Как видим, эти кривые отличаются некоторым подобием. Во всех районах минимум отмечается в теплое время года, максимум — холодное. При этом во всех районах наблюдаются отрицательные значения (т. е. атмосфера расходует тепла больше, чем получает) с продолжительностью от месяца (апрель в В11) до пяти (с февраля по июнь или с апреля по август в В04 или В02) и даже шести месяцев (с марта по август в В03). Для большинства районов в СезХ  $Q_{\Sigma}$  преобладает годовая волна, и только в Финском и Рижском заливах сказывается влияние полугодовой ( $q_1 = 0,59\div0,68; q_{II} = 0,27\div0,29$ ) (табл. 87).

Заключая гл. 7 отметим, что и доля удельного вклада регулярного сезонного хода также зависит от характера метеопараметра. Так, доля Ce3X для тепло- и влагофизических параметров  $(T_w, T_a, T_d)$ 

-



215
Таблица 86

## Гармонические постоянные сезонного хода СезХ потоков используемого атмосферой тепла $Q_{p_r}$ (Вт/м<sup>2</sup>) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг. (State and Evolution ..., 2008)

Регион		Гармоники					$A_{_{\mathrm{I}}}/A_{_{\mathrm{II}}}$	$A_{_0}$
	I (го	довая во	олна)	II (r	юлугодовая во	олна)		
	Амп. І	Дата I	Квота I	Амп. II	Дата II	Квота II		
B01	12,0	14.09	0,952	1,9	01.03 (01.09)	0,024	6,30	36,5
B02	11,9	03.09	0,910	2,7	07.02 (07.08)	0,046	4,45	36,6
B03	15,6	23.08	0,873	3,5	07.02 (07.08)	0,045	4,40	39,0
B04	10,9	21.08	0,772	2,6	22.01 (22.07)	0,045	4,14	32,4
B05	18,0	01.09	0,916	2,8	31.01 (31.07)	0,022	6,48	38,2
B06	16,9	23.09	0,942	0,4	10.03 (10.09)	0,000	44,23	39,7
B07	9,4	19.09	0,857	1,4	27.06 (27.12)	0,019	6,77	30,1
B08	10,2	21.09	0,873	0,7	24.01 (24.07)	0,004	15,70	33,6
B09	7,6	17.09	0,771	2,5	08.01 (08.07)	0,081	3,09	32,2
B10	10,6	31.08	0,885	1,4	18.05 (18.11)	0,017	7,28	35,6
B11	8,2	23.08	0,742	2,9	29.05 (29.11)	0,093	2,82	35,8
B01-B11	11,3	08.09	0,921	1,1	23.01 (23.07)	0,009	10,12	34,8

высока: ~70 % для  $T_d$ , ≥80 % для  $T_a$  и ≥90 %  $T_w$  в поверхностном слое. При увеличении дискретности до месяца доля СезХ возрастет до 81– 89 % для  $T_d$ , до 92–95 % для  $T_a$  и до 97–99 % для поверхностной  $T_w$ , а относительная погрешность в определении вклада СезХ составит 22–29, 8–18 и 2–7 % для  $T_d$ ,  $T_a$  и  $T_w$ , соответственно. Поэтому использование данных с месячным осреднением для поверхностной  $T_w$  позволяет корректно говорить о вкладе СезХ в дисперсию ИР, однако, для  $T_d$ ,  $T_a$ такая дискретность позволяет корректно говорить о вкладе СезХ не в дисперсию ИР, а только в дисперсию ДП.

Для динамических параметров (U, V, h, W,  $P_0$  и Pr) доля СезХ не превышает 10 %, При увеличении дискретности до месяца доля СезХ возрастет на 8–12 % для  $P_0$  и h, на 15–25 % для U и V и на 34–51 % для W, а относительная погрешность в определении вклада СезХ составит от 240–445 % для  $P_0$  и h до 415–847 % для W и U и V и до 1 550 % для Pr. Следовательно, использование данных с месячной дискретностью позволяет оценить долю СезХ только в дисперсии ДП.

Удельный вклад СезХ для S в поверхностном слое составляет от 10 до 25%. С глубиной его вклад уменьшается до минимума в слое



217

Таблица 87

Гармонические постоянные сезонного хода СезХ потоков остаточного
тепла $Q_{\Sigma}$ (Вт/м²) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг.
(State and Evolution, 2008)

Регион		Гармоники					$A_{\rm I}/A_{\rm II}$	$A_{0}$
	I (годовая волна)			II (r	II (полугодовая волна)			
	Амп. І	Дата I	Квота І	Амп. П	Дата II	Квота II		
B01	116,1	28.12	0,803	53,6	13.01 (13.07)	0,171	2,16	65,3
B02	67,1	18.12	0,876	21,3	14.01 (14.07)	0,089	3,14	33,2
B03	59,2	23.11	0,914	14,4	05.06 (05.12)	0,054	4,12	17,4
B04	69,6	02.11	0,784	32,1	08.05 (08.11)	0,166	2,17	23,1
B05	56,2	25.11	0,592	39,3	23.01 (23.07)	0,290	1,43	50,8
B06	50,2	25.12	0,685	31,4	10.01 (10.07)	0,268	1,60	32,2
B07	59,1	13.11	0,906	15,5	21.01 (21.07)	0,062	3,81	46,3
B08	58,0	09.11	0,910	16,2	22.01 (22.07)	0,071	3,59	40,4
B09	73,1	11.11	0,995	1,9	13.05 (13.11)	0,001	39,21	45,0
B10	55,3	28.10	0,975	7,5	03.02 (03.08)	0,018	7,40	40,4
B11	35,1	09.09	0,958	5,3	26.01 (26.07)	0,022	6,58	34,1
B01-B11	59,7	21.11	0,928	15,0	12.01 (12.07)	0,059	3,97	40,4

галоклина (2–10%) а затем несколько возрастает ко дну (до 5–12%). С увеличением дискретности от 1 часа до 1 месяца доля СезХ возрастет на 8–18% в верхнем слое, на 2–10% — в галоклине и на 5–12% — у дна. Относительная погрешность СезХ в этом случае составит от 39 до 181% в поверхностном слое, от 72 до 222% — в галоклине и 80–94% — в придонном. Поэтому и для *S* использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно говорить лишь о вкладе СезХ в дисперсию ДП.

Сезонный ход большинства гидрометеорологических параметров ( $T_w$ ; S на поверхности; h;  $T_a$ ;  $T_d$ ; W; Pr; Ev;  $R_s$ ;  $B_0$ ;  $Q_s = (Q_{np} - Q_{om})$ ;  $Q_H$ ;  $Q_E$ ;  $Q; Q_{pr}; Q_s = (Q - Q_{pr})$ ) характеризуется годовой гармоникой, за исключением S в слое галоклина;  $P_0$  и B.

Для тепло- и влагофизических параметров ( $T_w$ ,  $T_a$  и  $T_d$ ) максимум в годовом ходе наступает летом (июль — август), минимум — зимой (февраль — март); для динамических (W;  $Q_H$ ; Q;  $Q_{\Sigma} = (Q - Q_{p_r})$ ) максимум в годовом ходе наблюдается в холодный период (ноябрь — январь) минимум в теплый (май — июль); для потоков влаги  $Q_E$  или тепла используемого атмосферой  $Q_{p_r}$  максимум отмечается в сентябре, минимум — в мае или марте; для уровня среднего для Балтики h или результирующего



219

водообмена  $Q_{\Sigma}$ : максимум — август или ноябрь, минимум — март — май или февраль — апрель. Для элементов пресноводного баланса: максимум — для  $R_{\Sigma}$  и  $B_0$  в мае, для Pr или Ev в августе или сентябре, минимум — в ноябре — декабре ( $R_{\Sigma}$  и  $B_0$ ), феврале (Pr) или мае (Ev).

Для солености на поверхности годовая гармоника в основном наблюдается в открытом море, где квота  $q_1 \ge 0.75$ . В близи устьев рек вклад годовой волны уменьшается до  $q_1 \le 0.25$ . Для большинства регионов максимум в Ce3X поверхностной солености наступает в холодный период (ноябрь — февраль), а минимум в теплый (июнь — август).

Сезонный ход *S* в слое галоклина и водного баланса *B* моря характеризуется полугодовой гармоникой с максимумами в мае — июне и ноябре и минимумами в феврале и августе — сентябре.

Годовой ход атмосферного давления очень сложен: в первой половине года отмечается четвертьгодовая (трехмесячная) волна с максимумами в феврале и мае и минимумами в ноябре — декабре и марте апреле, а во второй половине — полугодовая гармоника с максимумом в октябре и минимумами в июле и декабре. При этом для большинства районов главный максимум в СезХ приходится на май, а минимум на декабрь.

# МЕЖГОДОВАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Температура воды. Выше (гл. 3, 6, см. табл. 1, 2, 55) было показано, что относительный вклад дисперсии МГИ в дисперсию ИР для  $T_{_{\!W}}$ в поверхностном слое мал — ~1 % (ст. Гесер, Дарсс Силл, Аркона Бэсин). Расчеты показали, что использование этих данных с месячным осреднением (вычисление по выражению (2.3)) не приведет к большой погрешности в оценках вклада МГИ. Как следует из табл. 1 и 2 различия в удельном вкладе МГИ между расчетами по ежечасным и ежемесячным наблюдениям не превышают ≤0,07 % (1,01 и 1,08 % на гор. 7 м ст. Дарсс Силл и 0,73-0,92 и 0,74-0,93 % на гор. 2, 5, 7 м ст. Аркона Бэсин). Следовательно, относительная погрешность, при замене ежечасных данных на ежемесячные, в верхнем слое для  $T_{w}$  на ст. Дарсс Силл составляет 6,9%, а на ст. Аркона Бэсин — 0,6-2,2%. Таким образом, для  $T_w$  в поверхностном слое использование данных только с месячным осреднением не приведет к значительным ошибкам в оценках вклада МГИ. Итак, вклад МГИ для Т<sub>и</sub> в поверхностном слое на западе и юге (ст. Гесер или Дарсс Силл и Аркона Бэсин), на интервалах 1897-1975 или 1992-2013 гг. составляет 1 %, а в Борнхольмской (кв. 11) и Гданьской (кв. 36) впадинах на интервале 1950–2005 гг. — 3 % (табл. 1, 2, 55–57, 62–65).

С глубиной доля вклада МГИ  $T_w$  несколько увеличивается до 4 % в слое термоклина и до 2–5 % — в придонном. Использование данных с месячной дискретностью привело к увеличению доли вклада МГИ на 0,3–0,7 % на промежуточных горизонтах и на 0,1–0,3 % — в придонных. Следовательно, относительная погрешность, при замене ежечасных данных на ежемесячные, в слое термоклина для  $T_w$  на ст. Дарсс

Силл составляет 9,6 %, а на ст. Аркона Бэсин — 18,6 %, а в придонном слое 5,6 и 5,9 %, соответственно. Таким образом, для  $T_w$  как в поверхностном слое, так и в придонном слоях, использование данных только с месячным осреднением не приведет к значительным ошибкам в оценках вклада МГИ. Итак, вклад МГИ для  $T_w$  в слое термоклина на западе и юге (ст. Дарсс Силл и Аркона Бэсин), на интервале 2002–2013 гг., составляет 4 %, а в Борнхольмской (кв. 11) и Гданьской (кв. 36) впадинах, на интервале 1950–2005 гг., — 28 и 39 %, а придонном — 2–5, 64 и 54 %, соответственно (табл. 1, 2, 62–63).

Представление о межгодовой изменчивости поверхностной  $T_w$  в Западной, Южной и Центральной Балтике дают рис. 98 и табл. 88, 89. Из табл. 88, в которой представлены результаты корреляционного анализа полей температуры за февраль, август и год в характерных точках Южной и Центральной Балтики (плавмаяк Гесер; кв. 11 — Борнхольмская, кв. 36 — Гданьская, кв. 47 — Готландская впадины, и Балтийск), следует, что наибольшей теснотой связи в поле температуры отличаются

Таблица 88

Корреляционная матрица температуры воды  $T_w$  (°С) на поверхности в Западной, Южной и Центральной Балтике (значения за февраль, август, год 1900–2005 гг.), рассчитанная по данным (Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960–1990; State and Evolution ..., 2008)

Пункт	Кв. 11	Кв. 36	Кв. 47	Гесер	Балтийск					
Февраль										
Кв. 11	1,0	0,878	0,857	0,666	0,756					
Кв. 36		1,0	0,845	0,709	0,806					
Кв. 47			1,0	0,588	0,710					
Гесер				1,0	0,784					
	Август									
Кв. 11	1,0	0,889	0,804	0,859	0,690					
Кв. 36		1,0	0,716	0,832	0,726					
Кв. 47			1,0	0,697	0,541					
Гесер				1,0	0,585					
			Год							
Кв. 11	1,0	0,471	0,290	0,330	0,702					
Кв. 36		1,0	0,144	0,035	0,718					
Кв. 47			1,0	-0,158	0,207					
Гесер				1,0	0,722					



квадраты, расположенные в Борнхольмской, Гданьской и Готландской впадинах в феврале и августе и в Гесере и Балтийске в среднем за год. Причина — качество наблюдений: в Гесере и Балтийске практически отсутствуют пропуски наблюдений, поэтому среднегодовые значения достоверны, а в морских одноградусных трапециях особенно в первой половине прошлого столетия могло быть одно два наблюдения в году, поэтому, их среднегодовые значения не корректны. Именно этим можно объяснить слабую прямую тесноту связи между Балтийском и кв. 47 (r = 0,21) и слабую обратную — между Гесером и кв. 47 (r = -0,16) в поле температуры за год, а также маловероятные величины линейного тренда в кв. 11 (Tr = -0,026 °С/год) и кв. 36 (Tr = 0,009 °С/год), в среднем за год, в то время как февральские тренды составили (0,009 и 0,010 °С/год), а августовские — (0,029 и 0,020 °С/год), соответственно (см. табл. 89).

Таблица 89

Оценки полиномиальных трендов поверхностных температуры (верхняя) и солености (нижняя строка) в Западной, Южной и Юго-Восточной Балтике (значения за февраль, август, год 1900–2005 гг.), рассчитанная по данным (Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960–1990; State and Evolution ..., 2008)

Степень		Коэффициенты							
полинома	0	1	2	3					
	Гесер (февраль 1900–1975 гг.)								
1	1,26	0,006 6	-	-					
1	11,51	-0,003 2	-	_					
9	1,22	0,009 4	-0,000 03	_					
4	10,82	0,052 1	-0,000 7	-					
2	0,32	0,123 1	-0,003 4	0,000 03					
5	10,60	0,087	0,001 9	0,000 01					
	Гесе	ер (август 1900–1	975 гг.)						
1	16,11	0,006 1	_	_					
1	9,57	0,003 9	_	_					
9	16,95	0,007 2	-0,000 01	_					
4	9,29	0,026	-0,000 3	-					
2	15,53	0,078 2	-0,002 1	0,000 02					
	9,29	0,026 6	-0,000 3	0,000 002					
	Ге	сер (год 1900–19	75 гг.)						
1	8,36	0,003 6	-	_					
1	10,02	0,012 6	_	_					
9	8,27	0,009 9	-0,000 07	_					
2	9,93	0,018 8	-0,000 08	-					

# Продолжение табл. 89

Степень	Коэффициенты							
полинома	0	1	2	3				
	8.25	0.012 3	-0.000 1	0.000 005				
3	9,62	0,057 8	-0,001 2	0,000 009				
Кв. 11 (февраль 1904–2005 гг.)								
	1,80	0,009 2	_	_				
	7,48	0,002 3	_	-				
	2,55	-0,027	0,000 3	_				
2	7,23	0,014 3	-0,000 1	_				
	2,37	-0,005 8	-0,000 1	0,000 003				
3	7,56	-0,024 6	0,000 7	-0,000 005				
	Кв.	11 (август 1902–2	2005 гг.)					
1	15,02	0,029 3	-	-				
1	7,28	0,002 6	_	_				
0	14,79	0,040 4	-0,000 1	-				
2	7,02	0,015 7	-0,000 1	_				
0	13,64	0,173 5	-0,003 1	0,000 02				
3	7,38	-0,027 4	0,000 9	-0,000 006				
	Кв	. 11 (год 1902–20	05 гг.)					
1	11,34	-0,026 4	-	-				
1	7,28	0,003 5	_	-				
9	10,05	0,0394	-0,000 6	-				
4	7,07	0,014 5	-0,000 1	_				
9	6,00	0,455 6	-0,01	0,000 06				
3	7,47	-0,026 2	0,000 8	-0,000 006				
	Кв	. 11 (год 1950–20	05 гг.)					
1	8,38	0,008 9	_	_				
1	Кв. 11 (год 1950–2005   8,38 0,008 9   7,74 -0,004 6		-	-				
	Кв. 3	6 (февраль 1904–	-2005 гг.)					
1	1,67	0,010 1	_	_				
1	7,47	0,000 4	_	-				
9	2,61	-0,034 8	0,000 4	-				
4	7,02	0,221	-0,000 2	_				
9	2,31	0,004 6	-0,000 5	0,000 005				
3	7,50	-0,040 6	0,001 2	-0,000 008				
	Кв.	36 (август 1902–2	2005 гг.)					
1	16,66	0,019 5						
1	7,21	0,000 4	-	-				
9	16,52	0,025 9	-0,000 05	_				
2	7,02	0,008 7	-0,000 07	_				
0	14,95	0,230 6	-0,004 7	0,000 03				
3	7,44	-0,045 1	0,001 1	-0,000 007				

#### Окончание табл. 89

Степень	Коэффициенты						
полинома	0	0 1 2					
Кв. 36 (год 1902–2005 гг.)							
1	8,68	0,009 3	_	-			
1	7,15	0,002 5	-	-			
9	7,96	0,047 5	-0,000 3	-			
2	6,89	0,016 4	-0,000 1	-			
9	5,19	0,369 2	-0,007 6	0,000 04			
3	7,44	-0,047 6	0,001 3	-0,000 009			
	Кв	в. 36 (год 1950–20	05 гг.)	·			
1	8,41	0,024 6	-	-			
1	7,64	-0,007 9	_	_			
	Балти	йск (февраль 195	0-2000 гг.)				
1	0,42	0,012 3	-	-			
1	6,39	-0,030 1	_	_			
0	0,68	-0,0166	0,000 6	-			
2	6,18	0,008 2	-0,001 2	_			
0	0,74	-0,031 5	0,001 3	-0,000 009			
3	6,19	0,005 5	-0,001	-0,000 004			
	Балти	ийск (август 1950	-2000 гг.)	•			
1	18,23	0,013 2	_	-			
1	5,93	-0,014 8	-	_			
0	18,71	-0,042 7	0,001 1	-			
2	6,11	-0,047 6	0,001	-			
0	19,13	-0,134 8	0,005 5	-0,000 06			
3	5,93	0,013 4	-0,003 7	0,000 1			
	Бал	гийск (год 1950–2	2000 гг.)	• •			
1	8,57	0,011 6	-	-			
1	6,06	-0,022	_	_			
0	8,92	-0,028	0,000 8	-			
2	5,90	-0,001	-0,005	-			
	9,01	-0,048 7	0,001 7	-0,000 01			
3	6,14	-0,063 1	0,003 1	-0,000 06			

Для выявления вековой цикличности во временных рядах гидрометеоэлементов использование линейного тренда малопригодно. Наличие линейного тренда (как положительного, так и отрицательного) не зависит от присутствия (или отсутствия) вековой волны. Вековой ход можно выявить с помощью полинома второго порядка. В табл. 89 кроме линейных трендов исходных рядов поверхностных температуры и солености представлены и полиномиальные. Их анализ показал, что в Южной Балтике (кв. 11 и кв. 36) в феврале, августе и в среднем за год в поле температуры хорошо выражена вековая волна, при этом в августе и в среднем за год максимум векового хода наступает в середине шестидесятых годов, а в феврале минимум сдвигается на сороковые годы.

Соленость. Выше (гл. 3, 6, см. табл. 1, 2, 55, 56) было показано, что относительный вклад дисперсии МГИ в дисперсию ИР для S в поверхностном слое меняется от 2-4 % на ст. Гесер и Дарсс Силл до 31 % на ст. Аркона Бэсин<sup>33</sup>. Расчеты показали, что использование этих данных с месячным осреднением (вычисление по выражению (2.3) приведет к большой погрешности в оценках вклада МГИ). Как следует из табл. 1 и 2 различия в удельном вкладе МГИ между расчетами по ежечасным и ежемесячным данным наблюдений составляют от 6 % (на гор. 7 м ст. Дарсс Силл) до 13 % (на гор. 7 м ст. Аркона Бэсин). Следовательно, относительная погрешность, при замене ежечасных данных на ежемесячные, в верхнем слое для S на ст. Дарсс Силл составляет 121 %, а на ст. Аркона Бэсин — 43 %. Таким образом, для S в поверхностном слое использование данных только с месячным осреднением приведет к значительным ошибкам в оценках вклада МГИ (хотя сама величина дисперсии мала  $\sigma_{\rm MFH}^2 = 0.06 \div 0.38$  (PSU<sup>2</sup>)), т. е. использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе МГИ не в дисперсию ИР, а только в дисперсию ДП.

Итак, вклад МГИ в дисперсию ДП для *S* в поверхностном слое на западе (ст. Гесер или Дарсс Силл) на интервалах 1897–1975 или 1992–2012 гг., составляет 6–11 %; на ст. Аркона Бэсин на интервале 2002–2013 гг. — 31 %; а в Борнхольмской (кв. 11) и Гданьской (кв. 36) впадинах, на интервале 1950–2005 гг. — 66 и 63 %, соответственно (табл. 1, 2, 55–57, 62–65).

С глубиной доля вклада МГИ S несколько увеличивается, поэтому, при использование данных с месячной дискретностью, также можно ожидать высокой относительной погрешности. Расчеты показали, что относительная погрешность, при замене ежечасных данных на ежемесячные, в слое галоклина для S на ст. Дарсс Силл составляет 222 %, а на ст. Аркона Бэсин — 143 %, а в придонном слое — 94 и 80 %, соответственно. Таким образом, для S как в поверхностном слое, так и в галоклине и придонном слоях, использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе МГИ не в дисперсию ИР, а только в дисперсию ДП.

Итак, вклад МГИ в дисперсию ДП для *S* в слое галоклина на западе и юге (ст. Дарсс Силл и Аркона Бэсин), на интервале 2002–2013 гг., составляет 8 и 24 %, а в Борнхольмской (кв. 11) и Гданьской (кв. 36)

<sup>&</sup>lt;sup>33</sup> Несмотря на значительную долю относительного вклада дисперсии МГИ в дисперсию ИР для S — 30,5 %, сама величина дисперсии мала  $\sigma_{_{\rm MFH}}{}^2$  = 0,06 (PSU<sup>2</sup>).

впадинах, на интервале 1950–2005 гг. — 35 и 56 %, а придонном — 29–33, 93 и 78 %, соответственно (табл. 1, 2, 62–63).

Представление о межгодовой изменчивости поверхностной *S* в Западной, Южной и Центральной Балтике дают рис. 99 и табл. 89, 90. Из табл. 90, в которой представлены результаты корреляционного анализа полей солености за февраль, август и год в тех же точках Южной и Центральной Балтики, что и для  $T_w$  (см. рис. 98), следует, что наибольшей теснотой связи в поле солености отличаются квадраты, расположенные в Борнхольмской, Гданьской и Готландской впадинах в феврале и августе и в среднем за год. При этом, в отличии от  $T_w$ , теснота связи в этих квадратах для солености в среднем за год выше, чем в феврале и августе, а теснота связи между МГИ *S* в Гесере или Балтийске и морских квадратах мала или даже отрицательная.

Это вполне понятно, соленость на поверхности в Гесере самая высокая (из-за близости к Датским проливам, где соленость превышает 20 и даже 30 PSU), а соленость в Балтийске самая низкая (из-за распреснения

Таблица 90

Корреляционная матрица поверхностной солености в Западной, Южной и Центральной Балтике (значения за февраль, август, год 1900–2005 гг.), рассчитанная по данным (Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960–1990; State and Evolution ..., 2008)

Пункт	Кв. 11	Кв. 36	Кв. 47	Гесер	Балтийск				
Февраль									
Кв. 11	1,0	0,550	0,441	0,198	0,168				
Кв. 36		1,0	0,747	-0,008	0,181				
Кв. 47			1,0	0,215	0,028				
Гесер				1,0	0,388				
	Август								
Кв. 11	1,0	0,583	0,604	0,162	-0,088				
Кв. 36		1,0	0,441	-0,134	0,140				
Кв. 47			1,0	-0,006	-0,202				
Гесер				1,0	0,300				
		]	Год						
Кв. 11	1,0	0,808	0,681	0,579	0,365				
Кв. 36		1,0	0,812	0,478	0,498				
Кв. 47			1,0	0,379	0,377				
Гесер				1,0	-0,474				



229

речным стоком), поэтому, чем больше сток, тем слабее связь в поле солености между станциями прибрежными и открытого моря (см. рис. 99). Из табл. 91, где представлена теснота связи между температурой и соленостью для каждого пункта, следует, что для открытой части Южной и Центральной Балтики МИ полей температуры и солености в среднем за год, характеризуется обратной связью,  $r = (-0,26) \div (-0,44)$ , в то время как в Гесере эта связь прямая (r = 0,38). В Балтийске большую часть года наблюдается невысокая обратная связь (r = -0,26 в феврале и r = -0,23 в среднем за год), летом меняющаяся на прямую (r = 0,23).

В квадратах 36 и 11 на интервале 1900–2005 гг. линейный тренд поверхностной S положителен  $Tr_s = 0,0025$  и 0,0035 PSU/год, а на интервале 1950–2005 гг. становится отрицательным  $Tr_c = (-0,007 9)$ и (-0,004 6) PSU/год. В Гесере на интервале 1900-1975 гг. линейный тренд значительно выше Tr<sub>s</sub> = 0,012 6 PSU/год, а для Балтийска на интервале 1959–2000 гг. отрицателен и составил  $Tr_s = (-0,022)$  PSU/год (см. табл. 89). Анализ рядов поверхностной S в квадратах 11 и 36 показал, что в феврале, августе и в среднем за год, в поле солености, как и в поле температуры, хорошо выражена вековая волна, при этом в феврале, августе и в среднем за год максимум приходится на начало пятидесятых годов, а минимум — на начало и конец двадцатого столетия. Данные табл. 91, где представлены синхронные связи между Т, и S (невысокие отрицательные), на первый взгляд как бы противоречат результатам в табл. 89, где в кв. 36 для среднегодовых рядов температуры и солености показано наличие максимума вековой волны, наступающего примерно в середине прошлого столетия. Однако, корреляционный анализ временных рядов  $T_w$  и S с учетом сдвига ( $\tau$ ) показал, что максимум вековой волны солености опережает вековой температурный максимум по данным за август и год на 14–17 лет, а по данным за февраль максимум вековой волны температуры опережает вековой

Таблица 91

Значения коэффициентов корреляции между межгодовой изменчивостью температуры и солености в Западной, Южной и Центральной Балтике (значения за февраль, август, год 1900–2005 гг.), рассчитанные по данным (Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960–1990; State and Evolution ..., 2008)

Период	Кв. 11	Кв. 36	Кв. 47	Гесер	Балтийск
Февраль	0,109	-0,081	-0,293	0,124	-0,257
Август	-0,140	-0,471	-0,347	-0,103	0,227
Год	-0,316	-0,265	-0,435	0,377	-0,226

соленостный максимум на 7 лет. Иными словами, наибольшая теснота прямой связи между соленостью и температурой в кв. 36 наступает: r = 0,17 при  $\tau = 7$  лет по данным за февраль; r = 0,23 при  $\tau = -17$  по данным за август и r = 0.16 при  $\tau = -14$  лет по среднегодовым значениям.

Уровень моря. Выше (гл. 3, см. табл. 3) было показано, что относительный вклад дисперсии МГИ в дисперсию ИР для h на ст. Гесер составляет 4%. Расчеты показали, что использование этих данных с месячным осреднением (вычисление по выражению (2.3) приведет к большой погрешности в оценках вклада МГИ). Как следует из табл. 3 различия в удельном вкладе МГИ между расчетами по ежечасным и ежемесячным данным наблюдений составляют 18%. Следовательно, относительная погрешность, при замене ежечасных данных на ежемесячные в Гесере составляет 427%. Таким образом, для h использование данных только с месячным осреднением приведет к значительным ошибкам в оценках вклада МГИ, т. е. использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе МГИ не в дисперсию ИР, а только в дисперсию ДП. Итак, вклад МГИ в дисперсию ДП для h меняется от 22% в Гесере до 15% в Кронштадте.

На рис. 100 представлен межгодовой ход уровня в Гесере, Варнемюнде, Ландсорте, Балтийске, Таллине, Кронштадте и в среднем для Балтики. Расчеты показали (табл. 92), что средняя за 1901–1976 гг. величина многолетнего уровня h менялась от 505 см на западе (Гесер) или 500 см на востоке моря (Кронштадт) до 488–489 см в центральной его части (Балтийск и Ландсорт), при среднем для Балтики в целом  $h = 492^{34}$  см.

На интервале 1901–2005 гг. подобием временного хода, с одной стороны, отличаются посты Гесер, Варнемюнде, Балтийск и Кронштадт, с интегральным ростом уровня, а с другой — Ландсорт и Таллин, с интегральным его падением (табл. 93). Таким образом, на фоне роста уровня на большинстве водомерных постов Балтики, обусловленного подъемом уровня в Атлантическом и Мировом океане (Клиге, 1985) *евстатические* колебания, его падение в Ландсорте и Таллине можно объяснить только изостатическими колебаниями *h*. Согласно современной карте вертикальных движений земной коры (Kakkuri, Pounten, 1997; Современные движения ..., 2011) в Ландсорте подъем суши составляет около 3 мм/год, а в Таллине около 1 мм/год.

<sup>&</sup>lt;sup>34</sup> Согласно расчетам Н. Н. Лазаренко (1962, 1992), средний за 1887–1976 гг. уровень в Гесере завышен на 25 см, в Варнемюнде — на 24 см, в Ландсорте на 10 см. Именно поэтому, для анализа межгодовой изменчивости уровня, следует обращать внимание не столько на абсолютные значения *h* на водомерных постах, сколько на характер временной изменчивости на этих постах.

Таблица 92

# Оценки параметров основного и локальных трендов Tr<sub>h</sub> (мм/год), рассчитанных по данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Беренбейм, Чубаренко, 1994; Гидрометеорологические условия ..., 1992; Лазаренко, 1961; Экстремальные значения ..., 1982; State and Evolution ..., 2008)

		Гесер	Bap-	Ланд-	Бал-	Тал-	Крон-	Ср. для	
			немюнде	сорт	тийск	ЛИН	штадт	Балтики	
				1901-	-1940				
Величина тренда		1,12	0,22	-3,34	0,65	-1,49	-1,92	-0,13	
	максим.	509,8	497,0	511,1	494,0	517,0	516,0	02,1	
Уровни	средний	502,9	492,5	488,9	484,8	499,2	499,6	491,8	
	миним.	495,4	485,7	463,0	45,0	486,0	483,0	482,3	
				1901-	1976				
Величии	на тренда	1,02	0,91	-0,60	1,40	-0,38	-0,05	0,10	
	максим.	513,4	501,0	511,1	503,0	517,0	516,0	503,3	
Уровни	средний	505,0	494,4	488,6	487,5	499,3	499,9	491,9	
	миним.	495,4	485,7	463,0	474,0	486,0	482,7	4 750	
		1951-2005							
Величи	на тренда	1,17	2,16	-2,10	2,81	-0,02	1,90	-	
	максим.	517,1	510,7	498,4	509,8	512,2	-	-	
Уровни	средний	509,1	499,5	485,3	495,8	498,9	-	-	
	миним.	498,9	490,1	465,4	478,0	488,0	-	-	
				1835-	2007				
Величии	на тренда	_	-	-	-	-	0,55	-	
	максим.	_	-	-	-	-	524,0	-	
Уровни	средний	-	_	_	-	-	500,5	-	
	миним.	_	_	_	-	_	482,7	_	
				1840-	2006				
Величи	на тренда	_	_	-	1,65	-	_	-	
	максим.	_	_	_	509,8	_	_	_	
Уровни	средний	_	-	-	486,3	-	_	-	
	миним.	-	-	-	466,0	-	-	-	

(Дубравин,	, 2013a)
------------	----------

Спектральный анализ многолетних колебаний уровня Балтийского моря позволил повсеместно выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние, колебания с периодами 3–4, 5–6, 7–8, 10–14, 18–20, 25, 33, 66 лет, и вековые (вековые максимумы уровня приходятся на конец 90-х годов XIX — начало XX столетия и на конец 80-х XX — начало XXI столетия) (Дубравин, 2013а). Подобные квазипериодичности для уровня во всех районах Балтики ранее отмечались в публикациях (Беренбейм, Чубаренко, 1994; Гидрометеорологические условия ..., 1992).



233

Таблица 93

Корреляционные матрицы между межгодовым ходом уровня для некоторых водомерных постов в Балтийском море, рассчитанные за период 1901–2005 гг. (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Беренбейм, Чубаренко, 1994; Гидрометеорологические условия ..., 1992; Лазаренко, 1961; Экстремальные значения ..., 1982; State and Evolution ..., 2008) (Дубравин, 2013а)

	Хорн- бек	Гесер	Вар- немюнде	Ланд- сорт	Бал- тийск	Тал- лин	Крон- штадт	Ср. для Балтики
Хорнбек	1,000	0,642	0,691	0,458	0,765	0,867	0,855	0,934
Гесер		1,000	0,895	0,051	0,868	0,490	0,640	0,575
Варнемюнде			1,000	0,022	0,930	0,592	0,701	0,624
Ландсорт				1,000	0,148	0,829	0,582	0,725
Балтийск					1,000	0,647	0,807	0,808
Таллин						1,000	0,863	0,899
Кронштадт							1,000	0,901
Ср. для Бал-								
тики								1,000

## Элементы водного баланса

В нашем распоряжении из всех элементов водного баланса для Балтики в целом, длительные временные ряды имеются только для суммарного речного стока и результирующего водообмена. Тем не менее, достаточно длинные временные ряды и для других элементов водного баланса в некоторых пунктах Балтийского моря (см. гл. 7 табл. 74) позволяют получить сведения о МГИ элементов баланса для Балтики в целом.

Осадки. Представление о МГИ осадков *Pr* в некоторых пунктах Балтийского моря дают рис. 101 и табл. 78 и 94, из которых видно, что во второй половине прошлого столетия на северо-западе района В07 (Северная Балтика) величина *Pr* колеблется около среднего значения 540 мм. При этом вклад МГИ в дисперсию ДП для *Pr* меняется от 4 % в Висбю до 9 % в Варнемюнде и 13 % в Балтийске. В то же время в Северной Балтике можно выделить несколько периодов роста и падения величины *Pr*: с 1951 по 1962 г. — повышение (тренд +14,6 мм/год); с 1962 по 1979 г. — режим близкий к стационарному (тренд +0,7 мм/год) и с 1979 по 1990 г. — снижение (тренд –6,4 мм/год). На юго-востоке района В09 (Юго-Восточная Балтика) в среднем на интервале с 1948 по 1990 г. можно говорить о заметном увеличении величины осадков



8. Межгодовая составляющая гидрометеорологических элементов

Рис. 101. Межгодовая изменчивость атмосферных осадков *Pr* (мм/год), выпадающих в Стокгольме, Балтийске, Висбю и всей Балтике, рассчитанная по данным (Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960–1990; Omstedt, 2009; State and Evolution ..., 2008)

(Дубравин, Маслянкин, 2012а)

Таблица 94

Оценки линейных трендов атмосферных осадков Tr<sub>pr</sub> (мм/год) на различных временных интервалах для различных пунктов Балтийского моря, рассчитанных по данным (Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960–1990; Omstedt, 2009; State and Evolution ..., 2008) (Дубравин, Маслянкин, 2012а)

Пункт	Период	Тренд	Период	Тренд	Период	Тренд	Период	Тренд
Сток-								
$ГОЛЬМ^1$	1951-1993	0,06	1951-1962	14,57	1962-1979	0,71	0	-6,43
Бал-							661	
тийск <sup>2</sup>	1948–1990	3,99	1948–1970	6,24	1971–1979	0,02	6-1	-7,85
Висбю1	1973-1997	-1,96	1973-1979	-6,37	1980–1997	-2,76	67	-0,42
Море в								
целом <sup>3</sup>	1979-2002	-1,96	1982–1987	-22,21	1987-1992	31,29		-3,53

*Примечание:* рассчитано по <sup>1</sup> State and Evolution ..., 2008; <sup>2</sup> Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960–1990; <sup>3</sup> Omstedt (2009).

(тренд +4,0 мм/год). В то же время в этом районе отмечаются сходные тенденции с районом В07: с 1948 по 1970 г. — рост (тренд +6,2 мм/год); с 1971 по 1979 г. — режим близкий к стационарному (тренд +0,02 мм/год) и с 1979 по 1990 г. — падение (тренд –7,9 мм/год).

На севере района В08 (Центральная Балтика), в среднем на интервале с 1973 по 1997 г. отмечается снижение величины осадков ( $Tr_{pr}$  = = (-2,0) мм/год), при этом с 1973 по 1979 г. — падение самое заметное (*Tr*<sub>ре</sub> = (-6,4) мм/год), в период с 1980 по 1997 г. — отрицательная тенденция ослабевает (*Tr*<sub>*p*</sub> = (-2,8) мм/год), а в период 1979–1990 г. — тенденция минимальна (*Tr<sub>pr</sub>* = (-0,4) мм/год). Для моря в целом величина осадков на интервале 1979-2002 гг. колеблется около среднего значения 615 мм (при слабом отрицательном тренде  $Tr_{p_r} = (-2,0)$  мм/год). В то же время, в период с 1982 по 1987 г. отмечается сильное понижение уровня осадков (*Tr*<sub>pr</sub> = (-22,2) мм/год), а с 1988 по 1992 г., наоборот, его сильное повышение — (*Tr*<sub>pr</sub> = 31,3 мм/год), затем заметное падение до 2002 г. ( $Tr_{pr} = (-4,5)$  мм/год). Следует заметить, что на общем для всех рядов интервале (1979-1990 гг.), отмечается отрицательный тренд: самый заметный в Балтийске и Стокгольме (Tr<sub>pr</sub> = (-7,9) и (-6,4) мм/год, соответственно); средний — для моря в целом (*Tr*<sub>pr</sub> = (-3,5) мм/год) и слабый — в Висбю ( $Tr_{pr} = (-0,4)$  мм/год).

Суммарный речной сток. На рис. 102 представлен ряд суммарного стока в Балтийское море, восстановленный по данным разных авторов за различный период: (Cyberski, Wroblewski, 2000) с 1901 по 1990 г.; (Mikulski, 1982), с 1921 по 1975 г.; (НЕLCOM, 2006), с 1921 по 2004 г. и (Andersson, 2009), с 1950 по 2007 г., а в табл. 95 статистики этих рядов с годовой дискретностью. Статистические характеристики МГИ  $R_{v}$ для данных вышеуказанных авторов таковы: средние значения —  $447,8 \pm 49,9; 443,4 \pm 52,5; 447,0 \pm 52,6$  и  $445,8 \pm 51,2$  км<sup>3</sup>/год; наибольшие — 576,8; 584,0; 575,5 и 553,3 км<sup>3</sup>/год и наименьшие — 326,4; 336,2; 331,1 и 339,1 км<sup>3</sup>/год, соответственно. Анализ показал, что графики МГИ по данным разных авторов достаточно схожи (Дубравин, Маслянкин, 2012а). Это позволяет выделить периоды с однонаправленным изменением суммарного стока для всей Балтики (табл. 96): периоды уменьшения стока — 1901–1915, 1925–1947, 1958–1976 и 1988–2003 гг.; периоды увеличения стока — 1916-1924, 1948-1957, 1977-1987 и 2004-2007 гг. При этом, для первых трех рядов (Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982) наибольшие среднегодовые расходы приходятся на 1924 г., а наименьшие — на 1947 г.; для ряда (Andersson, 2009) максимум приходится на 1998 г., а минимум — на 2003 г.

Именно поэтому величина вклада МГИ в дисперсию ДП для  $R_{\Sigma}$  варьирует в зависимости от периода наблюдений. Так, по данным за 1950–2007 гг. (Andersson, 2009) относительная доля МГИ в дисперсию

### 8. Межгодовая составляющая гидрометеорологических элементов



Рис. 102. Межгодовая изменчивость речного стока  $R_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики, рассчитанная по данным (Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982)

Таблица 95

# Статистики временного хода суммарного речного стока R<sub>2</sub> (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики, рассчитанные по данным (Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982) (Дубравин, Маслянкин, 2012а)

Статистики	Авторы				
	Cyberski,	Mikulski	HELCOM	Andersson	
	Wroblews-	(1982)	(2006)	(2009)	
	ki (2000)				
Среднее арифметическое	447,8	443,4	447,0	445,8	
Мода	398,0	464,0	432,0	421,0	
Медиана	455,5	440,4	451,6	452,3	
Дисперсия	2 494,1	2754,4	2 766,6	2 624,6	
Среднее квадратичное отклонение	49,9	52,5	52,6	51,2	
Коэффициент асимметрии	-0,25	0,17	-0,15	-0,21	
Коэффициент эксцесса	0,02	-0,38	-0,24	-0,34	
Максимальное значение	576,8	584,0	575,5	553,3	
Минимальное значение	326,4	336,2	331,1	339,1	
Размах распределения	250,4	247,8	244,4	214,2	

Таблица 96

Периоды однонаправленного изменения суммарного стока R<sub>2</sub> (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики, рассчитанные по данным (Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982) (Дубравин, Маслянкин, 2012а)

Период уменьшения стока	Период увеличения стока
1901–1915	1916–1924
1925–1947	1948–1957
1958–1976	1977–1987
1988–2003	2004–2007

ДП для суббассейнов меняется от 2,3–2,6 % в Финском и Ботническом заливах, до 5,8 % в Рижском, при средней для всего моря — 1,5 %. По данным за 1921–1975 гг. (Mikulski, 1982) или за 1901–2000 гг. (восстановленный ряд) для Балтики в целом доля МГИ в дисперсию ДП возросла до 9,9 или 9,3 % соответственно (см. табл. 76). Это вполне понятно, поскольку максимальный размах между экстремальными расходами (1924 и 1947 гг.) приходится на первую половину прошлого столетия (см. рис. 102).

По нашим оценкам линейный тренд  $R_{\Sigma}$  на интервале 1901–2007 гг. составил ( $Tr_{R_{\Sigma}} = (-0,106)$  км<sup>3</sup>/год). Таким образом, МГИ суммарного стока в Балтику за более чем вековой период, представленная на рис. 102, подтверждает вывод П. Хупфера, сделанный тридцать лет назад: «Можно считать доказанным, что уже с начала этого столетия средний годовой сток рек, хотя он и испытывает значительные колебания, имеет тенденцию к уменьшению» (Хупфера, 1982, с. 26). Причину такой тенденции автор связывает, в том числе, и с искусственным зарегулированием рек.

Представление о МГИ  $R_{\Sigma}$  в отдельных суббассейнах Балтики за период 1950–2007 гг. по оценкам в работе (Andersson, 2009) дает рис. 103. Как видим, кривые МГИ стока для отдельных суббассейнов достаточно сходны между собой и кривой для моря в целом.

Расчеты показали (табл. 97), что теснота связи между характером стока в регионах и Балтике в целом определяется величиной вклада регионов в суммарный сток моря.

Наибольшим сходством отличаются кривые стока в Ботнический залив и в море в целом (r = +0,80), наименьшее сходство наблюдается между стоком в Рижский залив и в Балтику в целом (r = +0,58). Кроме того, эта таблица позволяет оценить тесноту связи между стоком в регионах. Наибольший коэффициент корреляции наблюдается между



8. Межгодовая составляющая гидрометеорологических элементов

Рис. 103. Межгодовая изменчивость речного стока  $R_{\Sigma}$  (км³/год) в суббассейнах Балтики за период 1950–2007 гг., рассчитанная по данным (Andersson, 2009)

(Дубравин, Маслянкин, 2012а)

Таблица 97

# Корреляционные матрицы между речным стоком $R_{\Sigma}$ (км<sup>3</sup>/год) в суббассейнах Балтики за период 1950–2007 гг., рассчитанные по данным (Andersson, 2009) (Дубравин, Маслянкин, 2012а)

Регион	Ботни-	Финский	Рижский	Собствен-	Балтика в
	ческий	залив	залив	но Бал-	целом
	залив			тика	
Ботнический залив	1,0	0,35	0,23	0,23	0,80
Финский залив		1,0	0,58	0,28	0,70
Рижский залив			1,0	0,34	0,58
Собственно Балтика				1,0	0,64
Балтика в целом					1,0

стоком в Финский и Рижский заливы (r = +0,58), наименьший — между стоком в Ботнический и Рижский заливы и между стоком в Ботнический залив и в собственно Балтику (r = +0,23) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).

Испарение. На рис. 104 представлена МГИ испарения с поверхности Балтики в целом за 1971–2002 гг. по данным (Omstedt, Nohr, 2004) и в Балтийске за 1961–2006 гг. по материалам (Дубравин и др., 2010а). Как видим, графики межгодовой изменчивости на этом рисунке отличаются подобием, что подтверждается и результатами корреляционного анализа (r = +0,65 на интервале 1971–1990 гг.).

Это позволяет выделить периоды с однонаправленным изменением испарения для всей Балтики (табл. 98): периоды уменьшения испарения — 1961–1970, 1976–1987 и 1993–2006 гг.; периоды увеличения испарения — 1971–1975 и 1988–1992 гг. При этом, наибольшая среднегодовая величина испарения для всего моря приходится на 1992 г. (564 мм), а наименьшая — на 1987 г. (338 мм), для Балтийска максимум наблю-



Рис. 104. Межгодовая изменчивость испарения *Ev* (мм/год) с поверхности всей Балтики по данным (Omstedt, Nohr, 2004) и Балтийска по данным (Дубравин и др., 2010а) (Дубравин, Маслянкин, 2012а)

Таблица 98

Оценки линейных трендов испарения Tr<sub>Ev</sub> (мм/год) на различных временных интервалах для Балтийска и Балтики в целом, рассчитанные по данным (Дубравин и др., 2010a; Omstedt, Nohr, 2004) (Дубравин, Маслянкин, 2012a)

Пункт	Период	Тренд	Период	Тренд	Период	Тренд
Балтийск1	1961-1970	-14,8	1970–1975	66,5	1975–1987	-11,8
Море в целом <sup>2</sup>			1971-1975	11,8	1975–1987	-7,2
Балтийск <sup>1</sup>	1987-1990	149,7	1998-2006	-13,9		
Море в целом <sup>2</sup>	1987–1992	30,2	1992-2002	-3,8		

Примечание: рассчитано по <sup>1</sup> (Дубравин и др., 2010а) и <sup>2</sup> (Omstedt, Nohr, 2004).

дается в 1990 г. (712 мм), а минимум — в 1970 г. (371 мм). Что касается оценки вклада МГИ в дисперсию ДП испарения, то корректно ее получить можно только для Балтийска за 1961–1990 гг., где, как следует из таблицы 64, доля МГИ в дисперсию ДП составляет 7 %.

**Пресноводный баланс.** В нашем распоряжении имеется только один ряд межгодовой изменчивости пресноводного баланса  $B_0$  из материалов (Omstedt, 2009), представленный на рис. 105, на котором показаны также и его элементы (*Pr*, *Ev*,  $R_{\Sigma}$ ) за 1979–2002 гг. Этот рисунок позволяет отметить следующее:

Во-первых, подтверждается сходство в МГИ суммарного стока и пресноводного баланса  $B_0$ , так же как и в СезХ (см. гл. 7). Это еще одно подтверждение того, что  $R_r$  является главным компонентом  $B_0$ .

Во-вторых, можно говорить и о периодах с однонаправленным изменением пресноводного баланса: период роста  $B_0$  с 1979 по 1987 г. (средний для всей Балтики линейный тренд  $Tr_{B_0} = 2,88$  км<sup>3</sup>/год) и период его падения с 1988 по 2002 г. (линейный тренд понизился до  $Tr_{B_0} = (-2,21)$  км<sup>3</sup>/год). Если же рассматривать весь интервал (с 1979 по 2002 г.), то для моря в целом линейный тренд  $B_0$  в этом диапазоне имеет незначительную отрицательную динамику —  $Tr_{B_0} = (-0,73)$  км<sup>3</sup>/год. При этом наибольшая среднегодовая величина  $B_0$  приходится на 1981 г. (647 км<sup>3</sup>), а наименьшая — на 1996 г. (425 км<sup>3</sup>) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).

**Водообмен.** Выше (гл. 6, см. табл. 80) отмечалось, что величина дисперсии составляющих ДП результирующего водообмена  $Q_{z}$  через Датские проливы сильно разнится при оценке рядов водообмена разных авторов, полученных за разные периоды и на разных временных интервалах. При этом вклад МГИ в дисперсии ДП  $Q_{z}$  менялся от 3 % (Omstedt, 2009) до 10 % (Суставов, Альтшулер. 1983) и даже до 53 % (восстановленный за 1951–2000 гг. ряд).

На рис. 106<sup>35</sup> представлен ряд результирующего водообмена через Датские проливы, восстановленный по данным разных авторов за различный период: (Смирнова, Минина, 1992) с 1893 по 1976 г.; (Суставов, Альтшулер, 1983) с 1951 по 1976 г. и (Omstedt, 2009) с 1979 по 2002 г. с годовой дискретностью. Статистические характеристики МГИ  $Q_{\Sigma}$  для данных вышеуказанных авторов таковы: средние значения — 458,1 ± 194,3; 418,5 ± 262,0 и 542,9 ± 93,4 км<sup>3</sup>/год; наибольшие — 1 079,0; 1 079,0 и 763,2 км<sup>3</sup>/год и наименьшие — –86,0; –86,0 и 351,0 км<sup>3</sup>/год, соответственно.

Анализ показал, что графики МГИ по данным разных авторов достаточно схожи. Это позволяет выделить периоды с однонаправленным изменением результирующего водообмена: периоды уменьшения  $Q_{\Sigma}$  — 1899–1912, 1940–1967 и 1988–2002 гг.; периоды увеличения  $Q_{\Sigma}$  — 1893–1898, 1913–1939 и 1968–1987 гг. (табл. 99). При этом, для первых двух рядов (Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983) наибольшие среднегодовые величины водообмена приходятся на 1969 г., а наименьшие — на 1954 г.; для ряда (Omstedt, 2009) максимум приходится на 1981 г., а минимум — на 1996 г. По нашим оценкам линейный тренд  $Q_{\Sigma}$  на интервале 1893–2002 гг. —  $Tr_{0_{\Sigma}} = 0,746$  км<sup>3</sup>/год.

Таблица 99

Периоды однонаправленного изменения результирующего водообмена Q<sub>2</sub> (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы, рассчитанные по данным (Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Omstedt, 2009)

Период уменьшения	Период увеличения
результирующего водообмена	результирующего водообмена
1899–1912	1893–1898
1940–1967	1913–1939
1988–2002	1968–1987

Одной из причин разброса в оценках водообмена может являться существование мощных притоков («затоков») североморских вод с периодичностью в несколько лет (Соскин, 1963; Антонов, 1987; Гидрометеорологические условия ..., 1992; Matthäus, Franck, 1992; The Baltic Sea ..., 1995; Fischer, Matthäus, 1996) (рис. 107). Сравнение рис. 106 и 107

<sup>&</sup>lt;sup>35</sup> Для удобства за положительное значение принято превышение оттока из Балтики  $Q_{on}$  над притоком в Балтику  $Q_{nn}$ .



Рис. 105. Межгодовая изменчивость элементов пресноводного баланса (*Pr*, *Ev*,  $R_{\Sigma}$ ,  $B_0$ ) (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики по данным (Omstedt, 2009) (Дубравин, Маслянкин, 2012а)



Рис. 106. Межгодовая изменчивость результирующего водообмена  $Q_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы, рассчитанные по данным (Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Omstedt, 2009). За положительное значение результирующего водообмена принято превышение оттока из Балтики над притоком

показывает обратную зависимость между затоками и результирующим водообменом, т. е. с усилением затоков (увеличение притока в Балтику —  $Q_{np}$ ) уменьшается разность между оттоком и притоком (см. выражение (7.4), а значит уменьшается величина результирующего переноса.

**Температура воздуха.** В гл. 3 (см. табл. 4–6) было показано, что относительный вклад дисперсии МГИ в дисперсию ИР для температуры воздуха  $T_a$  составляет ~1 % (ст. Дарсс Силл, Аркона Бэсин и МЛСП Д-6). С увеличением дискретности измерений до 1 суток доля МГИ возрастает на 0,01–0,02 %, т. е. относительная погрешность МГИ при увеличении дискретности до суток составляет 1,3–2,2 %. В Варнемюнде (суточная дискретность) доля МГИ для  $T_a$  составила 1,5 % (см. табл. 61). С увеличением дискретности измерений от 1 суток до месяца, доля МГИ возрастает на 0,1–0,3 %, а относительная погрешность меняется от 8 % (ст. Аркона Бэсин) до 18 и 19 % (МЛСП Д-6 и Варнемюнде) (см. табл. 4–6, 61). Тем не менее, учитывая невысокую долю МГИ в дисперсию ИР (часовая дискретность) или дисперсию ДП  $T_a$  (месячная дискретность) всего 0,6–1,8 %, можно использовать ряды наблюдений с любой дискретностью: часовой, суточной или месячной (см. табл. 4–6, 60, 64–65).

На рис. 108 и 109 представлена межгодовая изменчивость температуры воздуха в Калининграде (1848–2012 гг.) и Варнемюнде (1947–2006 гг.). Как видим МГИ  $T_a$  в Калининграде характеризуется квазицикличностями: квазидвухлетней, 4-, 5-, 6-, 8-, 13-, 35–40-летней. При этом, на интервале 1848–1946 гг. можно говорить о стационарном режиме ( $Tr_{T_a} = 0,009$  (°С/год), а затем с 1947 по 2012 г. о росте ( $Tr_{T_a} = 0,022$  (°С/год). Сравнивая МГИ  $T_a$  в Калининграде и Варнемюнде, можно говорить об их подобии.

Несмотря на более высокую  $T_a$  в Варнемюнде (на ~1,4 °С), оба ряда характеризуются одинаковым трендом ( $Tr_{T_a} = 0,022$  (°С/год), а теснота связи между ними очень высокая — r = 0,936 (см. рис. 109).

**Температура точки росы.** В гл. 3 (см. табл. 6, 14) было показано, что относительный вклад дисперсии МГИ в дисперсию ИР для температуры точки росы  $T_d$  составляет ~1% (МЛСП Д-6 и метеостанции Юго-Восточной Балтики). С увеличением дискретности измерений до 1 суток доля МГИ возрастает на ≤0,04%, т. е. относительная погрешность МГИ при этом составляет 2,8–4,7%. С увеличением дискретности измерений от 1 суток до месяца, доля МГИ возрастает на ≤0,24%, а относительная погрешность составляет 19–23%, а с увеличением дискретности измерений от 1 ч до месяца, доля МГИ возрастает на ≤0,28%, а относительная погрешность составляет 22–29% (см. табл. 6, 14). Тем не менее, учитывая невысокую долю МГИ в дисперсию ИР (часовая дискретность) или дисперсию ДП  $T_d$  (месячная дискретность) — всего



8. Межгодовая составляющая гидрометеорологических элементов

Рис. 107. «Большие затоки» североморских вод в Балтику, их относительная интенсивность и распределение по сезонам (на врезке) по данным (Matthäus, Franck 1992; Matthäus, 2006) (Дубравин, Стонт, 2012а)



Рис. 108. Межгодовая изменчивость температуры воздуха $T_a$  (°C) в Калининграде (1848–2012 гг.), по данным (www.rp5.ru)

0,8–1,5 %, можно, как и для температуры воздуха, использовать ряды наблюдений с любой дискретностью: часовой, суточной или месячной. Не имея длинных рядов для  $T_d$  в пунктах Балтийского моря, приведем статистики МГИ на МЛСП Д-6 за 2006–2013 гг.: среднее значение — 5,34 ± 0,86 °C; максимальное — 6,5 °C в 2008 г.; минимальное — 3,9 °C в 2012 г.; линейный тренд —  $Tr_{T_d} = (-0,207)$  °C/год.

Ветер. В гл. 3 (см. табл. 4-7, 14) было показано, что относительный вклад дисперсии МГИ в дисперсию ИР для скорости ветра W составляет от 0,5 % (МАСП Д-6) до 2,6 % (метеостанция Аркона). С увеличением дискретности измерений до 1 суток доля МГИ возрастает до 0,7 и 3,6 % (МАСП Д-6, метеостанция Аркона, соответственно), относительная погрешность при этом составляет от 37 % (ст. Дарсс Силл, Аркона Бэсин) до 52 % (МАСП Д-6). С увеличением дискретности измерений от 1 суток до месяца, доля МГИ возрастает до 3-4% на МАСП Д-6 и ст. Дарсс Силл, до 7 % на ст. Аркона Бэсин, и до 19 % на метеостанции Аркона. При увеличении дискретности измерений от 1 ч до 1 месяца относительная погрешность составляет от 460 % (ст. Аркона Бэсин) до 605 % (метеостанция Аркона). Отсюда следует, что для скорости ветра W использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе МГИ не в дисперсию ИР, а только в дисперсию ДП. Итак, вклад МГИ в дисперсию ДП для W меняется от 3–7 % на морских станциях до 19–21 % на прибрежных (метеостанции Аркона и Балтийск) (см. табл. 4-7, 14, 64, 65).

На рис. 110 представлена межгодовая изменчивость скорости ветра на метеостанциях Аркона (1951–2005 гг.) и Балтийск (1961–1990 и 1998–2006 гг.).

Как видим МГИ *W* в Арконе и Балтийске характеризуется теми же квазицикличностями, что и температура воздуха в Калининграде (см. рис. 108 и 109): квазидвухлетней, 4-, 5-, 6-, 8-, 11–13- и 27-летней. При этом, на интервале 1961–1990 гг. можно говорить о некоторой противофазности этих рядов (в Варнемюнде  $Tr_w = 0,045$ , в Балтийске —  $Tr_w = -0,050$  м/с\*год, теснота связи r = -0,27), а на интервале 1998–2005 гг. — о некоем подобии (в Варнемюнде  $Tr_w = -0,049$ , в Балтийске —  $Tr_w = -0,191$  м/с\*год, теснота связи r = 0,57).

Атмосферное давление. В гл. 3 (см. табл. 4–6) было показано, что на относительный вклад дисперсии МГИ в дисперсию ИР для атмосферного давления приходится от 2 % (ст. Дарсс Силл, Аркона Бэсин) до 4 % (МЛСП Д-6). С увеличением дискретности измерений до 1 суток доля МГИ возрастает на 0,1–0,2 %. Следовательно, при увеличении дискретности от 1 ч до 1 суток относительная погрешность вклада МГИ  $P_0$  составит 6–7 %. Таким образом, при возрастании дискретности от часовой до суточной вполне можно говорить о вкладе дисперсии МГИ



Рис. 109. Межгодовая изменчивость температуры воздуха  $T_a$  (°C) в Варнемюнде и Калининграде (1947–2012 гг.) по данным (State and Evolution ..., 2008; www.rp5.ru)

в дисперсию ИР атмосферного давления (см. табл. 4–6, 14, 60, 61). В то же время увеличение дискретности до 1 месяца приведет к увеличению доли МГИ  $P_0$  до 9% (ст. Дарсс Силл, Варнемюнде) и до 12–13% (ст. Аркона Бэсин и МЛСП Д-6), а относительная погрешность составит от 242% на МЛСП Д-6 до 413–446% на ст. Дарсс Силл, Аркона Бэсин и Варнемюнде. Таким образом, для  $P_0$  использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе МГИ не в дисперсию ИР, а только в дисперсию ДП. Итак, вклад МГИ в дисперсию ДП для  $P_0$  меняется от 9% на ст. Дарсс Силл, Варнемюнде и Балтийск до 12–13% на ст. Аркона Бэсин и МЛСП Д-6 (см. табл. 4–6, 14, 60, 61, 64 и 65).

На рис. 111 представлена межгодовая изменчивость атмосферного давления на уровне моря  $P_0$  на метеостанциях Варнемюнде (1947– 2006 гг.) и Балтийск (1961–1990 и 1998–2006 гг.). В случае с атмосферным давлением, как и с температурой воздуха или скоростью ветра, МГИ в Варнемюнде и Балтийске характеризуется теми же квазицикличностями (см. рис. 108–110): квазидвухлетней, 4-, 5-, 6-, 8-, 11–13-, 35–40-летней. Сравнивая МГИ  $P_0$  в Варнемюнде и Балтийске, можно говорить об их подобии. Несмотря на более высокое  $P_0$  в Балтийске на ~1 (гПа), оба ряда характеризуются положительным трендом на интервале 1961–1990 ( $Tr_{P_0} = 0,016$  4 и  $Tr_{P_0} = 0,003$  7 (гПа/год), соответственно в Варнемюнде и Балтийске) и высокой теснотой связи — r = 0,89.

Заключая гл. 8, отметим, что доля удельного вклада межгодовой изменчивости зависит от характера метеопараметра.

Удельный вклад МГИ для тепло- и влагофизических параметров ( $T_w$  на поверхности,  $T_a$  и  $T_d$ ) не превышает 1 %, при увеличении дискретности от часовой до месячной доля МГИ для  $T_w$  возрастет на  $\leq 0.07$  %, для  $T_a$  и  $T_d$  — на 0,1–0,3 %. Относительная погрешность при этом составит от 1 до 7 % для  $T_w$ , от 8 до 19 % для  $T_a$  и от 22 до 29 % для  $T_d$ .

С глубиной доля вклада МГИ  $T_w$  несколько увеличивается до 4 % в слое термоклина и до 2–5 % — в придонном. Использование данных с месячной дискретностью привело к увеличению доли вклада МГИ на 0,3–0,7 % на промежуточных горизонтах и на 0,1–0,3 % — в придонных. Относительная погрешность, при замене ежечасных данных на ежемесячные, в слое термоклина составляет 10–19 %, а в придонном — около 6 %. Таким образом, учитывая малую долю МГИ в дисперсию ИР для  $T_w$ ,  $T_a$  и  $T_d$  (1–5 %) и невысокое приращение доли МГИ при увеличении дискретности до месяца (в основном на 0,1–0,3 %), можно использовать ряды наблюдений с любой дискретностью: часовой, суточной или месячной, поскольку это не приведет к значительным ошибкам в оценках вклада МГИ.

Для динамических параметров (h, W и  $P_0$ ) доля МГИ не превышает 10 % для уровня, 1–3 % — для ветра и 2–4 % — для давления. При увеличении дискретности до месяца доля МГИ возрастет на 18 % для h, до 3–19 % для W и 9–13 % для  $P_0$ , а относительная погрешность в определении вклада МГИ составит от 242–446 % для  $P_0$  и h до 460–605 % для W. Следовательно, использование данных с месячной дискретностью позволяет оценить вклад МГИ лишь в дисперсию ДП.

Для *S* в поверхностном слое относительный вклад дисперсии МГИ в дисперсию ИР меняется от 2–4 % до 31 %, с глубиной доля вклада МГИ *S* несколько меняется до 3–32 % в галоклине и до 9–29 % в придонном слое. При увеличении дискретности до месяца доля МГИ солености возрастет на 7–16 % в поверхностном слое, на 6–23 % в галоклине и на 14–24 % в придонном слое. Расчеты показали, что относительная погрешность в определении вклада МГИ составит от 43 до 121 % для солености в верхнем слое, от 143 до 222 % в галоклине и от 80 до 94 % у дна. Таким образом, для *S* от поверхности до дна использование дан-



Рис. 110. Межгодовая изменчивость скорости ветра *W* (м/с) в Арконе и Балтийске (1951–2006 гг.) по данным (Абрамов, Стонт, 2004; Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960–1990; Dubravin et al., 2012; State and Evolution ..., 2008)

ных только с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе МГИ только в дисперсию ДП.

Анализ многолетних колебаний поверхностных температуры и солености в Гесере, уровня Балтийского моря, суммарного речного стока, результирующего водообмена через Датские проливы, температуры воздуха в Варнемюнде и Калининграде, скорости ветра и атмосферного давления в Варнемюнде позволил повсеместно выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние, колебания с периодами 3–4, 5–6, 7–8, 10–14, 18–22, 25–30, 35–40 лет полувековые и вековые (вековые максимумы уровня приходятся на конец 90-х гг. XIX — начало XX столетия и на конец 80-х гг. XX — начало XXI столетия) (Дубравин, 2013а).

При этом для  $T_w$  и S на поверхности выявлены линейные тренды в Гесере (1900–1975 гг. —  $Tr_{T_w} = 0,004$  °С/год,  $Tr_s = 0,004$  PSU/год) и Балтийске (1950–2000 гг. —  $Tr_{T_w} = 0,012$  °С/год,  $Tr_s = (-0,022)$  PSU/год). Различия в величине температурного тренда на западе и юго-востоке

Балтики, по всей вероятности, связаны с вековой изменчивостью температуры. Анализ показал, что в Южной Балтике (кв. 11 и кв. 36) в феврале, августе и в среднем за год в поле температуры хорошо выражена вековая волна, при этом в августе и в среднем за год максимум векового хода наступает в середине шестидесятых годов, а в феврале минимум сдвигается на сороковые годы. Различия в величине и направлении соленостного тренда на западе и юго-востоке моря также можно связать с вековой волной, максимум которой в феврале, августе и в среднем за год приходится на начало пятидесятых годов, а минимум — на начало и конец двадцатого столетия. При этом, максимум вековой волны солености опережает вековой температурный максимум по данным за август и год на 14–17 лет, а по данным за февраль максимум вековой волны температуры опережает вековой соленостный максимум на 7 лет.

На интервале 1901–2005 гг. подобием временного хода *h*, с одной стороны, отличаются посты Гесер, Варнемюнде, Балтийск и Кронштадт, с интегральным ростом уровня, а с другой — Ландсорт и Таллин, с интегральным его падением. Таким образом, на фоне роста уровня на большинстве водомерных постов Балтики, обусловленного подъемом уровня в Атлантическом и Мировом океане (Клиге, 1985) — *евстатические* колебания, его падение в Ландсорте и Таллине можно объяснить только *изостатическими* колебаниями *h*. Согласно современной карте вертикальных движений земной коры (Kakkuri, Pounten, 1997; Современные движения ..., 2011) в Ландсорте подъем суши составляет около 3 мм/год, а в Таллине около 1 мм/год.

На интервале 1901–2007 гг. для ряда суммарного стока  $R_{\Sigma}$  в Балтийское море, восстановленного по данным разных авторов (Cyberski, Wroblewski, 2000; Mikulski, 1982; HELCOM, 2006; Andersson, 2009) линейный тренд  $Tr_{R_{\Sigma}}$  составил (–0,106 км<sup>3</sup>/год). При этом выделены периоды с однонаправленным изменением  $R_{\Sigma}$ : периоды уменьшения стока — 1901–1915, 1925–1947, 1958–1976 и 1988–2003 гг.; периоды увеличения стока — 1916–1924, 1948–1957, 1977–1987 и 2004–2007 гг., наибольшие среднегодовые расходы приходятся на 1924 г. (584 км<sup>3</sup>/год), а наименьшие — на 1947 г. (336 км<sup>3</sup>/год)

На интервале 1893–2002 гг. для ряда результирующего водообмена через Датские проливы  $Q_{z}$ , восстановленного по данным разных авторов (Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Omstedt, 2009) линейный тренд  $Tr_{q_{z}}$  составил 0,746 км<sup>3</sup>/год, т. е. с каждым годом в среднем отток из Балтики увеличивается на <sup>3</sup>/<sub>4</sub> км<sup>3</sup>. При этом выделены периоды с однонаправленным изменением результирующего водообмена: периоды уменьшения  $Q_{z}$  — 1899–1912, 1940–1967 и 1988–2002 гг.; периоды увеличения  $Q_{z}$  — 1893–1898, 1913–1939 и 1968–1987 гг., а наи-



8. Межгодовая составляющая гидрометеорологических элементов

Рис. 111. Межгодовая изменчивость атмосферного давления на уровне моря *P*<sub>0</sub> (гПа) в Варнемюнде и Балтийске (1947–2006 гг.) по данным (Абрамов, Стонт, 2004; Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960–1990; Dubravin et al., 2012; State and Evolution ..., 2008)

большие среднегодовые величины водообмена приходятся на 1969 г. (1 079 км<sup>3</sup>), а наименьшие — на 1954 г. (-86 км<sup>3</sup>).

На интервале 1848–2012 гг. для ряда температуры воздуха в Калининграде линейный тренд  $Tr_{T_a}$  составил 0,008 °С/год. При этом, на интервале 1848–1946 гг. можно говорить о стационарном режиме (линейный тренд  $Tr_{T_a} = 0,009$  °С/год), а затем с 1947 по 2012 г. о росте ( $Tr_{T_a} = 0,022$  °С/год). Наибольшая среднегодовая температура отмечалась в 1945 г. (9,5 °С), наименьшая — в 1871 г. (4,7 °С). Сравнивая ряды  $T_a$  в Калининграде и Варнемюнде, можно говорить об их подобии на интервале 1947–2006 гг. Несмотря на более высокую  $T_a$  в Варнемюнде на ~1,4 °С, оба ряда характеризуются одинаковым трендом ( $Tr_{T_a} = 0,022$  °С/год), а теснота связи между ними очень высокая — r = 0,936.
# О НЕКОТОРЫХ ПРИЧИНАХ ДОЛГОПЕРИОДНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ В АТМОСФЕРЕ И ОКЕАНЕ

В гл. 1 уже отмечалось, что неотъемлемым свойством физических процессов, протекающих в Мировом океане и в атмосфере над ним, является изменчивость, проявляющаяся в эволюциях (флюктуациях) гидрометеорологических элементов в различных пространственно-временных масштабах<sup>36</sup>.

Известно, что в атмосфере и гидросфере Земли существует солнечная годовая волна, проявляющаяся в форме 12-месячных сезонных колебаний всех гидрометеоэлементов. Принято считать (Янес, 1972), что первопричиной ее возникновения являются сезонные изменения притока солнечной радиации на Землю, влекущие за собой изменения циркуляции атмосферы и океана. В гидрометеорологической литературе, начиная с пятидесятых годов XX столетия, отмечается проявление полугодовой периодичности в атмосферных и океанических процессах (Абрамов, 1966, 1971, 1988; Баранов, Калинко, 1990; Бышев, 2003; Григоркина и др., 1973; Дийкстра, 2007; Дубравин, 1994; Долгопериодная изменчивость ..., 1996; Дубравин и др., 1999; Дубравин, Навроцкая, 1999, 2000; Карклин, 1967; Максимов, 1970; Оль, 1969б; Романов, 1975; Серяков, Гулов, 1970; Степанов, 1983; Суховей, 1977; Федоров, 1959; Янес, 1972), однако причина ее появления до сих пор не ясна. Гипотезы о природе полугодовых колебаний противоречивы и носят дискуссионный характер. Так, ссылаясь на работу (Романов, 1975), отметим, что первопричиной полугодовых колебаний давле-

<sup>&</sup>lt;sup>36</sup> В равной степени это относится и к химическим и биологическим процессам (Драган и др., 1987).

ния в умеренных и высоких широтах Земли по В. Швердтфегеру и Ф. Прохазке (1956) является различие в количестве поступающего солнечного тепла между этими широтами. В высоких широтах полярной ночью приход солнечного тепла равен нулю, вследствие чего кривая инсоляции в сезонном ходе отличается от синусоидальной, и при разложении этой кривой на гармоники наряду с годовой волной отчетливо выявляется и полугодовая. К. Н. Федоров (Федоров, 1959) связывает существование полугодовой волны в атмосфере с собственными колебаниями автоколебательной системы «океан — атмосфера», позднее эта идея была поддержана Р.В. Абрамовым (1966). В.И. Бышев (Бышев, 2003) предполагает, что существование полугодовых волн океанической циркуляции обусловлено наличием полугодовой волны в разностях атмосферного давления между высокими и умеренными широтами. Примерно близкую точку зрения высказывает и В. Ф. Суховей (Суховей, 1977), связывая полугодовые колебания уровня, течений и температуры на поверхности Северной Атлантики с соответствующими изменениями силы ветров, которые, в свою очередь, определяются полугодовыми колебаниями барических градиентов как между Исландским минимумом и Азорским максимумом, так и между океаном и материком. Однако, согласно нашим оценкам (Дубравин, 1994; Дубравин, Навроцкая, 2000), квота полугодовой вариации в сезонном ходе градиентов давления (Gib-Ice, Azo-Ice, Azo-Gib) и индекса САК составляет всего лишь  $q_{II} = 0.02 \div 0.05$ . По А.И. Олю (1969), полугодовая периодичность в магнитосфере и ионосфере Земли обусловлена факторами, связанными с положением Земли относительно Солнца. Существует гипотеза о возникновении полугодового ритма в атмосфере и через посредство ее в океане под влиянием солнечного корпускулярного излучения, имеющего четкий полугодовой ритм с максимумом в период равноденствий и минимумом в период солнцестояний. Наиболее часто полугодовую изменчивость гидрометеорологических процессов объясняют действием приливообразующей силы Солнца (Карклин, 1967; Максимов, 1970), однако для атмосферного давления в Индийском океане Ю.А. Романов (Романов, 1975) такую связь не обнаружил (не обнаружили ее и Р.В. Абрамов (Абрамов, 1971), или мы (Дубравин, Навроцкая, 2001) в тропической зоне Южной Атлантики). Р. Г. Григоркина и др. (Григоркина и др., 1973) показали, что хотя параметры полугодовой гармоники океанологических характеристик указывают на их связь с полугодовой составляющей приливообразующей силы Солнца, однако сколько-нибудь значительных полугодовых колебаний в поле течений и температуры под непосредственным воздействием приливообразующей силы возникнуть не может. Возможными механизмами полугодовых приливных колебаний океанологических характеристик, по их мнению, могут быть следующие: индуцирование

полугодовой волны из резонансных широт (1,5° с. ш. — 1,5° ю. ш.), либо особенности воздействия приливообразующих сил на горизонтально неоднородный океан, либо резонанс свободных баротропных волн Росби с приливообразующими силами. Приливная гипотеза не подтвердилась и в наших исследованиях как сезонной термохалинной изменчивости верхнего однородного слоя Атлантического океана (Дубравин и др., 1999; Дубравин, Навроцкая, 1999), так и тепло-, влагофизических и динамических параметров (Дубравин, Навроцкая, 2001) по данным массива COADS (1987).

Следует согласиться с выводом А. В. Янеса (Янес, 1972) о том, что земные явления, имеющие хорошо высаженную шестимесячную периодичность, обязаны своим происхождением одной первопричине движению Земли вокруг Солнца, хотя силы, порождающие эти явления, вероятно, различны. В океане полугодовая периодичность, скорее всего, создается полугодовой компонентой приливообразующей силы Солнца. В атмосфере Земли полугодовая периодичность связана, по-видимому, с годовым изменением высоты Солнца. В магнитосфере и ионосфере Земли полугодовая периодичность обусловлена, по всей вероятности, каким-то другим фактором, непосредственно связанным с положением Земли относительно Солнца. Что же касается полугодовой гармоники в интенсивности переноса вод через Фареро-Шетландский пролив, то, по мнению А.В. Янеса, наиболее вероятная причина ее возникновения чисто космическая, непосредственно возбуждающая сила: приливообразующее воздействие Солнца.

Есть мнение — гипотеза Г.К. Ижевского (Ижевский, 1964), что долгопериодная изменчивость гидрометеорологических полей в океане (Дубравин, 2002; Дубравин, Навроцкая, 2003) (или море, в том числе Балтийском (Дубравин, Педченко, 2010; Дубравин и др., 2010а; Общие закономерности ..., 2000)) определяется одновременным влиянием механизма взаимодействия океана и атмосферы и внешних геокосмических сил.

Для выяснения причин сезонной изменчивости гидрометеоэлементов Балтийского моря, рассматриваемых в гл. 7, как и ранее (Дубравин, 2013а; Дубравин, Педченко, 2010; Дубравин и др., 2010а; Дубравин, Маслянкин, 2012а) были использованы внешние факторы (вынуждающие силы): а) геокосмические силы: потенциал приливообразующих сил Луны и Солнца (ППОСЛиС) (см<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>) (Воробьев, 1967); угловая скорость вращения Земли (УСВЗ) v<sup>37</sup> (Сидоренков, 2002) и результирующий перенос массы воздуха в экваториальной стратосфере (экваториальный

<sup>&</sup>lt;sup>37</sup> Безразмерная величина, равная отношению отклонения действительной длительности земных суток T от эталонной P = 86400 с к длительности эталонных суток P, v = -(T - P)/P (Сидоренков, 1998).

перенос — Eqwind) *U* [кг\*м/с] (Сидоренков, 2002) и б) параметры механизма взаимодействия океана и атмосферы: частота встречаемости типов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса (западный *W*, восточный *E*, меридиональный *C*) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006).

В табл. 100 и 101 представлена временная структура долгопериодной изменчивости вынуждающих сил на разных временных интервалах.

Из этих таблиц следует, что с изменением длины рядов вынуждающих сил, полученных на разных временных интервалах, меняется и временная структура этих рядов. Из гелио- и геокосмических сил наибольшей устойчивостью временной структуры отличаются солнечная активность W и ППОСЛиС, для которых размах колебаний относительной доли СезХ в дисперсию ДП составляет 0,1 % (0,1÷0,2) и 0,6 % (51,6÷52,2), а относительной доли МГИ в дисперсию ДП — 1,5 % (87,1÷88,6) и 0,6 % (43,8÷44,4). В то время как, для экваториального переноса *U* и угловой скорости вращения Земли *v* размах относительной доли СезХ — 1,9 % (0,9÷2,8) и 6,3 % (15,5÷21,8), а относительной доли МГИ — 6,6 % (50,2÷56,8) и 7,4 % (74,3÷81,7) (см. табл. 100). Из индексов циркуляции атмосферы наименьшим размахом колебаний относительной доли СезХ отличается форма С — 2,4 (2,0÷4,4), наибольшим — форма *E* — 10,0 % (2,1÷12,1), а для относительной доли МГИ наименьшим размахом — форма Е — 2,9 % (17,6÷20,5), наибольшим форма W — 5,8 % (12,6÷18,4) (см. табл. 101).

В табл. 102 и 103 представлен сезонный ход СезХ вынуждающих сил на разных временных интервалах, а в табл. 104 и 105 гармоники СезХ. Как следует из этих таблиц из всех вынуждающих сил только одна — ППОСЛиС характеризуется устойчивым СезХ, при котором не происходит смещения экстремумов в годовом ходе и значительного изменения его размаха.

Именно поэтому, в табл. 106 приведены данные вынуждающих сил для одного временного интервала<sup>38</sup>. Анализ осредненного СезХ первых двух внешних факторов показал, что их ход характеризуется двумя максимумами и двумя минимумами. Причем ППОСЛиС совершает две почти правильные полуволны с максимумами в апреле и октябре и минимумами в январе и июле ( $q_{\rm II} = 0,97$ , табл. 107), а  $\nu$  — две неправильные: с января по апрель вращение Земли замедляется, с апреля по август — ускоряется, с августа по ноябрь — вновь замедляется и с

<sup>&</sup>lt;sup>38</sup> Следует напомнить, что в гл. 7 СезХ для большинства гидрометеоэлементов на прибрежных и островных станциях осреднялся на интервале 1961–1990 гг., а на акватории моря — на интервале 1951–2000 гг. Поэтому данные индексов циркуляции (*W*, *E* и *C*) и ППОСЛиС, осреднены за период 1951–2000 гг., *U* — за 1954–2000 гг., и *v* — за 1956–2000 гг.

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости гелио- и геокосмических сил: числа Вольфа, W; ППОСЛиС (м²/с²); угловая скорость вращения Земли УСВЗ v; экваториальный перенос — Eqwind U (кг\*м/с) на разных временных интервалах, рассчитано по данным (Витинский, 1963; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR\_DATA/SUNSPOT\_NUM-BERS; Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002)

Параметр,		Дисп	ерсия	
интервал	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ
Числа W	2 079,9	1,4	251,8	1 826,7
(1818–2012)	100,0	0,1	12,1	87,8
Числа W	2 526,5	3,0	286,1	2 237,4
(1900–2005)	100,0	0,1	11,3	88,6
Числа W	3 207,5	4,8	361,0	2 841,7
(1955–1999)	100,0	0,2	11,3	88,6
Числа W	2 805,5	4,8	357,5	2 443,2
(1977–2006)	100,0	0,2	12,70	87,1
ППОСЛиС	12 307,6	6 375,7	478,6	5 453,4
(1850–2012)	100,0	51,8	3,9	44,3
ППОСЛиС	12 245,4	6 394,8	492,8	5 357,7
(1900–2005)	100,0	52,2	4,0	43,8
ППОСЛиС	12 399,9	6 395,2	498,7	5 506,0
(1977–2006)	100,0	51,6	4,0	44,4
U	28 013 525,6	238 514,1	13 249 753,2	14 525 258,3
(1954–2010)	100,0	0,9	47,3	51,9
U	28 973 664,2	294 996,9	14 127 836,8	14 550 830,4
(1954–2000)	100,0	1,0	48,8	50,2
U	29 140 896,3	806 539,1	11 769 227,7	16 565 129,5
(1977–2006)	100,0	2,8	40,4	56,8
УСВЗ	10 375,6	1 610,5	292,1	8 473,0
(1956–2010)	100,0	15,5	2,8	81,7
УСВЗ	7 520,3	1 636,9	294,2	5 589,2
(1956–2000)	100,0	21,8	3,9	74,3
УСВЗ	9 620,9	1 738,6	289,7	7 592,6
(1977-2006)	100,0	18,1	3,0	78,9

Параметр,		Дисп	ерсия	
интервал	ИР	СезХ	ВГИ	МГИ
W	49,5	2,75	37,7	9,1
(1891–2012)	100,0	5,4	76,2	18,4
W	36,8	4,0	26,5	6,3
(1956–2005)	100,0	11,0	72,0	17,0
W	37,3	5,5	27,1	4,7
(1977-2006)	100,0	14,8	72,6	12,6
Ε	60,8	1,3	47,1	12,5
(1891–2012)	100,0	2,1	77,4	20,5
Ε	50,3	4,3	36,5	9,5
(1956–2005)	100,0	8,5	72,6	18,8
Ε	49,6	6,0	34,8	8,7
(1977-2006)	100,0	12,1	70,3	17,6
С	35,5	1,6	29,8	4,2
(1891–2012)	100,0	4,4	83,9	11,7
С	26,2	0,5	22,6	3,0
(1956–2005)	100,0	2,0	86,5	11,5
С	24,0	0,8	21,2	2,1
(1977-2006)	100,0	3,2	88,2	8,6

Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) индексов циркуляции атмосферы: (*W*, *E* и *C*) на разных временных интервалах, рассчитано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006)

ноября по январь — снова ускоряется ( $q_{II} = 0,42$ ). Что касается U, то в первом приближении можно считать, что его СезХ характеризуется годовой волной с максимумом в сентябре (максимальный западный экваториальный перенос) и минимумом в апреле (минимальный западный экваториальный перенос) ( $q_1 = 0,96$ ).

В годовом ходе индексов циркуляции атмосферы максимум повторяемости формы W отмечается в октябре, минимум — в апреле — мае  $(q_1 = 0,76)$ ; формы E — максимум — в апреле — мае и июле, минимум — в октябре  $(q_1 = 0,69)$  и формы C — максимум — в мае и сентябре, минимум — в марте и ноябре  $(q_1 = 0,20; q_{11} = 0,23)$  (см. табл. 106, 107)<sup>39</sup>.

<sup>&</sup>lt;sup>39</sup> Следует иметь ввиду, что в зависимости от периода усреднения, в годовом ходе наблюдается некоторый сдвиг в наступлении экстремумов: см. табл. 103 и данные за период 1891–1968 гг. (Гирс, 1971); за период 1891–1987 гг. (Гидрометеорологические условия ..., 1992); за период 1948–2006 гг. (Дмитриев, Белязо, 2006).

E	TOCARC	$(M^2/c^2); y$	TAOBAH CI	корость	вращени	ия Земле	a yCB3 1	V; <b>BKBATO</b>	риальны	ий перен	00	
Eq	wind U (ĸ ://ftp.ngdc	г*м/с) на .noaa.gov/	разных в STP/SOL.	зременны А <b>R_DA</b> TA	л V/SUNSPG	Ba <b>Aax</b> , p; DT_NUM	ассчитан [BERS; Вс	о по дані эробьев, 1	ным (Вит 1967; Сид	инский, оренков,	1963; 2002)	
Параметр,						Mec	нцы					
интервал	I	II	III	IV	Λ	ΙΛ	IIV	VIII	IX	x	XI	XII
Числа <i>W</i> (1818–2012)	51,3	53,2	53,3	53,6	54,1	54,5	54,6	55,9	54,5	55,0	52,1	53,7
Числа <i>W</i> (1900–2005)	58,8	60,5	59,6	60,3	61,7	62,7	63,7	<u>64,5</u>	63, 1	62,4	59,5	61, 6
Числа <i>W</i> (1955–1999)	76,3	75,6	73,8	73,6	75,5	76.4	76,6	79,0	79,6	79,5	74,6	<u>80,0</u>
Числа <i>W</i> (1977–2006)	73,0	75,2	73,4	73,9	72,7	76,9	7.77	77,6	76,3	79,8	74,6	78,0
ППОСЛиС (1850–2012)	-98,6	-28,5	74,2	102,9	23,1	-86,3	-124,1	-59,2	55,2	116,3	56,7	-57,8
ППОСЛиС (1900–2005)	-93,0	-24,0	81,6	110,3	29,9	-78,4	-117,9	-53,6	61,3	121,9	64,2	-48,8
ППОСЛиС (1977–2006)	-80,5	-16,5	85,1	119,1	37,5	-76,5	-111,3	-48,4	64,5	129,9	67,7	-47,1

### 9. О некоторых причинах долгопериодной изменчивости

-47,1

U(1956–2010)

U(1956–2000)

(1977 - 2006)

 $-2\ 022,6$ 

 $-1\ 614.8\ -1\ 580.4\ -1\ 544.2\ \underline{-1\ 521.3}\ -1\ 699.6\ -2\ 254.8\ -2\ 796.5\ -2\ 867.8\ -2\ 899.1\ -2\ 741.2\ -2\ 492.8\ -2\ 112.0\ -2\ 11$ 

 $-1\ 868,0\ |-1\ 633,8\ |\underline{-1}\ \underline{503,1}\ |-1\ 649,8\ |-1\ 793,7\ |-2\ 376,8\ |-2\ 805,0\ |-2\ 889,6\ |-2\ 823,7\ |-2\ 594,6\ |-2\ 371,3\ |-2\ 805,0\ |-2\ 889,6\ |-2\ 823,7\ |-2\ 594,6\ |-2\ 371,3\ |-2\ 895,0\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\ |-2\ 895,6\$ 

 $-1\,529, 3 \left| -1\,244, 7 \right| -1\,089, 2 \right| -1\,343, 8 \left| -1\,918, 0 \right| -2\,770, 6 \right| -3\,643, 1 \right| -3\,598, 9 \left| -3\,866, 2 \right| -1\,918, 0 \right| -2\,770, 6 \left| -3\,643, 1 \right| -3\,643, 1 \right| -1\,64, 1 -2\,770, 6 \right| -3\,643, 1 -2\,770, 6 -3\,643, 1 -2\,770, 6 -3\,643, 1 -2\,770, 6 -3\,643, 1 -2\,770, 6 -3\,643, 1 -2\,770, 6 -3\,643, 1 -2\,770, 6 -3\,643, 1 -2\,770, 6 -3\,643, 1 -2\,770, 6 -3\,643, 1 -2\,770, 6 -3\,643, 1 -2\,770, 6 -3\,643, 1 -2\,770, 6 -3\,643, 1 -2\,770, 6 -3\,643, 1 -2\,770, 6 -3\,643, 1 -2\,770, 6 -3\,643, 1 -2\,770, 6 -3\,643, 1 -2\,770, 6 -3\,643, 1 -2\,770, 6 -3\,643, 1 -2\,770, 1 -2\,7$ 

-227,0

-234,6

-210.5

-159.4

-123,5

-130.0

-194.2

-239.1

-244,6

-232,6

-213.7

-210.5

(1956 - 2010)

Многолетние средние месячные значения гелио- и геокосмических сил: числа Вольфа, И;

п					Mec	яцы					
	II	III	IV	Λ	ΙΛ	ΠΛ	VIII	IX	X	XI	XII
239,2	-242,0	-260.5	-273,9	-267,9	-223,9	-158,0	-151,9	-188,3	-240,6	-265,4	-256,5
201,0	-201,9	-224,4	-233,5	-225,7	-176,7	-112,3	-105,8	-143,2	-193,0	-215,2	-206,1
1Ma.A	ьные вел	ичины да	ины курсі	ивом и пс	дчеркну	ты снизу,	минима.	льные вь	іделены	курсивом	_
										Ta6	лица 10;
оголе ых вр	тние сре	дние мес : интерва	ячные зн ілах, рас	начения і считано і	индексон по даннь	з циркулз ым (Гирс,	нции атм 1971; Дм	осферы: итриев,	(W, Е и С Белязо,	) на 2006)	
					W	есяцы					
		II	IV		IV	IIA	IIIA	IX	×	XI	IIX
-	1	8 10	8	7	6	6	11	<u>13</u>	<u>13</u>	11	11
-	0	6	, 5	9	∞	9	x	6	<u>12</u>	10	11
1	5	6 6	L (	9	2	4	x	10	<u>13</u>	11	<u>13</u>
1	3 1:	3 14	<u>i</u> <u>14</u>	14	11	13	13	10	11	13	13
-	3 1:	3 16	3 17	17	15	<u>18</u>	16	13	12	14	12
	2	2 16	3 17	16	15	<u>18</u>	16	13	12	13	10
	2	2 2	8	$\overline{I0}$	10	6	2	4	2	9	7
	<u></u>	7 6	× I	∞	<u></u>	7	2	<i>∞</i>	2	9	∞I
	2	7 6	0	6	8	9	7	7	9	9	x

## 9. О некоторых причинах долгопериодной изменчивости

259

Гармонические постоянные сезонного хода СезХ гелио- и геокосмических сил: числа Вольфа, W; ППОСЛиС (м²/с²); угловая скорость вращения Земли УСВЗ v; экваториальный перенос — Eqwind U (кг\*м/с) на разных временных интервалах, рассчитано по данным (Витинский, 1963; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR\_DATA/SUNSPOT\_NUMBERS; Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002)

Параметр,			Га	армони	ки		$A_{_{\rm I}}/A_{_{\rm II}}$	$A_0$
интервал	I (год	овая в	олна)	II	(годовая вол	на)		
	Амп. І	Дата I	Квота I	Амп. II	Дата II	Квота II		
Числа W (1818–2012)	1,4	20.07	0,632	0,4	26.02 (26.08)	0,054	3,41	53,8
Числа <i>W</i> (1900–2005)	2,2	22.07	0,785	0,5	19.01 (19.07)	0,041	4,35	61,5
Числа W (1955–1999)	2,3	16.09	0,566	0,6	10.01 (10.07)	0,040	3,77	76,7
Числа W (1977–2006)	2,2	03.09	0,517	0,4	05.01 (05.07)	0,017	5,46	75,8
ППОСАиС (1850–2012)	17,7	17.12	0,025	111,4	27.03 (27.09)	0,973	0,16	-2,2
ППОСАиС (1900–2005)	17,7	18.12	0,024	111,6	28.03 (28.09)	0,973	0,16	4,5
ППОСЛиС (1977–2006)	18,5	22.12	0,027	111,4	28.03 (28.09)	0,970	0,17	10,3
U (1954–2010)	677,9	18.02	0,963	115,0	11.04 (11.10)	0,028	5,89	-2 194,3
U (1956–2000)	757,0	22.02	0,971	62,3	26.04 (26.10)	0,007	12,15	-2 177,0
U (1977–2006)	1 245,8	09.02	0,962	213,5	05.04 (05.10)	0,028	5,84	-2 309,5
ν (1954–2010)	42,8	01.08	0,569	36,9	21.01 (21.07)	0,422	1,16	-201,6
ν (1956–2000)	42,7	31.07	0,556	37,7	22.01 (22.07)	0,435	1,13	-230,7
ν (1977–2006)	46,4	04.08	0,620	35,8	19.01 (19.07)	0,368	1,30	-186,6

Гармонические постоянные сезонного хода Сезх индексов цирку-
ляции атмосферы: (W, E и C) на разных временных интервалах, рас-
считано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006)

-

Параметр,			Га	рмонин	ки		$A_{_{\mathrm{I}}}/A_{_{\mathrm{II}}}$	$A_{0}$
интервал	I (го	довая в	олна)	II	(годовая волн	ia)		
	Амп. І	Дата I	Квота I	Амп. II	Дата II	Квота II		
W (1891–2012)	2,1	10.10	0,793	0,4	19.02 (19.08)	0,025	5,68	10,2
W (1956–2005)	2,5	10.11	0,803	0,1	28.04 (28.10)	0,001	25,81	8,4
W (1977–2006)	3,1	13.11	0,866	0,2	23.04 (23.10)	0,004	14,77	9,5
E (1891–2012)	1,0	26.02	0,355	0,1	01.01 (01.07)	0,001	17,20	11,1
E (1956–2005)	2,4	17.05	0,697	0,2	08.02 (08.08)	0,005	11,80	11,8
E (1977–2006)	3,0	26.05	0,755	0,4	27.02 (27.08)	0,016	6,80	11,6
<i>C</i> (1891–2012)	1,5	17.05	0,747	0,6	17.05 (17.11)	0,121	2,48	7,7
<i>C</i> (1956–2005)	0,1	25.05	0,017	0,4	19.05 (19.11)	0,131	0,36	7,4
C (1977–2006)	0,4	15.03	0,086	0,6	04.06 (04.12)	0,254	0,58	6,9

Для выяснения тесноты связи СезХ геокосмических сил и типов атмосферной циркуляции обратимся к результатам корреляционного анализа (табл. 108 и рис. 112). Как видим, теснота связи сезонной изменчивости между ППОСЛиС и формой W мала (максимальные положительная и отрицательная теснота связи наступают: r = 0,12 при  $\tau = (-1)$  мес. и r = (-0,15) при  $\tau = 5$  мес.), хотя и указывает на существование годовой периодичности. Для формы E теснота несколько возрастает (максимальные положительные и отрицательные связи наступают: r = 0,27 при  $\tau = 4$  мес.; r = 0,01 при  $\tau = (-2)$  мес. и r = (-0,17) при  $\tau = 0$  мес. r = (-0,09) при  $\tau = (-5)$  мес.), а корфункция выявила две неправильных полугодовых волны. И только для формы C теснота связи значима (максимальные положительные и отрицательные связи наступают: r = 0,36 при  $\tau = 1$  мес.; r = 0,54 при  $\tau = (-5)$  мес. и r = (-0,48) при  $\tau = 4$  мес. r = (-0,44) при  $\tau = (-2)$  мес.) и указывает на существование полугодовой периодичности (см. рис. 112а).

Теснота связи сезонной изменчивости между v и формами W или E вполне значима (максимальные положительная и отрицательная теснота связи наступают: r = 0,68 при  $\tau = 3$  мес. и r = (-0,66) при  $\tau = (-3)$  мес. или r = +0,53 при  $\tau = (-3)$  мес. иr = (-0,71) при  $\tau = 3$  мес.), в обоих случаях выявлена годовая волна, меняющаяся в противофазе. Для формы C теснота связи с v заметно ниже (максимальные положительные и отрицательные связи наступают: r = 0,58 при  $\tau = (-2)$  мес.; r = 0,07 при  $\tau = 2$  мес.; r = (-0,05) при  $\tau = 1$  мес. и r = (-0,54) при  $\tau = \pm 6$  мес.), а корфункция выявила две неправильных волны (см. рис. 1126).

FI '	Иноголет	гадо аин.	ние меся	чные зна	чения ге	окосмич	еских си	v: ШПОЛ	иС (см <sup>2</sup> с	<sup>-2</sup> ) (Bopo6	beb,	
-	967); v и	<i>U</i> (кг <sup>*</sup> мс <sup>-</sup>	') (Сидор 20(	енков, 20 <b>)0) (Гирс</b> ,	02) и ин. 1971; Ді	дексов ц иитриев,	аркуляці Белязо,	ан атмосо 2006)	реры: (И	, Е и С) (1	951-	
				(Ay6p	авин, М	аслянки	н, 2012а)					
Параметр						Mec	яцы					
1	Ι	Π	III	IV	Λ	ΙΛ	IIV	IIIV	IX	x	XI	XII
ППОСЛиС	-95	-27	77	110	27	-81	-116	-57	59	124	63	-48
ν	-239	-242	-260	-274	-268	-224	-158	-149	-185	-237	-262	-253
U	-1 646	-1593	-1543	-1 490	-1634	-2 195	-2 691	-2 761	-2 790	-2624	-2 373	-2 022
W	10,2	6,9	8,7	5,5	5,4	6,5	6,7	7,6	8,7	11.7	9,0	11,4
Ε	13,4	14,7	16,2	16,9	16,9	15,3	16,9	16,8	13,0	11,4	14,4	12,2
С	7,3	6,6	6, I	7,5	8,7	8,2	7,4	6,6	8,3	8,0	6,6	7,4
Примечание: №	аксимал	ьные вел	ичины да	ны курск	вом и пс	дчеркну	ты снизу,	, минима.	льные вь	іделены	курсивом	
											Ta6.	лица 107
Ι	армонич	еские по	остоянны	носэонн	ного ход	а СезХ г	еокосми	ческих с	опп :лп	ОЛИС (см	$({}^{2}c^{-2})$	
<b>`</b>	Воробьеі	s, 1967); ı	' и U (кг* <sub>в</sub> Е и C) (19	мс <sup>-1</sup> ) (Сид 51–2000)	оренков (Гирс, 19	, 2002) и 71; Дми	индексо гриев, Бе	в циркул едязо, 20	яции ат 06)	мосферы	: ( <i>W</i> ,	
Регион				Γa	трмоникь					$A_1/A_{11}$		$A_0$
		I (rodob	ая волна)			II (по/	угодовая	волна)				

# 9. О некоторых причинах долгопериодной изменчивости

3,0 -229,3 -2 113,5

0,161,177,93

 $0,972 \\ 0,416$ 

Дата II 09.03 (09.09) 22.01 (22.07) 25.04 (25.10)

0,015

Kbora II

Амп. II 111,80 37,25 87,34

Квота I

Дата I 14.12 03.08 23.02

AMII. I

0,0250,5740,964

 $17,8 \\ 43,7 \\ 692,7$ 

νD

ППОСЛиС

262

Регион					Lap	моники					_	A./A		A
		I (rod	овая во	лна)	-		II (по	vyrodob:	ая волна	a)		=		 D
	Амп.	I	Дата I	KBC	та I	Амп. І	I	Дата I	I	Квота ]				
M	2,5		07.11	0,7	758	0,05	-	8.05 (18	.11)	0,000 (		48,00		8,2
E	2,2		05.05	0,6	900	0,36	51	7.01 (27	.07)	0,018		6,28	-	4,8
С	0,5		04.07	0,5	201	0,52	0	4.05 (04	.11)	0,225		0,95		7,4
													Табл	ица 108
	Значе	ния ко	рреляц	ионных	функц	ий мея	кду сез	онным	модох	reokocn	инески	іх сил:		
	ОППО/	ЛиС (см	<sup>2</sup> c <sup>-2</sup> ) (Bo]	робьев,	1967); v	и U (кг	*Mc <sup>-1</sup> ) (C	надорен	ков, 20	02) и ин	дексов	цирку-		
	ĸ	яции ал	гмосфер	ы: (W, Е	ги С) (19 (Дубрав	)51–200 вин, Ма	0) (Гирс слянки	с, 1971; , н, 2012а	Дмитри ()	<b>гев, Бе</b> л	язо, 20(	(9)		
								двиг, ме	SC.					
		9-	ار تن	4	-3	-2	ī	0	1	2	60	4	5	9
	M	-0,11	-0,05	0,04	0,08	0,10	0,13	0,11	0,06	0,00	-0.07	-0.15	-0.15	-0,11
ППОСЛиС	E	0,02	-0,09	-0,08	0,004	0,01	-0,09	-0.17	-0.15	-0,06	0, 13	0,27	0,20	0,02
	С	0,23	0,54	0,35	-0,12	-0,44	-0.35	0,04	0,36	0,30	-0,13	-0,48	-0.30	0,23
	M	0,06	-0,31	-0.53	-0,66	-0.59	-0,36	-0,07	0,27	0,54	0,68	0,59	0,39	0,06
ν	Е	0,03	0,37	0,52	0,53	0,48	0,36	0,14	-0.24	-0,60	-0,71	-0.57	-0.33	0,03
	С	-0.54	-0,48	-0,02	0,49	0,58	0,27	-0,00	-0.05	0,07	0,07	-0,09	-0.31	-0.54
	М	0,23	0,64	0,83	0, 82	0,58	0,19	-0,25	-0,63	-0,81	-0,84	-0.58	-0.17	0,23
U	Е	-0,25	-0,59	-0,82	-0,79	-0.50	-0,13	0,25	0,56	0,82	0,85	0,51	0,09	-0,25
	С	0,26	0,07	-0,08	-0.35	-0.56	-0.43	-0,16	0,02	0,07	0, 23	0,47	0,47	$0,\!26$
Примечание: м:	аксима.	льные в	нини үө	ы даны	курсиво	′оп и мс	тчеркну	/ТЫ СНИ:	зу, минғ	имальнь	іе выде	лены ку	рсивом.	

## 9. О некоторых причинах долгопериодной изменчивости

Теснота связи сезонной изменчивости между U и формами W или E наибольшая (максимальные положительная и отрицательная теснота связи наступают: r = 0,83 при  $\tau = (-4)$  мес. и r = (-0,84) при  $\tau = 3$  мес. или r = 0,85 при  $\tau = 3$  мес. и r = (-0,82) при  $\tau = (-4)$  мес.), в обоих случаях выявлена неправильная годовая волна, меняющаяся в противофазе.

Для формы *С* теснота заметно ниже, хотя и значима (максимальные положительная и отрицательная связи наступают: r = 0,47 при  $\tau = 4$  мес. и r = (-0,56) при  $\tau = (-2)$  мес.) и указывает на существование годовой периодичности (см. рис. 112в).

Результаты корреляционного анализа между СезХ внешних факторов (их сезонный ход представлен в табл. 106) и гидрометеорологических параметров  $T_w$ ; S;  $T_a$ ;  $T_a$ ; W;  $P_0$ ; Pr; Ev;  $R_{\Sigma}$ ;  $B_0$ ;  $Q_{\Sigma} = (Q_{np} - Q_{om})$ ; B;  $Q_H$ ;  $Q_E$ ;  $Q; Q_{pr}; Q_F = (Q - Q_{pp})^{40}$  показаны в табл. 109–114 и на рис. 113–115.

Анализ распределения корреляционных функций между СезХ геокосмических сил и гидрометеорологических параметров (табл. 109–111) позволяет отметить следующее:

– ППОСЛиС не может служить предиктором метеопараметров  $T_w$ ; *S*;  $T_a$ ;  $T_d$ ; *W*; *Pr*; *Ev*;  $R_{\Sigma}$ ;  $B_0$ ;  $Q_{\Sigma} = (Q_{np} - Q_{on})$ ; *B*;  $Q_H$ ;  $Q_E$ ; *Q*;  $Q_{p_r}$ ;  $Q_{\Sigma} = (Q - Q_{p_r})$  на Балтике. Во-первых, из-за невысокой тесноты связи между потенциалом и параметрами, во-вторых, из-за выявленной полугодовой периодичности (в то время как их СезХ в основном определяется годовой волной).

– При анализе корреляционных функций между v и метеопараметрами для среднего СезХ по Балтике, хотя и отмечаются их высокие максимальные положительные значения связи ( $r = 0,55 \div 0,92$ ), однако для СезХ между v и большинством параметров корфункция выявила две неправильных полуволны, и только между v и  $T_w$ ; S;  $T_a$ ; W — правильную годовую.

– При анализе корреляционных функций между *U* и элементами пресноводного баланса в Балтийском море, обращает на себя внимание высокая теснота связи между *U* и  $T_w$ ; *S*;  $T_a$ ;  $T_d$ ; *W*; *Pr*; *Ev*;  $R_{\Sigma}$ ;  $B_0$ ;  $Q_{\Sigma} = (Q_{np} - Q_{om})$ ; *B*;  $Q_H$ ;  $Q_E$ ;  $Q; Q_{Pr}$ ;  $Q_{\Sigma} = (Q - Q_{Pr})$  ( $r = \ge (\pm 0,76)$ ), однако такие высокие значения коэф. корреляции могли оказаться случайностью. В самом деле, если обратиться к временному ряду экваториального стратосферного переноса (Сидоренко, 2002), то можно видеть отсутствие регулярной сезонной изменчивости *U*. Так, в 1954 г. годовой максимум (–7 538 кгмс<sup>-1</sup>) наблюдался в июне; в 1955 г. — (6 316 кгмс<sup>-1</sup>) — в июле; в 1956 г. — (–10 249 кгмс<sup>-1</sup>) — в сентябре; в 1957 г. — (6 363 кгмс<sup>-1</sup>) — в августе; в 1958 г. — (–10 110 кгмс<sup>-1</sup>) — в октябре и т. д., т. е. хотя годовой максимум год от года и колеблется около среднего положения — в

<sup>&</sup>lt;sup>40</sup> Их сезонный ход рассмотрен в гл. 7 (см. рис. 75, 79, 82, 87–97).



Рис. 112. Корреляционные функции между сезонным ходом геокосмических сил:



1967)	
(Воробьев,	
корреляционных функций между сезонным ходом ШПОЛиС (В	и гидрометеорологическими параметрами (1951-2000)
Значения	

1951–2000)	
ы (	,
метрам	1
пара	-
гическими	0100
окорометеороло	
Ξ	1
И	1

9008) G 

						0	двиг, ме	č.					
	9-	-5	-4	-3	-2	ī	0	1	2	3	4	5	9
$T_w$	-0,06	-0,03	0,14	0,28	0,22	-0,02	-0,26	-0,32	-0.16	0,05	0,13	0,05	-0,06
S	-0,17	-0,08	-0,02	-0,01	-0,01	0,04	0,13	0,20	0,18	0,06	-0,11	-0,20	-0,1
$T_a$	0,04	0,06	0,14	0.18	0,11	-0,06	-0,21	-0,24	-0,15	-0,01	0,07	0,07	$0,0^{-}$
$T_d$	0,01	0,04	0,14	0,20	0,13	-0,06	-0,23	-0,26	-0,15	0,01	0 <u>,09</u>	0,06	0,0
$W_{s}$	-0.10	-0,11	-0,10	-0,03	0,09	$0,\!20$	0,21	0, 12	0,00	-0,09	-0.11	-0.10	-0.10
$P_0$	0,26	-0,06	-0,35	-0,29	0,04	0,22	0,111	-0,15	-0,26	-0,08	0,20	<u>0,36</u>	0,2(
$\begin{bmatrix} Pr \end{bmatrix}$	-0.05	0,00	0,13	0,23	0,20	0,06	-0,09	-0.16	-0,15	-0,09	-0.04	-0.04	-0,0-
Ev	-0,11	-0.16	-0,05	0,16	0,30	0,25	0,05	-0,14	-0.18	-0,11	-0,01	-0,01	-0,1
$R_{z}$	0,33	0,60	0,32	-0.25	-0,60	-0,44	0,07	0,44	0,30	-0.15	-0,42	-0,19	0,35
$B_0$	0,24	0,44	0,24	-0,20	-0,49	-0,39	-0,01	0,30	0,25	-0,04	-0.24	-0,11	$0,2^{2}$
$Q_{\Sigma}$	-0,10	0,36	0,48	0,18	-0,21	-0,27	0,00	0,28	0,27	-0,08	-0,45	-0,46	-0,10
B	0,04	0,67	0,69	0,08	-0.53	-0.54	-0,01	0,50	0,46	-0,11	-0,65	-0,59	0,0
$Q_{_H}$	-0,48	-0.33	0,06	0,35	0,30	0,00	-0,20	-0,10	0,20	0,34	0,13	-0,26	$-0,4_{0}$
$Q_{_E}$	-0,10	-0.17	-0,07	0,16	0,31	0,27	0,05	-0,15	-0,20	-0,11	0,00	0,00	-0,10
0	-0,33	-0.28	-0,01	0,29	0,35	0,16	-0,08	-0,14	0,00	0,12	0,07	-0,15	-0,3
$Q_{Pr}$	-0,05	-0,01	0,10	0,22	0,21	0,08	-0,08	-0.17	-0.17	-0,10	-0,03	-0,02	-0,0-
0 - 0	)	-0,30	-0,03	0,26	0,33	0.15	-0.07	-0.11	0.03	0.15	0.08	-0.15	-0.3

#### 9. О некоторых причинах долгопериодной изменчивости

Примечание: максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные выделены курсивом.

сентябре, но, учитывая, что направление переноса через год чередуется (восток — запад — восток — ...), «нормального сезонного хода» (Лаппо и др., 1990) экваториального стратосферного переноса U получить нельзя. Именно поэтому, в (Дубравин, Навроцкая, 2003) был сделан вывод о том, что к экваториальному стратосферному переносу в качестве предиктора сезонной изменчивости гидрометеоэлементов в Атлантическом океане и его бассейне нужно относиться с определенной осторожностью.

Анализ распределения корреляционных функций между СезХ индексов циркуляции атмосферы и гидрометеорологических параметров (табл. 112–114, рис. 113–115) показал:

– высокую (значимую) синхронную (или с учетом сдвига) тесноту связи между формой циркуляции W и гидрометеоэлементами (кроме  $P_0$ ,  $r = \pm 0.57$ ) или потоками тепла ( $r = \ge (\pm 0.81)$ ) и несколько меньшую между W и элементами водного баланса ( $r = \ge (\pm 0.76)$ ), за исключением  $R_r$  ( $r = \pm 0.70$ ) или B ( $r = \pm 0.60$ );

– высокую (значимую) синхронную (или с учетом сдвига) тесноту связи между формой циркуляции *E* и гидрометеоэлементами (кроме  $P_0$ ,  $r = (-0,68) \div 0,48$ ) или потоками тепла ( $r = \ge (\pm 0,78)$ ) и несколько меньшую между *E* и элементами водного баланса ( $r = \ge (\pm 0,72)$ ), за исключением  $R_v$  ( $r = (-0,78) \div 0,64$ ) или *B* ( $r = (-0,60) \div 0,69$ );

– значимую синхронную (или с учетом сдвига) тесноту связи между индексом циркуляции C и гидрометеорологическими параметрами  $(r = (\pm 0,4) \div (\pm 0,5);$ 

– четкое указание на существование годовой периодичности между Wили E и параметрами кроме ( $S; P_0; R_{\Sigma}$  и B) или ( $S; P_0; B_0; Q_{\Sigma}$  и B);

– синхронно с наступлением максимума индекса W наблюдаются максимумы в годовом ходе для Q и  $Q_{\Sigma} = Q - Q_{p_r}$ ; через 1 мес. — для скорости ветра W; через 6 мес. — для  $B_0$ ; через 8 мес. — для  $T_a$  и  $T_d$ ; через 9 мес. — для  $T_w$  и  $Q_H$ ; через 10 мес. — для Pr и  $Q_{p_r}$ , через 11 мес. — для Ev,  $Q_{\Sigma} = (Q_{np} - Q_{om})$  и  $Q_E$ ;

– через 1 мес. после наступления максимума индекса *E* наблюдается максимум в годовом ходе для  $R_{\Sigma}$ ; через 3 мес. — для  $T_w$ ;  $T_a$ ;  $T_d$  и  $Q_H$ ; через 4 мес. — для *Pr* и  $Q_{pr}$ ; через 5 мес. — для *Ev* и  $Q_E$ ; через 6 мес. — для *Q* и  $Q_{\Sigma} = Q - Q_{pr}$ ; через 7 мес. — для *W*;

– через 2 мес. после наступления максимума индекса *C* наблюдается максимум в годовом ходе для Pr;  $Q_{\Sigma} = (Q_{np} - Q_{om})$  и  $Q_{pr}$ ; через 3 мес. — для *Ev* и  $Q_{E}$ ; через 4 мес. — для *Q* и  $Q_{\Sigma} = Q - Q_{pr}$ ; через 5 мес. — для *W*.

Таким образом, индексы форм циркуляции W и E вполне могут служить предиктором для СезХ гидрометеоэлементов  $T_w$ ;  $T_a$ ;  $T_d$  и W; элементов водного баланса Pr,  $R_{\Sigma}$ , Ev,  $B_0$  и  $Q_{\Sigma}$  и потоков тепла  $Q_H$ ;  $Q_E$ ;  $Q; Q_{Pr}$ ;  $Q_{\Sigma} = (Q - Q_{Pr})$ .

Значения корреляционных функций между сезонным ходом угловой скорости вращения Земли и (Сидоренков, 2002) и гидрометеорологическими параметрами (1951-2000)

5	
\$	
ŕ	
(	
	8
	00
	2
	:
	g
	<u>E</u> :
1	ľ
	20
	Ξ
	nc
	ອ ອ
	at
	St
	a;
5	12
2	20
•	н,
)	ИХ
5.	Ξ
ţ,	Ъ
	ac
	Σ
î	Н,
>	ВИ
	Dal
	õ
	Ŕ
	<u> </u>
-	

<b>)</b> 8)
, 20(
olution
and Ev
a; State
н, 2012
Маслянки
(Дубравин,

							J	Давиг, ме	č.				
		9-	ŗĊ	-4	-3	-2	ī	0	-	2	3	4	
	$T_w$	-0.62	-0,60	-0,44	-0,11	0,35	0,74	0,87	0,67	0,27	-0,14	-0.42	9
	S	0,57	0,22	-0,14	-0,43	-0,63	-0,71	-0,62	-0.34	0,09	0,50	0,74	0
	$T_a$	-0,67	-0.54	-0,27	0,10	0,49	0,77	0,80	0,57	0,17	-0,23	-0.53	0-
	$T_{_d}$	-0,65	-0.53	-0,28	0,08	0,49	0,78	0,81	0,57	0,16	-0,24	-0.53	0
	$W_{s}$	0,36	0,03	-0,33	-0,64	-0,78	-0,69	-0,39	0,02	0,42	0,67	0,73	0
	$P_{_0}$	0,16	0,48	0,55	0,46	0,25	-0,01	-0,09	-0,09	-0,28	-0.52	-0,61	9
	Pr	-0.56	-0,71	-0,67	-0,46	-0,09	0,35	0,68	0,74	0,60	0,35	0,05	Î
	Ev	-0,14	-0.47	-0,71	-0.79	-0,60	-0.17	0,31	0,64	0,72	0,61	0,42	0
2	$R_{_{Z}}$	-0.52	-0,16	0,45	$\underline{0,91}$	0,88	0,38	-0,12	-0.35	-0.33	-0,27	-0.35	$\gamma$
	$B_0$	-0,31	0,06	0,57	0,92	0,85	0,39	-0,13	-0,45	-0.52	-0.47	-0.45	Ť
	$Q_{\scriptscriptstyle \Sigma}$	-0.54	-0,83	-0,73	-0,39	-0,03	0,15	0,19	0,30	0,57	0,73	0,54	
	B	-0,80	-0,91	-0,48	0,11	0,47	0,41	0,14	0,07	0,34	0,55	0,35	Ĭ
	$Q_{_{H}}$	0,60	0,03	-0.50	-0.73	-0,65	-0,44	-0,25	-0,11	0,07	0,38	0,73	0
	$Q_{_E}$	-0,13	-0,44	-0,71	-0,80	-0,61	-0,18	0,31	0,65	0,72	0,61	0,42	
	0	0,26	-0,24	-0,69	-0,86	-0,72	-0,35	0,04	0,31	0,46	0,56	0,65	
	$Q_{_{Pr}}$	-0.55	-0,69	-0,68	-0,47	-0,11	0,34	0,67	0,76	0,62	0,35	0,05	Ĩ
	$Q - Q_{n_{u}}$	0,38	-0,12	-0,60	-0,83	-0.74	-0,44	-0,09	0, 19	0,37	0,53	0,68	

# 9. О некоторых причинах долгопериодной изменчивости

-0.52

-0,31

-0.14

-0.54-0,800,60-0.130,26-0.550,38

-0.650,360,16-0.56

-0,62

9

0.57-0.67

268



Рис. 113. Корреляционные функции между сезонным ходом индекса циркуляции атмосферы *W* и гидрометеоэлементами — *a*; элементами водного баланса — *б* и потоками тепла — *в* (1951–2000)

(Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Дубравин, Маслянкин, 2012a; State and Evolution ... , 2008)

аачения корреляционных функций между сезонным ходом экваториального переноса $U( m kr^* m mc^{-1})$	Сидоренков, 2002) и гидрометеорологическими параметрами (1951–2000) (Гирс, 1971; Дмитриев,	Белязо, 2006; Дубравин, Маслянкин, 2012a; State and Evolution , 2008)
Значения корреляционных функций между сезонным ходом экваториального	(Сидоренков, 2002) и гидрометеорологическими параметрами (1951–2000) (Гиј	Белязо, 2006; Дубравин, Маслянкин, 2012a; State and Evolution

## 9. О некоторых причинах долгопериодной изменчивости

							C	двиг, ме	.c.					
		9-	ŗ	4-	-3	-2	ī	0	-	5	3	4	5	9
	$T_w$	0,87	0,58	0,14	-0.35	-0.76	-0,97	-0,91	-0.59	-0,10	0,40	0,77	0,93	0,87
	S	-0,48	-0,01	0,49	0,84	0,96	0, 83	0,49	0,02	-0.47	-0,86	-0.98	-0,83	-0.48
	$T_a$	0,80	0,43	-0,07	-0.54	-0,88	-0,98	-0,82	-0,43	0,09	0,57	0,88	0,96	0,80
	$T_d$	0,79	0,42	-0,07	-0.54	-0.87	-0,98	-0,82	-0,42	0,09	0,57	0, 87	<u>0,96</u>	0,79
	$W_{s}$	-0,14	0,35	0,76	0,96	0,92	0,61	0,14	-0.37	-0.77	-0.97	-0.91	-0,60	-0.14
	$P_0$	-0,36	-0,65	-0,63	-0,44	-0.32	-0,03	0,36	0,57	0,57	0,49	0,38	0,07	-0,36
	Pr	0,91	0,92	0,64	0,18	-0.28	-0,68	-0,93	-0.93	-0,63	-0,16	0,28	0,66	0,91
	Ev	0,58	0,90	<u>0,96</u>	0,75	0,35	-0.14	-0,61	-0.92	-0.96	-0.72	-0.32	0,14	0,58
U	$R_{\scriptscriptstyle \Sigma}$	0,01	-0,39	-0.70	-0,85	-0.75	-0.37	0, 12	0,47	0,66	0,73	0,66	0,40	0,01
	$B_0$	-0,17	-0,60	-0.87	-0.91	-0,69	-0,25	0,27	0,66	0,84	0,82	0,62	0,27	-0.17
	$Q_{\Sigma}$	0,76	0,89	0,75	0,43	0,05	-0.37	-0,70	-0,78	-0,73	-0.53	-0,14	0,36	0,76
	В	0,76	0,65	0,33	-0,06	-0,36	-0.57	-0,63	-0,49	-0.31	-0,10	0, 22	0,57	0,76
	$Q_{_H}$	-0,28	0,24	0,70	0,91	0,85	0,59	0, 22	-0,22	-0,61	-0,85	-0,88	-0,68	-0,28
	$Q_{_E}$	0,57	0,88	0,96	0,76	0,37	-0,13	-0,60	-0.92	-0,96	-0,72	-0.33	0,12	0,57
	0	0,17	0,64	0,94	0,95	0,68	0,25	-0,23	-0,65	-0,89	-0,89	-0,68	-0,31	0,17
	$Q_{_{Pr}}$	0,91	0,92	0,65	0,20	-0,26	-0,67	-0,93	-0,93	-0,64	-0,18	0,27	0,66	0,91
	$Q - Q_{Pr}$	0,01	0,51	0,88	0,97	0,78	0,40	-0,06	-0.52	-0.83	-0.92	-0,78	-0,45	0,01
$\Pi pu$ .	мечание: 1	максима.	Abhbie B(	бничилэ	і даны ку	урсивом	и подче	ркнуты	снизу, мі	анималь	ные вы⊿	елены к	урсивом	_

270



Рис. 114. Корреляционные функции между сезонным ходом индекса циркуляции атмосферы Е и гидрометеоэлементами — a; элементами водного баланса — б и потоками тепла — в (1951–2000) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Дубравин, Маслянкин, 2012а;

State and Evolution ..., 2008)

	(L	циј ирс, 197	ркуляци 1; Дмит]	и атмосс риев, Бе	феры W	и гидро 06; Дуб <sub></sub>	метеоро. равин, М	логичесі Іаслянкі	кими пај 1н, 2012;	раметра a; State a	ми (1951 nd Evolu	-2000) (tion ,	2008)	
								двиг, ме	с.					
		9-	ŗ	4	-3	-2	-	0	-	12	3	4	5	9
	$T_w$	0,08	0,50	0,78	0,85	0,69	0,35	-0,09	-0.50	-0,77	-0,85	-0,70	-0.35	0,08
	S	-0.57	-0,80	-0,87	-0,61	-0,24	0,17	0,60	0,84	0,80	0,63	0,29	-0,24	-0.57
	$T_a$	0,26	0,64	0,85	0, 83	0,59	0,18	-0,25	-0,64	-0,84	-0,82	-0.59	-0,19	0,26
	$T_d$	0,25	0,64	0,84	0,82	0,59	0,18	-0,25	-0,64	-0,84	-0,82	-0.59	-0,18	0,25
	$W_{s}$	-0.77	-0,88	-0,71	-0,36	0,06	0,49	0,79	0,86	0,70	0,39	-0,09	-0,49	-0.77
	$P_0$	0,35	0,59	0,11	-0,20	-0.31	-0.54	-0.57	-0,43	-0.07	0,00	0,50	0,57	0,35
	Pr	-0.41	0,01	0,43	0,70	0,87	0,71	0,37	0,04	-0.46	-0.71	-0.84	-0.72	-0.41
	Ev	-0,79	-0.53	-0,11	0,32	0,67	0,85	0,79	0,51	0,13	-0,31	-0,69	-0,83	-0.79
М	$R_{\scriptscriptstyle \Sigma}$	0,62	0,74	0,50	0,12	-0,14	-0,49	-0.70	-0,68	-0,49	-0,22	0,19	0,54	0,62
	$B_0$	0,76	0,75	0,43	0,01	-0,33	-0,67	-0,81	-0,69	-0.45	-0,07	0,38	0,68	0,76
	$Q_{_{\Sigma}}$	-0.50	-0,35	0,11	0,54	0,61	0,77	0,63	0,25	-0,13	-0,43	-0,73	-0,76	-0.50
	В	-0,11	0,06	0,38	0,62	0,49	0,47	0, 22	-0,14	-0,41	-0.53	-0,60	-0,45	-0,11
	$Q_{_{H}}$	0,08	0,50	0,78	0,85	0,69	0,35	-0,09	-0.50	-0.77	-0,85	-0,70	-0,35	0,08
	$Q_{_E}$	-0,79	-0.55	-0,11	0,31	0,65	0,87	0,77	0,53	0,15	-0,31	-0,67	-0,84	-0.79
	0	-0,84	-0,76	-0,45	-0,07	0,37	0,70	0,82	0,76	0,47	0,07	-0,38	-0,70	-0.84
	$Q_{_{Pr}}$	-0,41	-0,03	0,45	0,68	0,86	0,75	0,35	0,08	-0.45	-0,72	-0,83	-0,74	-0.41
	$Q - Q_{p_r}$	-0,82	-0,80	-0.57	-0,21	0,23	0,61	0,81	0,80	0,59	0,21	-0,24	-0,61	-0,82
$nd_{II}$	мечание: 1	максима.	Abhbie Be	еличины	і даны ку	урсивом	и подче	ркнуты	снизу, мі	инималь	Hые вы∠	целены к	урсивом	

9. О некоторых причинах долгопериодной изменчивости

Значения корреляционных функций между сезонным ходом индекса



Рис. 115. Корреляционные функции между сезонным ходом индекса циркуляции атмосферы С и гидрометеоэлементами — а; элементами водного баланса — б и потоками тепла — в (1951–2000) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Дубравин, Маслянкин, 2012а; State and Evolution ..., 2008)

	(1	ці Гирс, 197	тркуляц 71; Дмит	ии атмос гриев, Бе	сферы <i>Е</i> । глязо, 20	и гидро 06; Дубј	метеоро. равин, М	логичесі Ааслянк	кими пај ин, 2012	раметра। a; State a	ин (1951. nd Evolu	-2000) Ition ,	2008)	
							C	двиг, ме	c.					
		-0	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	9
	$T_w$	-0,04	-0,44	-0.74	-0,83	-0.70	-0.34	0,08	0,45	0,69	0,79	0,69	0,38	-0.04
	S	0,54	0,76	0,81	0,60	0,29	-0,08	-0.58	-0,83	-0,75	-0.59	-0,32	0,16	0,54
	$T_a$	-0,21	-0.58	-0,80	-0,81	-0,60	-0,20	0,23	0,58	0,78	0,78	0,60	0,23	-0,21
	$T_d$	-0,21	-0.57	-0,80	-0.82	-0.59	-0,19	0,24	0,58	0,77	0,78	0,60	0, 22	-0,21
	$W_{s}$	0,72	0,85	0,72	0,35	-0,02	-0,44	-0,74	-0,83	-0,68	-0.39	0,05	0,42	0,72
	$P_{_0}$	-0.17	-0,45	-0,40	0,23	0,42	0,48	0,40	0,40	0,37	-0,03	-0,68	-0.57	-0.17
	Pr	0,39	-0,04	-0.29	-0,66	-0,86	-0.75	-0,29	-0.04	0,33	0,63	0,86	0,73	0,39
	Ev	0,77	0,51	0,15	-0,25	-0.64	-0,85	-0.73	-0.46	-0.17	$0,\!20$	0,64	0,84	0,77
E	$R_{_{\Sigma}}$	-0,60	-0,78	-0.54	-0,04	0,23	0,35	0,56	0,64	0,57	0,24	-0.17	-0,46	-0,60
	$B_0$	-0,74	-0,77	-0,46	0,01	0,36	0,58	0,72	0,63	0,49	0,13	-0,32	-0,64	-0.74
	$Q_{\Sigma}$	0,45	0,35	-0,03	-0.53	-0.57	-0,63	-0,64	-0.37	0,05	0,48	0,78	0,65	0,45
	В	0,06	-0,06	-0.31	-0,60	-0,43	-0,36	-0,30	-0,03	0,35	0,63	0,69	0,36	0,06
	$Q_{_H}$	-0,04	-0,44	-0.74	-0,83	-0,70	-0.34	0,08	0,45	0,69	0,79	0,69	0,38	-0,04
	$Q_{_E}$	0,78	0,53	0,15	-0,25	-0,62	-0,85	-0,73	-0,46	-0,19	0,21	0,62	0,82	0,78
	0	0,84	0,70	0,43	0,10	-0,30	-0,67	-0,77	-0,70	-0,49	-0.15	0,31	0,70	0.84
	$Q_{_{Pr}}$	0,41	-0,01	-0,30	-0,67	-0,85	-0,76	-0,30	-0,06	0,31	0,64	0,85	0,72	0,41
	$Q - Q_{p_r}$	0,82	0,75	0,52	0,23	-0,16	-0.57	-0,76	-0,74	-0,59	-0,28	0,17	0,61	0,82
$\Pi p_{l}$	:мечание:	максима	альные в	нинимэ	ы даны к	урсивом	эндоп и і	ркнуты	снизу, м	инималн	Hble Bbl	целены к	урсивом	

#### 9. О некоторых причинах долгопериодной изменчивости

274

Значения корреляционных функций между сезонным ходом индекса

В последние десятилетия в бассейне Северной Атлантики и в атмосфере над ним выявлены 14-, 16-, 18-месячная, квазидвухлетняя, 3-4, 5-6, 7-8, 10-14, 18-22, 30-35-летняя, полувековая (45-50 лет) и вековая (80-90 лет) периодичности (Абрамов 1966а, 1967, 1971, 1988; Байдал, Ханжина 1986; Баранов, Колинко, 1990; Борисенков, Семенов, 1970; Бышев, 2003; Воскресенская, 1993; Гасюков, Смирнов, 1967; Гирс, Кондратович, 1978; Гордиенко, Слепцов-Шевлевич, 1979; Дийкстра, 2007; Доронин, 1981; Дружинин, 1970; Долгопериодная изменчивость ..., 1996; Дубравин, 1994; Драган и др., 1987; Дубравин и др., 1999; Дубравин, Навроцкая, 2000; Дуванин, 1949, 1968, 1983; Дугинов, 1976; Ижевский, 1964; Кац, 1974; Корт, 1970, 1976; Логинов, 1969, 1971, 1974; Максимов, 1970; Михайлова, 1979; Монин и др., 1974; Оль 1964, 1969а, 1969б, 1969в; Покровская, 1976; Рева, 1997; Ривин, 1989; Рубашев, 1964; Серяков, 1979; Серяков, Гулов, 1970; Сидоренков 1991, 1998, 2002; Слепцов-Шевлевич, 1991; Смирнов, 1967; Смирнов, Смирнов, 1998; Смирнов и др., 1998; Соскин, 1972; Суставов, 1991; Суховей, 1977; Цветков, Логинов, 1990; Цыганов, 1993; Шулейкин, 1964; Янес, 1989; Висh, 1985; Eltahir, 1996; Hagen and Feistel, 2005; Kushnir, 1994; Lazier, 1988; Plaut et al., 1995; Polonsky, Voskresenskaya, 1992; van Aken, 2006). Подобные цикличности характерны и для других районов Мирового океана, в частности, для Арктики (Бойцов, 2006; Латухов, Слепцов-Шевлевич, 1995; Общие закономерности ..., 2000) или Северной части Тихого океана (Дийкстра, 2007; Корт, 1970; Статистический анализ ..., 1986; Characteristics of temperature ..., 1994; Long-Term and ..., 1994).

Большинство этих периодичностей связано с астрономическими причинами (в основном, с положением Луны и Солнца на их орбитах). Поэтому неудивительно, что большинство исследователей выделенные периодичности объясняют действием только внешних сил: только гелиофизических (Гасюков, Смирнов, 1967; Дружинин, 1970; Логинов, 1971, 1974) или только астрономических (ритмы планет) (Михайлова, 1979); только геофизических (геомагнитной возмущенностью (Вклад цикличности ..., 1969; Логинов, 1969; Оль, 1969а, 1969б, 1969в; Покровская, 1976), скоростью вращения Земли (Беренбейм, Кудерский, 1987; Вялов, 1993; Доманевский, 1998; Кудерский, 1993; Сидоренков, 1980, 1998, 2002), нутационной (Байдал, 1983; Смирнов, Саруханян, 1965); либо действием нескольких внешних сил (Дубравин, 1994; Латухов, Слепцов-Шевлевич, 1995; Максимов, 1970; Смирнов, 1967).

Однако есть и альтернативная точка зрения, согласно которой, кроме 14-месячной цикличности (полюсный прилив), периодичности 2, 3–4 и 5–9 лет связываются с автоколебательными процессами в системе «океан — атмосфера» (Воскресенская, 1993; Доронин, 1981; Дуванин, 1949, 1968, 1983; Корт, 1970, 1976; Монин и др., 1974; Угрюмов,

							0	двиг, ме	c.					
		-0	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	9
	$T_w$	-0,44	-0,41	-0,30	-0,15	0,02	0,16	0,29	0,45	0,48	0,29	-0,06	-0,33	-0,44
	S	0,46	0,33	0,15	-0,02	-0.33	-0.51	-0,36	-0,24	-0,19	-0,01	0,27	0,46	0,46
	$T_a$	-0,45	-0,42	-0,29	-0,10	0,12	0,28	0,37	0,43	0,38	0,17	-0,13	-0.37	-0,45
	$T_{_d}$	-0,44	-0,42	-0,28	-0,08	0,12	0,25	0,36	0,45	$0,\!40$	0,17	-0,15	-0.37	-0,44
	$W_{s}$	0,41	0,16	-0,05	-0,20	-0,36	-0,43	-0,40	-0,24	0,01	0,23	0,40	0,48	0,41
	$P_{_{0}}$	-0,59	-0,22	0,49	0,43	$0,\!22$	0,04	0,30	0,08	-0,64	-0,38	0,22	0,05	-0,59
	Pr	-0,14	-0.23	-0,48	-0,45	-0,16	0,06	0,07	0,27	0,54	0,51	0,18	-0,16	-0.14
	Ev	0,00	-0,11	-0,27	-0,44	-0,40	-0,23	-0,15	0,01	0,35	0,59	0,47	0,18	0,00
С	$R_{_{\Sigma}}$	-0,18	0,02	0,07	-0,08	0,15	0,54	0,62	0, 22	-0.37	-0,48	-0,29	-0,23	-0,18
	$B_0$	-0,13	0,04	0,12	0,14	0,30	0,46	0,45	0,17	-0.32	-0,53	-0,42	-0,28	-0,13
	$Q_{\Sigma}$	0,28	-0,18	-0,49	-0,44	-0.41	-0,21	0,15	0,40	0,47	0,14	0,00	0,29	0,28
	В	0,24	-0,18	-0,49	-0,41	-0,28	0,03	0,44	0,55	0,34	-0,16	-0,25	0,16	0,24
	$Q_{_H}$	-0,44	-0,41	-0,30	-0,15	0,02	0,16	0,29	0,45	0,48	0,29	-0,06	-0.33	-0,44
	$Q_{_E}$	-0,02	-0,12	-0,27	-0,42	-0.40	-0,24	-0,16	0,01	0,36	0,56	0,49	0,21	-0,02
	0	0,12	0,13	0,00	-0,30	-0,51	-0,46	-0,30	-0,07	0,23	0,46	0,46	0,25	0,12
	$Q_{_{Pr}}$	-0,16	-0,25	-0,49	-0,42	-0.17	0,04	0,06	0,27	0,56	0,47	0,22	-0,13	-0,16
	$Q - Q_{Pr}$	0,16	0,18	0,09	-0,24	-0,51	-0.50	-0,34	-0,13	0,14	0,40	0,45	0,29	0,16
(ndL)	мечание: 1	максима.	Abhble Bu	еличины	і даны к	урсивом	и подче	ркнуты	снизу, мі	инималь	ные выд	јелены к	сурсивом	

#### 9. О некоторых причинах долгопериодной изменчивости

Значения корреляционных функций между сезонным ходом индекса

1973; Шулейкин, 1964; Eltahir, 1996; Polonsky, Voskresenskaya, 1992), причем большинство авторов (Дуванин, 1968, 1983; Корт, 1976; Монахов, 1973; Угрюмов, 1973; Шулейкин, 1964) связывает Северную Атлантику с атмосферой над ней, но некоторые считают, что изменчивость гидрометеорологических характеристик тропической и субтропической Атлантики (Воскресенская, 1993; Polonsky, Voskresenskaya, 1992), стока р. Нил (Eltahir, 1996) обусловлена аномалией Эль-Ниньо-Южное колебание.

Выделяется особое мнение Г.К. Ижевского (Ижевский, 1964), который считал, что в гидросфере, атмосфере и биосфере существует система взаимодействия процессов, меняющихся с различной периодичностью. Ввиду сложного взаимодействия множества процессов строгая периодичность, равная ее первоисточнику (силе, обусловливающей эти явления), нарушается, и изменчивость становится квазипериодической. При этом разработанный Г.К. Ижевским метод долгосрочного прогнозирования гидрофизических и гидробиологических процессов опирается на выделенные им квазипериодичности: 4-6, 8-10 и 18-20 лет. Этот метод был частично подтвержден в работах (Абрамов, 1966а; Долгопериодная изменчивость ..., 1996; Серяков, Гулов, 1970), авторы которых, не отрицая воздействия внешних сил (низкочастотная часть полученного спектра с периодом 5-6 и более лет), считали, что периодичности около 2 и 3-4 лет характеризуют собственные колебания системы «океан — атмосфера». Однако дальнейшие наши исследования долгопериодной изменчивости гидрометеоэлементов в Атлантическом океане (Дубравин, 2002, 2005; Дубравин, Навроцкая, 2000, 2001, 2003; Дубравин и др., 1999) и на Балтике (Дубравин, Педченко, 2010; Дубравин, Маслянкин, 2012а, 2012б; Дубравин и др., 2010а) позволили уточнить этот вывод. Теперь он звучит так: квазицикличные колебания, по крайней мере, в диапазоне от полугода до 30 лет (а, может быть, и в более низкочастотной части спектра), создаются одновременным влиянием как механизма взаимодействия «океана и атмосферы», так и внешних геокосмических сил, т. е. вновь подтверждается гипотеза Г.К. Ижевского. При этом при анализе причин долгопериодной изменчивости гидрометеорологических полей следует иметь в виду, что переход наибольшей тесноты связи между внешними силами и гидрометеоэлементами на различных частотах от одной силы к другой не позволяет выделить приоритетную внешнюю силу, ответственную за межгодовую изменчивость атмосферы и океана, поскольку внешние силы действуют одновременно, а каждая из них ответственна за свой диапазон частот.

Поэтому правы последователи этой гипотезы (Байдал, Неушкин, 1994; Гирс, Кондратович, 1978; Кондратович, 1991) показавшие, что оценка реальной действительности только с одних позиций (например, влияния на климат внешних сил — школа И.В. Максимова, равно

как и динамики взаимодействия в системе «океан — атмосфера» — сторонники А. И. Дуванина или В. Г. Корта) не сулит принципиальных открытий. Решение этих проблем может быть достигнуто лишь строгим описанием не только механизма взаимодействия «океана и атмосферы» (в котором многие процессы обладают как прямыми, так и обратными связями), но и учетом внешних геокосмических сил. Сходную точку зрения можно найти у Х. Дийкстра (Дийкстра, 2007) или Е.А. Леонова (Леонов, 2010).

Для выяснения причин межгодовой изменчивости гидрометеоэлементов Балтийского моря, рассматриваемых в гл. 8, были использованы внешние факторы (вынуждающие силы): а) геокосмические силы: солнечная активность (числа Вольфа W) (1818–2012) (Витинский, 1963; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR\_DATA/SUNSPOT\_NUMBERS); потенциал приливообразующих сил Луны и Солнца (ППОСЛиС) (см<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>) (1850–2012) (Воробьев, 1967); угловая скорость вращения Земли (УСВЗ) v (1956–2010) (Сидоренков, 2002) и результирующий перенос массы воздуха в экваториальной стратосфере (экваториальный перенос — Eqwind) U (кг\*м/с) (1954–2010) (Сидоренков, 2002) и б) параметры механизма взаимодействия океана и атмосферы: частота встречаемости типов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса (западный W, восточный E, меридиональный C) (1891–2012) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006) (рис. 116–118).



Рис. 116. Межгодовая изменчивость геокосмических сил:

солнечной активности (числа Вольфа, *W*) (1818–2012) (Витинский, 1963; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR\_DATA/SUNSPOT\_NUMBERS); ППОЛиС (см<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>) (1850–2012) (Воробьев, 1967)



9. О некоторых причинах долгопериодной изменчивости





Рис. 118. Межгодовая изменчивость вынуждающих сил: индексов циркуляции атмосферы: (*W*, *E* и *C*) (1891–2012) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006)

Как видно из этих рисунков для чисел Вольфа W характерны циклы от 9 до 14 лет, от 20 до 24 лет, около 90 лет (вековые максимумы в 1870 и 1957 гг.); для ППОСЛиС — 18,6 лет, для v — меняющиеся цикличности от квазидвухлетней до 35-летней, для экваториального переноса U преобладание квазидвухлетней. Для индексов циркуляции атмосферы в МГИ характерно преобладание квазидвухлетней<sup>41</sup>.

Результаты спектрального анализа вынуждающих сил представлены в табл. 115 и на рис. 119–125.

Итак, на спектрограмме солнечной активности (интервал 1818–2012 гг.) выделяются четыре пика спектральной плотности на периодах 2,33; 3,77; 5,56 и 10,53 года (см. рис. 119); сходные пики можно найти на спектрограммах экваториального переноса U (см. рис. 121), угловой скорости вращения Земли v (см. рис. 122) и индексов циркуляции атмосферы (W, E и C), для последних выделяется еще и восьмилетний пик (см. рис. 123–125). Для ППОСЛиС наблюдается три пика — 3,85; 9,09 и 18,18 года (см. рис. 120).

Существование четырех квазицикличностей на спектрограммах солнечной активности (или предположение о некоторых из них) было известно еще в начале прошлого столетия (Рубашев, 1964) и подтверждалось спектрограммами в работах (Павельев, Павельева, 1965; Гордиенко, Слепцов-Шевлевич, 1979; Ривин, 1989; Латухов, Слепцов-Шевлевич, 1995; Сидоренков, 1998).

Тем не менее, в работе (Угрюмов, 1971) показано, что периодичности 26–29 месяцев известные, как «квазидвухлетняя цикличность», определяются квазидвухлетним циклом циркуляции экваториальной атмосферы, в процессе которого происходит чередование восточных и западных ветров в экваториальной стратосфере. При восточной фазе цикла субтропические барические максимумы начинают смещаться в сторону экватора, что приводит к увеличению меридиональной составляющей барического градиента и усилению пассатных ветров обоих полушарий. Это, в свою очередь, приводит к увеличению переноса поверхностных вод Северным и Южным Пассатными течениями (Максимов, 1964), а затем Северо- и Южно-Атлантическими и Тихоокеанскими течениями.

Однако, в (Дубравин, Навроцкая, 2000; Дубравин, 2002) использование спектрального и корреляционного методов анализа, позволило утверждать, что квазидвухлетняя цикличность в экваториальной стратосфере обязана своим происхождением солнечной активности.

<sup>&</sup>lt;sup>41</sup> При этом формы W и E, как и в Ce3X, меняются в противофазе — теснота связи между МГИ W и E r = (-0,82), в то время, как между W и C связь отсутствует, r = (-0,07), однако между E и C связь вновь появляется, r = (-0,52).



281

Характерные масштабы межгодовой изменчивости вынуждающих сил: солнечной активности (числа Вольфа, W) (Витинский, 1963; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR\_DATA/SUNSPOT\_NUMBERS); ППОЛиС (см<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>) (Воробьев, 1967); угловой скорости вращения Земли V и экваториального переноса U (кг\*м/с) (Сидоренков, 2002) и индексов циркуляции атмосферы: (W, E и C) (среднегодовые значения) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006)

Параметр,		Период	ţ	Спен	атральная плоті	НОСТЬ
интервал	энерго	несуще	й зоны			
	нача-	пик	конец	начало	пик	конец
	ЛО					
	2,20	2,33	2,6	101	155	56
W	3,45	3,77	4,26	150	188	136
1818-2012	4,26	5,56	6,45	136	1 823	619
	6,45	10,53	18,18	619	41 503	2 303
ппось с	3,17	3,85	4,35	48	179	98
1111ОСЛиС 1850_2030	6,67	9,09	9,52	263	1 004	1 003
1000 2000	9,52	18,18	33,33	1 003	189 930	18 896
Vene	2,04	2,35	2,99	432	1 084	449
УСВЗ 1956_2010	2,99	3,57	3,92	449	877	786
1550-2010	3,92	6,06	7,69	786	2 596	1 876
U	2,00	2,33	3,77	56 539 000	162 570 000	1 706 600
1954-2010	3,77	4,88	8,70	1 706 600	8 311 100	886 900
	2,25	2,67	2,94	5,47	5,98	5,53
W 1891_2012	2,94	4,26	4,88	5,53	10,14	9,43
1001 2012	4,88	8,33	12,50	9,43	14,08	11,83
	2,27	2,44	2,63	7,11	16,50	5,47
E	2,63	2,99	3,17	5,47	17,57	9,28
1891-2012	3,17	3,39	3,92	9,28	15,23	4,72
	3,92	4,35	5,71	4,72	15,19	2,78
	5,71	8,33	11,77	2,78	18,22	8,21
	2,67	2,99	3,23	1,24	9,04	5,37
C	3,23	3,39	4,17	5,37	6,20	1,42
1891-2012	4,17	4,76	5,13	1,42	5,58	4,71
	5,13	6,06	6,90	4,71	7,59	6,55
	6,90	8,00	10,53	6,55	7,69	3,69





Подтверждение этому авторы видели в работе Н.С. Сидоренкова (Сидоренков, 1998), исследовавшего с помощью СВАН-диаграммы временной ряд ветра *U* в экваториальной атмосфере на интервале 1954– 1996 гг. и выявившего наличие мощного 28-месячного колебания экваториального ветра. Совпадение пиков с периодами 28–29 месяцев на спектрограммах экваториального стратосферного переноса воздуха (Сидоренков, 1998) и солнечной активности (Дубравин, 1994), по нашему мнению, случайным быть не может. Кроме того, в (Ривин, 1989) отмечается согласованность кривых квазидвухлетней и 11-летней составляющих солнечной активности: когда практически в течение каждого 11-летнего цикла *W* проходит серия квазидвухлетних пульсаций, затухающая к моментам минимумов *W*. На такую же согласованность между результирующим переносом массы воздуха в экваториальной стратосфере *U* и 11-летними циклами *W* (см. рис. 20в Дубравин, Навроцкая, 2000) обратил внимание С.К. Кудерский в личной беседе.

Увеличение продолжительности ряда экваториального переноса *U* на 11 лет (до 2010 г.) позволяет проверить наше утверждение о происхождении квазидвухлетней цикличности в экваториальной стратосфере Земли. В его пользу, на наш взгляд, может служить следующее:

Во-первых, возвращаясь к табл. 115, отметим, что на спектрограмме экваториального переноса (интервал 1954–2010 гг.) выделяются два пика спектральной плотности на периодах 2,33 и 4,88 года, при этом мощность первого пика в 20 раз выше второго.

Во-вторых, обращаясь к табл. 116, в которой представлены результаты расчета кросс-спектра между вынуждающими силами, отметим, что изменчивость экваториального переноса *U* с периодом 2,4 года обусловлена изменением солнечной активности *W* (когерентность *C* составила 0,80; сдвиг фаз  $f = -37,5^{\circ}$  или -0,25 года).

В-третьих, по данным корреляционного анализа, теснота связи между рядами экваториального переноса и его квазидвухлетней составляющей высока (r = 0,97), между рядами экваториального переноса и квазидвухлетней составляющей солнечной активности или между рядами квазидвухлетних составляющих экваториального переноса и солнечной активности теснота заметно ниже и обратна (r = -0,63 или r = -0,65). Снижение тесноты связи между рядами экваториального переноса и солнечной активности, по всей вероятности, связано со сдвигом фаз между пиками спектров на четверть года.

В-четвертых, и это самое важное, отмечается согласованность не только между кривыми квазидвух-, квазичетырех-, квазишестилетней составляющих солнечной активности и исходным рядом *W*, но и между исходным рядом экваториального переноса *U*, а также его квазичетырех-, квазидвухлетней спектральными составляющими и исходным рядом *W*, когда проходящие серии пульсаций составляющих солнечной активности и экваториального переноса затухают к моментам минимума в одиннадцатилетних циклах *W* (сравнить рис. 119 и 121).

На спектрограмме угловой скорости вращения Земли в работе (Ривин, 1989) приводятся пики на 2,4; 3,5; 4,8; 6,1 и 12,2 года, при этом они связываются с 11-летним циклом солнечной активности. Из табл. 115 видно, что нами получены пики спектральной плотности v 2,4; 3,6 и 6,1 года, при этом изменчивость угловой скорости Земли с периодами 2,4 и 3,1 года обусловлена изменением солнечной активности W (когерентность C = 0,59 и 0,53; сдвиг фаз f = 48,4 или 0,32 года и (-60,0) или -0,52 года), а изменчивость v с периодом 5,6 года обусловлена изменением ППОСЛиС (C = 0,49; f = (-26,4) или -0,32 года) (см. табл. 116). Пики на спектрограммах индексов циркуляции атмосферы с периодами от квазидвухлетнего до квазишестилетнего также обусловлены изменением солнечной активности W.

В работе Е.А. Леонова приводится ссылка на (Labizke, 1987) где отмечалось, «что отклик атмосферных процессов на изменения солнечной активности становится хорошо выраженным, если рассматриваются отдельно годы различных фаз квазидвухлетних вариаций (КВД)» (Леонов, 2010, с. 74). Это еще один довод в пользу доказательства солнечного происхождения квазидвухлетних циклов метеопараметров на Земле.



9. О некоторых причинах долгопериодной изменчивости

Рис. 122. Межгодовая изменчивость угловой скорости вращения Земли v и ее спектральных составляющих: квазишестилетней — v<sub>6</sub>, квазичетырехлетней — v<sub>4</sub>, квазидвухлетней — v<sub>2</sub> (1956–2010) (Сидоренков, 2002)

# Период Т, спектр мощности S, фаза f, когерентность C для рядов вынуждающих сил (среднегодовые значения), рассчитано по данным (Витинский, 1963; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR\_DATA/SUNSPOT\_ NUMBERS; Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002; Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006)

Период	Пара-	ППОСЛиС	U	ν	W	Е	С
	метры						
	спектра						
	[	Чи	ісла Воль	фа W	1	1	[
Кразно	Т	_	-	-	-	-	10,5
линнал-	S	-	-	-	-	-	190,0
тилетние	f	-	-	-	-	-	148,2
	С	_	_	-	-	-	0,44
10	Т	6,3	5,4	-	5,7	-	5,6
Квазише-	S	219,7	$47\ 856$	-	60,5	-	58,6
сгилет-	f	59,2	125,9	-	11 831	_	-137,0
inte	С	0,54	0,49	_	0,52	_	0,61
Квази-	Т	-	3,3	3,1	3,9	_	3,9
четы-	S	-	$43\ 824$	205,0	15,9	-	13,4
рехлет-	f	_	57,5	-60,0	179,8	_	-166,1
ние	С	_	0,74	0,53	0,49	_	0,72
	Т	2,3	2,4	2,4	2,4	2,4	2,3
Квази-	S	21,2	147 390	276,2	24,0	38,4	24,8
двухлет- ние	f	-61,9	-37,5	48,4	162,1	-172,9	-69,4
inte	С	0,55	0,80	0,59	0,76	0,77	0,76
			ППОСЛи	ıС			
	Т	-	5,0	5,6	6,5	5,4	6,3
Квазише-	S	_	11 831	404,3	21,0	7,4	11,9
стилет-	f	_	139,0	-26,4	-138,4	76,0	161,2
нис	С	-	0,39	0,49	0,50	0,51	0,42
Крази	Т	_	_	3,6	4,0	3,8	4,0
четы-	S	_	_	161,5	17,8	14,7	7,6
рехлет-	f	_	_	-25,2	-169,9	-20,3	150,4
ние	C	-	_	0,67	0,56	0,50	0,47
	Т	_	2,3	2,3	2,7	2,5	_
Квази-	S	_	25 520	110,5	5,8	6,4	_
двухлет-	f	_	-144,0	-3,7	-134,6	104,7	_
пис	С	_	0,39	0,65	0,52	0,50	_

#### 9. О некоторых причинах долгопериодной изменчивости

# Окончание табл. 116

Период	Пара-	ППОСЛиС	U	ν	W	Е	С
	метры спектра						
	enempa	Экватор	иальный	перенос	U		
	Т	-	_	11,1	9,1	9,1	_
Квазио-	S	_	_	61 552	2 172,1	2 172,8	_
диннад- тилетние	f	-	_	4,3	-94,1	37,7	_
	С	_	_	0,39	0,62	0,61	_
	Т	-	_	5,1	6,1	_	6,7
Квазише-	S	_	-	57 781	1 822,6	_	2 172,3
стилет- ние	f	_	-	21,4	-90,3	_	119,3
	С	-	_	0,49	0,41	_	0,51
Крази	Т	-	-	3,0	-	4,8	4,7
четы-	S	-	-	4 872, 9	-	3 922,5	5 093,3
рехлет-	f	-	_	-16,3	-	13,2	-27,9
ние	С	-	-	0,60	-	0,44	0,76
	Т	-	_	2,4	2,4	2,4	2,4
Квази-	S	-	-	363 240	25 239	39 702	19274
двухлет- ние	f	-	-	-18,0	12,8	-36,0	67,5
	С	-	_	0,86	0,73	0,71	0,61
		Угловая скор	ость вра	щения Зе	емли ν		
	Т	-	-	-	5,3	-	6,7
Квазише-	S	-	-	-	76,3	-	84,9
ние	f	-	-	-	65,4	-	-81,4
	С	-	-	-	0,58	-	0,62
Крази	Т	-	-	-	3,6	3,6	4,9
четы-	S	-	-	-	37,4	52,9	65,4
рехлет-	f	-	-	-	-38,8	37,7	-38,2
ние	С	-	-	-	0,64	0,72	0,64
	Т	_	_	_	2,4	2,4	2,4
Квази-	S	_	_	-	49,0	78,8	37,5
двухлет- ние	f	_	_	-	-35,5	55,0	-90,4
	С	_	_		0,55	0,55	0,45
В последние десятилетия появилось много работ (Михайлова, 1979; Байдал, 1987; Леонов, 1989, 2010; Коваленко, 1990; Белязо, 1991, 1999; Владимирский и др., 1994; Монин, 2000; Яани, Белязо, 2004; Дмитриев, Белязо, 2006, 2011; Сидоренков, 2009; Белязо, Дмитриев, 2012; Дмитриев и др., 2011; Куимова, Шерстянкин, 2011; Нигматулин и др., 2013), в которых долгопериодная изменчивость гидрометеороологических элементов связывалась не просто с солнечной активностью, а с обращением Солнца и внутренних и внешних планет вокруг, так называемого, центра масс Солнечной системы (диссимметрия — Ds)<sup>42</sup>. Чаще всего рассматриваются Юпитер, Сатурн и Уран, и их влияние на солнечно-земные связи, реже влияние внутренних планет. Так, со ссылкой на Леонова отметим, что «Л.А. Акимов, И.Л. Белкина (2006), обсуждая электромагнитный механизм взаимодействия внутренних планет с активной областью на Солнце, показали, что максимальное число солнечных вспышек наблюдается вблизи дней прохождения Меркурием афелия и при переходе Венеры из Южного полушария Солнца в Северное» (Леонов, 2010, с. 89). В работе Коваленко (Коваленко, 1990) показано, что диссимметрия носит волнообразный характер с размахом в пространстве от десятков тыс. км до ~1,5 млн км и во времени с циклами близкими к периодам 90, 30, 22 и 16-18 лет, т. е. схожи с периодами обращения планет и с периодами их парных соединений (табл. 117).

Таким образом, отмеченные в табл. 115 и 116 и представленные на рис. 119–125 квазицикличности внешних факторов (вынуждающие силы: *W*, ППОСЛиС, *U*, *v* и параметры механизма взаимодействия океана и атмосферы: индексы атмосферной циркуляции: *W*, *E*, *C*), хотя и получены в результате анализа солнечно-земных связей, но своим происхождением обязаны ритмике планет Солнечной системы. А если это так, то приходится только поражаться прозорливости Г. К. Ижевского, который утверждал, что долгопериодная изменчивость гидрометеорологических параметров создается одновременным влиянием как механизма взаимодействия «океана и атмосферы», так и внешних геокосмических сил. Поскольку внешние к гидрометеопроцессам факторы сами создаются внешними (для этих факторов) процессами, обусловленными

<sup>&</sup>lt;sup>42</sup> Суть диссимметрии состоит в том, что движение планет приводит к смещению центра тяжести Солнца относительно некоего центра масс Солнечной системы. Расстояние между этими центрами может меняться от 0,01 до 2,10 солнечного радиуса, при этом, общий угловой момент всей Солнечной системы хотя и не меняется, однако угловые моменты планет и Солнца испытывают некоторые изменения. В результате на поверхности Солнца возникают возмущающие силы, пропорциональные изменениям углового момента за единицу времени и способствующие росту численности солнечных пятен (Дмитриев и др., 2011).



9. О некоторых причинах долгопериодной изменчивости





Рис. 124. Межгодовая изменчивость индекса циркуляции атмосферы E (сутки/год) и его спектральных составляющих: квазивосьмилетней —  $E_8$  квазичетырехлетней —  $E_4$ , квазидвухлетней —  $E_2$  (1891–2012) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006)

электромагнитным взаимодействием Космоса с Солнцем и Землей (Леонов, 2010). Тем не менее, несмотря на то, что внешние факторы, показанные на рис. 119–125, сами результат ритмики Солнечной системы, тем не менее, они могут служить предикторами для долгопериодной изменчивости гидрометеорологических характеристик.

Выше (гл. 8) отмечалось, что для длинных рядов гидрометеопараметров средних для моря в целом или для отдельных станций, представленных на рис. 100, 102, 106 и 108, качественно выделялись квазицикличности с периодами от квазидвухлетней до вековой. Здесь будут рассмотрены количественные оценки МГИ этих параметров, с помощью спектрального и корреляционного анализа.

На спектрограммах уровня с годовой дискретностью выделяется несколько пиков спектральной плотности общих для всех трех уровенных постов на периодах: 2,4; 3,0; 4,6; 8,0 и 11,8<sup>43</sup> лет (табл. 118–119, рис. 126-128), характерных и для солнечной активности, за исключением восьмилетнего, характерного для индексов циркуляции атмосферы W, E и C (см. табл. 115). Однако максимум мощности для разных постов отмечается на разных частотах. Так, в Кронштадте 215,6 см<sup>2</sup>/(цикл/год) (7 % относительной доли дисперсии МГИ) на периоде 5,0 лет, в Балтийске 178,1 (2 % доли МГИ) на периоде 15,4, а в Гесере 38,0 см<sup>2</sup>/(цикл/год) (4 % доли МГИ) на периоде 11,8. Для R<sub>v</sub>, Q<sub>v</sub> и T<sub>a</sub> пики спектральной плотности отмечаются в первом приближении на тех же периодах, что и для уровня h, и так же с максимумами на разных частотах. Так, для суммарного стока на квазичетырех- и квазитридцатитрехлетнюю периодичности приходится 17 и 28 % доли МГИ; для результирующего водообмена на квазичетырех и квазивосьмилетнюю периодичности приходится 30 и 21 % доли МГИ; а для температуры воздуха в Калининграде на квазидвух- и квазиодиннадцатилетнюю периодичности — 15 и 24 % доли МГИ.

Одним из важнейших свойств временного хода спектральных составляющих гидрометеорологических параметров, представленных на рис. 126–131, является наличие пульсаций, т. е. чередование периодов наибольших изменений амплитуды и почти полного их затухания. При этом моменты наибольших колебаний и затухания в разных циклах не совпадают, как в пределах одной квазицикличности, так и отдельного метеопараметра. Подобное отмечалось и для температуры воды на Кольском разрезе в слое 0–200 м (Карпова и др., 1991) или в кв. Смеда (Дубравин и др., 1999), а также для переноса вод (водообмена) через Фареро-Шетландский пролив (Дубравин, Навроцкая, 2000).

<sup>&</sup>lt;sup>43</sup> В Кронштадте пик 11,77 лет выявляется только при анализе ряда уровня с месячной дискретностью.



291

Таблица 117

# Некоторые физические характеристики больших планет (Старков, 2010)

Число извест- ных спутни- ков	0	0	1	6	15	17	14	ы	1
Сжатие	0,0	0,0	0,0034	0,0052	0,062	0,103	0,06	0,02	(¿)
Средняя плот- ность, кг/ M <sup>3</sup>	5400	$5\ 200$	5500	3 900	$1 \ 300$	700	1 600	1 700	(3) 002
Масса, в массах Земли	0,055	0,816	1,000	0,107	318	94,3	14,6	17,2	0,002
Радиус, в радиусах Земли	0,38	0,95	1,00	0,53	11,2	9,5	3,9	4,0	0,45
Накло- нение орбиты к орбите Земли	7°	3° 24′	I	1° 51'	1° 18′	2° 29′	$0^{\circ} 46'$	$1^{\circ} 46'$	17° 08'
Период вращения вокруг оси	59 сут	243 сут	23 ч 56 мин	24 ч 37 мин	9 ч 50 мин	10 ч 14 мин	15 ч 36 мин	18 ч 29 мин	6,4 сут
Синоди- ческий период обра- цения, сутки	116	584	I	780	399	378	370	367	367
Звезд- ный период обра- щения, годы	0, 24	0,62	1,00	1,88	11,86	29,46	84,07	164,82	248,6
Среднее расстоя- ние от Солнца, а. е.	0,4	0,7	1,0	1,5	5,2	9,5	19,2	30,1	39,5
Планета	Меркурий	Венера	Земля	Mapc	Юпитер	Сатурн	Уран	Нептун	Плутон

# 9. О некоторых причинах долгопериодной изменчивости



293





# 9. О некоторых причинах долгопериодной изменчивости





297

В табл. 120 и 121 приводятся результаты расчета кросс-спектра рядов временного хода с годовой дискретностью спектральных составляющих гидрометеорологических параметров и вынуждающих сил или индексов циркуляции атмосферы. Данные этих таблиц также позволяют утверждать, что статистически достоверные связи между рядами временного хода спектральных составляющих метеопараметров и внешних сил или индексов W, E, C проявляются не для всех элементов и не на всех диапазонах. Так, например, изменчивость уровня в Кронштадте, Балтийске и Гесере с периодом около 8 лет обусловлена изменением ППОСЛиС (когерентность С составила 0,51; 0,45 и 0,45; сдвиг фаз f = 114,6° или 2,5 года; 116,5° или 2,7 г. и (-66,8°) или -1,5 г. соответственно). В то время как, в МГИ суммарного стока, результирующего водообмена или температуры воздуха в Калининграде, восьмилетняя составляющая, обусловленная изменением ППОСЛиС, отсутствует вовсе. Однако, квазивосьмилетная изменчивость для R<sub>v</sub>, Q<sub>5</sub> и T<sub>a</sub> определяется формой атмосферной циркуляции E (когерентность C составила 0,62; 0,67 и 0,50; сдвиг фаз  $f = 0,4^{\circ}$  т. е. синхронно с наступлением максимума формы E; 133,7° или 2,9 г. и 14,6° или 0,3 г. соответственно).

Изменчивость всех параметров с квазидвухлетним периодом обусловлена как изменением солнечной активности ( $C = 0,49 \div 0,83$ ; сдвиг фаз  $f = (-53,8) \div 161,9^{\circ}$  или  $(-0,4) \div 1,1$  года), так и формами W ( $C = 0,49 \div 0,81$ ; сдвиг фаз  $f = (-179,6) \div 140,9^{\circ}$  или  $(-1,2) \div 0,9$  года), или E ( $C = 0,51 \div 0,73$ ; сдвиг фаз  $f = (-143,8) \div 176,2^{\circ}$  или  $(-1,0) \div 1,2$  года), или C ( $C = 0,61 \div 0,72$ ; сдвиг фаз  $f = (-105,4) \div 166,2^{\circ}$  или  $(-0,7) \div 1,0$  год).

Перейдем к результатам корреляционного анализа. В табл. 122 и 123 представлены экстремальные значения корреляционных функций между вынуждающими силами (*W*, ПОСЛиС, *v* и *U*) или индексами циркуляции атмосферы (*W*, *E*, *C*) и гидрометеопараметрами (уровнем, суммарным стоком, результирующим водообменом и температурой воздуха, рассчитанных на разных временных интервалах, а на рис. 132– 138 — значения корфункций между каждым вынуждающим элементом (отдельно) и гидрометеопараметрами.

Из табл. 122 следует, что теснота связи между вынуждающими силами и гидрометеопараметрами зависит:

Во-первых, от интервала расчета корреляционных функций — чем меньше интервал, тем теснее связь.

Во-вторых, от вынуждающей силы — наибольшая теснота связи для *v*, наименьшая — для ПОСЛиС.

В-третьих, от метеопараметра — наибольшая теснота связи отмечается для  $R_{\Sigma}$  и  $Q_{\Sigma}$ , наименьшая — для h, при этом теснота связи между силами и уровнем растет от Кронштадта к Балтийску и Гесеру.



Таблица 118

Характерные масштабы межгодовой изменчивости гидрометеорологических параметров: уровня моря h (см) в Кронштадте (1835–2007), Балтийске (1840–2006) и Гесере (1892–2005); суммарного речного стока  $R_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики (1893–2007); результирующего водообмена  $Q_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы (1893–2002) и температуры воздуха  $T_a$  (°С) в Калининграде (1848–2012 гг.) по данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HEL-COM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ..., 2008; www.rp5.ru)

Параметр,	Период			Спектральная плотность				
интервал	энерго	онесуще	й зоны					
	нача-	пик	конец	начало	пик	конец		
	ЛО							
	2,30	2,38	2,56	52,80	106,69	43,78		
	2,56	2,70	2,86	43,78	122,44	56,53		
h	2,86	3,03	3,45	56,53	152,00	44,36		
	3,45	3,63	4,17	44,36	155,24	67,37		
(1885 9007)	4,17	4,55	4,65	67,37	110,18	107,43		
(1855-2007)	4,65	5,00	5,56	107,43	215,56	120,21		
	5,56	6,25	7,14	120,21	183,48	85,43		
	7,14	8,33	15,39	85,43	138,32	43,32		
	2,27	2,35	2,60	33,50	59,26	29,66		
	2,60	2,74	2,86	29,66	55,96	46,69		
	2,86	3,08	3,39	46,69	78,98	36,91		
	3,39	3,57	3,85	36,91	82,89	50,76		
h,	3,85	4,00	4,17	50,76	57,03	47,66		
Балтийск	4,17	4,55	4,65	47,66	90,06	85,18		
(1840-2006)	4,65	5,00	5,26	85,18	104,17	81,01		
	5,26	5,71	6,90	81,01	131,46	59,38		
	6,90	7,69	8,70	59,38	89,69	46,52		
	8,70	11,77	12,50	46,52	148,91	139,21		
	12,50	15,39	20,00	139,21	178,08	107,42		
	2,22	2,38	2,67	10,63	20,31	13,91		
h,	2,67	2,99	4,17	13,91	36,17	18,40		
Гесер	4,17	4,76	6,45	18,40	31,83	9,03		
(1892-2005)	6,45	8,00	8,70	9,03	19,30	17,09		
	8,70	11,77	14,29	17,09	37,95	32,12		

### Окончание табл. 118

Параметр,		Период	Į	Спен	стральная плот	НОСТЬ
интервал	энерго	рнесуще	й зоны			
	нача-	пик	конец	начало	пик	конец
	ЛО					
	2,25	2,38	2,70	1 176,20	4 077,00	1 017,00
D	2,70	2,94	3,03	1 017,00	2 348,20	2 298,80
$\Lambda_{\Sigma}$ ,	3,03	3,33	3,64	2 298,80	6 003,60	4 051,50
БСЯ Бал-	3,64	4,35	5,00	4 051,50	8 146,50	2 035,10
тика (1802-9007)	5,00	6,45	8,33	2 035,10	6 399,10	2 819,20
(1893–2007)	8,33	10,53	14,29	2 819,20	6 207,10	3 936,00
	14,29	33,33	200,00	3 936,00	16 424,00	8 267,20
0	2,15	2,20	2,30	26 084,00	27 442,00	16 260,00
$Q_{\Sigma}$ ,	2,30	2,44	2,50	16 260,00	30 880,00	29 969,00
через	2,50	2,82	3,03	29 969,00	92 777,00	25 100,00
датские	3,03	3,51	4,76	25 100,00	139 250,00	35 356,00
проливы	4,76	5,88	9,52	35 356,00	107 090,00	41 060,00
(1893–2002)	9,52	10,53	14,29	41 060,00	43 119,00	31 555,00
	2,15	2,25	2,63	1,32	3,09	0,57
	2,63	2,86	2,99	0,57	1,29	1,12
$T_{a}$ ,	2,99	3,13	3,28	1,12	1,44	0,77
Калинин-	3,28	3,64	3,85	0,77	1,93	0,71
град	3,85	4,55	5,00	0,71	2,06	1,55
(1848-2012)	5,00	5,56	6,25	1,55	2,82	1,72
	6,25	7,69	10,00	6,25	4,34	1,152
	10,00	13,33	22,22	1,152	2,42	0,72

Для индексов циркуляции можно отметить следующее. Наименьшая теснота связи между формой циркуляции C и уровнем или стоком  $R_{s}$ , наибольшая теснота связи между формой E и результирующим водообменом  $Q_{s}$  и примерно равная теснота связи между типами циркуляции W, E, C и температурой воздуха в Калининграде (см. табл. 123).

Анализ рис. 132–138, на которых представлены значения корфункций МГИ между вынуждающим силами или индексами циркуляции атмосферы и гидрометеопараметрами, причем для каждого вынуждающего элемента отдельно, позволяет отметить следующее:

Во-первых, кривые корфункций между вынуждающим элементом и гидрометеопараметрами не всегда отличаются подобием, даже для одного параметра в пределах моря. Так, для угловой скорости вращения Земли или индексов циркуляции атмосферы кривые корфункций

вой измениивости гилиметеопараме-	тай измениньости ти люметеонамен.	вои изменчивости тидрометеошараме-	иев. 2011: Атлас «Климат ». 2007: Ви-	i; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski,
сотжам училия и актала изаномасшители состав и доннах межто	онжем хиширтастоог хиндетшосконсса стититисти визнено.	инстретия и амплитуда разпомаентаоных составляющих межго.	ов и солнечной активности (W), рассчитанные по данным (Aвер	нский, 1963; Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 19

<sup>2000;</sup> HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ... , 2008; www.rp5.ru; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR DATA/SUNSPOT NUMBERS)

Числа	M		1826,4	94,2	6,7	6,6	0,004	0,07	8,6	7,6	0,00	0,08	71,6	18,6	0,04	$0,\!20$	I	I	I	I	1337,5	89,4	0,73	0.95
	$T_{a}$	Кал-рад	1,0	2,4	0,1	0,9	0,15	0,36	0,1	0,7	0,08	0,30	0,1	0,0	0,08	0,24	1	I	I	I	0,2	1,5	0,24	0.62
	$Q_{\scriptscriptstyle \Sigma}$	1	31966	582, 5	595,8	53,8	0,02	0,09	9616,1	283,8	0,30	0,49	6561,4	286,8	0,21	0,49	1	I	I	I	$1\ 092,3$	84,7	0,03	0.15
лтараметры	$R_{_{\Sigma}}$	1	$2\ 243$	123,9	160,2	25,5	0,07	0,21	375,1	50,1	0,17	$0,\!40$	317,7	37,4	0,14	0,30	I	I	I	I	192,0	31,8	0,09	0.26
Гидрометес	h,	l'ecep	23,5	10,8	1,1	2,5	0,05	0,23	1,7	3,1	0,07	0,29	I	I	I	I	0,4	1,2	0,02	0,12	0,9	1,9	0,04	0.17
	h,	Балтийск	97,8	22,0	2,4	3,9	0,02	0,18	1,5	3,0	0,01	0,14	3,4	4,2	0,03	0, 19	1,3	2,3	0,01	0,11	2,7	3,1	0,03	0.14
	, h,	Кронштадт	61,7	20,7	3,3	4,1	0,05	0,20	4,7	5,3	0,08	0,25	4,8	4,9	0,08	0,24	7,1	6,1	0,11	0,30	I	I	I	I
и параметры	гчивости		Дисперсия ( $\sigma^2_{_{\rm MFH}}$ )	Амплитуда (А <sub>мги</sub> )	Дисперсия ( $\sigma^2_{o}$ )	Амплитуда (A.)	$\sigma^2_{\rm o}/\sigma^2_{\rm MFH}$	$A_2 \tilde{A}_{ m MFH}$	Дисперсия ( $\sigma_{_A}^2$ )	Амплитуда (A,)	$\sigma^2_{A}/\sigma^2_{MFH}$	$A_4/A_{ m MFH}$	Дисперсия ( $\sigma^2_{_{\rm MLH}}$ )	Амплитуда $(A_{\text{ити}})$	$\sigma_{\rm 6}^2/\sigma_{\rm MFH}^2$	$A_6/A_{\rm MFH}$	Дисперсия ( $\sigma^2_{_{\rm MFH}}$ )	Амплитуда (А <sub>мги</sub> )	$\sigma^2_{ m \ s}/\sigma^2_{ m \ MFH}$	$A_8/A_{ m M\Gamma H}$	Дисперсия ( $\sigma^2_{_{\rm MFH}}$ )	Амплитуда (А <sub>мги</sub> )	$\sigma^2_{11}/\sigma^2_{MFM}$	A / A
Масштабы	измен		Межгодовая	изменчивость		Квазидвухдет-	ний пикл		L'accession of the	NB33N4CT5I-	рехлетний	цикл		Квазищести-	летний шикл			Квазивосьми-	аетний шика		Квазиолиниал-		цагилетнии	цикл

# 9. О некоторых причинах долгопериодной изменчивости

уровня для всех пунктов отличаются подобием (рис. 135–138), однако, для солнечной активности или ППОСЛиС кривые корфунций уровня только в Кронштадте и Балтийске отличаются подобием, а кривая корфункции уровня в Гесере, подобна кривым  $R_z$ ,  $Q_z$  и  $T_a$  в Калининграде (см. рис. 132, 133).

Во-вторых, выявить некоторые квазицикличности. А именно, корреляционные функции между:

– уровнем в Гесере,  $R_{\Sigma}$ ,  $Q_{\Sigma}$ ,  $T_{a}$  в Калининграде и числами W — периодичности 10–11-летние;



Рис. 132. Распределение корреляционных функций *г*, рассчитанных между солнечной активностью *W* и гидрометеорологическими параметрами:

уровнем моря h (см) в Кронштадте (1835–2007 гг.), Балтийске (1840–2006 гг.) и Гесере (1892–2005 гг.); суммарным речным стоком  $R_z$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики (1893–2007 гг.); результирующим водообменом  $Q_z$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы (1893–2002 гг.); температурой воздуха  $T_a$  (°С) в Калининграде (1848–2012 гг.). По данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Витинский, 1963; Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ..., 2008; www.rp5.ru; ftp://ftp.ngdc.noaa. gov/STP/SOLAR\_DATA/SUNSPOT\_NUMBERS)

Таблица 120

Период *T*, спектр мощности *S*, фаза *f*, когерентность *C* для рядов гидрометеорологических параметров: уровня моря *h* (см) в Кронштадте (1835–2007 гг.), Балтийске (1840–2006 гг.) и Гесере (1892–2005 гг.); суммарного речного стока  $R_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики (1893–2007 гг.); результирующего водообмена  $Q_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы (1893– 2002 гг.) и температуры воздуха  $T_a$  (°С) в Калининграде (1848–2012 гг.) и вынуждающих сил (среднегодовые значения), по данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ..., 2008; www.rp5.ru; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR\_ DATA/SUNSPOT\_NUMBERS)

Период	Пара-	h,	h,	h,	R <sub>x</sub>	$Q_{\Sigma}$	$T_{a}$ ,
_	метры	Крон-	Бал-	Гесер	2	2	Кал-д
	спектра	штадт	тийск				
		Co	олнечная а	активност	Ь		
Квазио-	Т	10,8	11,1	10,5	10,5	10,5	10,5
диннад-	S	$1\ 380$	1 269	888	14 321	$28\ 442$	118,9
цатилет- ние	f	150,1	93,3	-122,3	-95,5	-164,4	-158,9
	С	0,63	0,45	0,68	0,83	0,60	0,47
	Т	5,6	5,7	_		5,4	_
Квазише-	S	267	301	_	1 598	9 144	_
ние	f	88,8	152,9	-	-81,3	40,2	-
inite	С	0,56	0,65	_	0,72	0,75	_
Квази-	Т	3,7	4,0	4,9	3,9	3,5	_
четы-	S	137	64	115	661	$3\ 452$	-
рехлет-	f	26,1	160,2	-177,4	-62,3	-91,0	_
ние	С	0,66	0,65	0,66	0,80	0,68	-
	Т	2,4	2,3	2,4	2,6	2,6	2,4
Квази-	S	102	92,2	39	165	$1\ 750$	6
двухлет- ние	f	161,9	143,3	-20,3	-53,8	125,1	130,8
	С	0,75	0,77	0,63	0,54	0,83	0,49
			ППОС	СЛиС			
Квазиво-	Т	_	-	20,0	18,2	18,2	18,2
Квазиво- семнад- цатилет-	S	_	_	$2\ 087$	19 086	$55\ 431$	286
	f	-	_	77,1	65,9	-174,2	-5,3
ние	С	_	_	0,76	0,61	0,55	0,57

Период	Пара-	h,	h,	h,	$R_{\Sigma}$	$Q_{\scriptscriptstyle \Sigma}$	$T_a$ ,
	метры	Крон-	Бал-	Гесер			Кал-д
	спектра	штадт	тийск				
	Т	7,8	8,2	8,3	-	_	-
Квази-	S	143	107	53	-	-	-
восьми- летние	f	114,6	116,5	-66,8	-	-	-
	С	0,51	0,45	0,45	-	-	-
Крази	Т	5,4	5,3	3,9	3,3	3,8	-
Квази- четы-	S	88	66	47	347	3 136	-
рехлет- ние	f	-26,3	-22,5	-145,9	146,4	-119,8	_
	С	0,53	0,49	0,73	0,51	0,69	_

Окончание табл. 120

– уровнем в Гесере,  $R_{\Sigma}$ ,  $Q_{\Sigma}$ ,  $T_{a}$  в Калининграде и ППОСЛиС — периодичности 17–19-летние;

– уровнем в Кронштадте, Балтийске, Гесере,  $T_a$  и  $\nu$  — периодичности квазидвух-, 3–4-, 5–6-, 7–8-, 10–12-летние;

*– R<sub>s</sub>, Q<sub>s</sub> и v — периодичности 5–6- и 35–40-летние;* 

– уровнем в Кронштадте, Балтийске, Гесере,  $R_{\Sigma}$ ,  $Q_{\Sigma}$ ,  $T_a$  и U — периодичности квазидвух-, 5–6- и 10–12-летние;

– уровнем в Кронштадте, Балтийске, Гесере,  $R_{\Sigma}$ ,  $Q_{\Sigma}$ ,  $T_a$  и W — периодичности квазидвух-, 3–4-, 5–6- и 10–12-летние;

– уровнем в Кронштадте, Балтийске, Гесере,  $R_{\Sigma}$ ,  $Q_{\Sigma}$ ,  $T_a$  и E — периодичности квазидвух-, 3–4-, 5–6- и 10–12-летние;

– уровнем в Кронштадте, Балтийске, Гесере, *R*<sub>2</sub>, *Q*<sub>2</sub>, *T*<sub>a</sub> и *C* — периодичности квазидвух-, 3–4-, 5–6- и 10–12-летние;

*– Pr, Ev, R<sub>2</sub>, B*<sub>0</sub> и *W* — периодичности квазидвухлетние, 3–4-, 5–6-летние; *– Pr, Ev, R<sub>2</sub>, B*<sub>0</sub> и *E* — периодичности квазидвухлетние, 3–4-, 5–6-летние.

Заключая гл. 9, отметим, что ДП гидрометеорологических полей обусловлена, как механизмами взаимодействия океана и атмосферы, так и внешними (вынуждающими) геокосмическими силами. В качестве вынуждающих сил выбраны: *W*, ППОСЛиС, *U* и *v*, а в качестве параметров механизма взаимодействия океана и атмосферы — индексы циркуляции атмосферы Вангенгейма-Гирса (*W*, *E* и *C*).

Показано, что с изменением длины рядов вынуждающих сил, полученных на разных временных интервалах, меняется и временная структура этих рядов. Из гелио- и геокосмических сил наибольшей устойчивостью временной структуры отличаются солнечная активность W и ППОСЛиС, для которых размах колебаний удельного вклада СезХ в дисперсию ДП составляет 0,1 % (0,1÷0,2) и 0,6 % (51,6÷52,2), а относительной доли МГИ в дисперсию ДП — 1,5 % (87,1÷88,6) и 0,6 % (43,8÷44,4). В то время как, для U и v размах относительной доли СезХ — 1,9 % (0,9÷2,8) и 6,3 % (15,5÷21,8), а доли МГИ — 6,6 % (50,2÷56,8) и 7,4 % (74,3÷81,7). Из индексов циркуляции атмосферы наименьшим размахом колебаний относительной доли СезХ отличается форма C — 2,4 (2,0÷4,4), наибольшим — форма E — 10,0 % (2,1÷12,1), а для удельного вклада МГИ — наименьшим размахом — форма E — 2,9 % (17,6÷20,5), наибольшим — форма W — 5,8 % (12,6÷18,4).



Рис. 133. Распределение корреляционных функций *r*, рассчитанных между потенциалом приливообразующих сил Луны и Солнца ППОСЛиС (см<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>) и гидрометеорологическими параметрами:

уровнем моря *h* (см) в Кронштадте (1835–2007 гг.), Балтийске (1840–2006 гг.) и Гесере (1892–2005 гг.); суммарным речным стоком  $R_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики (1893–2007 гг.); результирующим водообменом  $Q_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы (1893–2002 гг.); температурой воздуха  $T_a$  (°С) в Калининграде (1848–2012 гг.). По данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Воробьев, 1967; Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Алdersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982;

Omstedt, 2009; State and Evolution ... , 2008; www.rp5.ru)

По данным спектрального анализа для чисел Вольфа *W* выделяются пики спектральной плотности на периодах: 2,3; 3,8; 5,6 и 10,5 года, сходные пики получены для *U*, *v* и индексов *W*, *E* и *C*, для последних выделяется еще и восьмилетний пик. Для ППОСЛиС наблюдается три пика — 3,9; 9,1 и 18,2 года.

С помощью кросс-спектрального анализа внешних сил показано, что изменчивость экваториального переноса U с периодами 2,4, 3,6 и 5,4 года, а также угловой скорости вращения Земли v с периодами 2,4 и 3,1 обусловлена изменением солнечной активности W (подтверждено мнение, высказанное в работах (Ривин, 1989; Латухов, Слепцов-Шевлевич,



Рис. 134. Распределение корреляционных функций *r*, рассчитанных между экваториальным стратосферным переносом *U* (кг\*м/с) и гидрометеорологическими параметрами:

уровнем моря *h* (см) в Кронштадте, Балтийске и Гесере; суммарным речным стоком  $R_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики; результирующим водообменом  $Q_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы; температурой воздуха  $T_a$  (°С) в Калининграде на интервале 1954–2006 гг. По данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Сидоренков, 2002; Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ... , 2008; www.rp5.ru)

1995; Сидоренков, 1998; Дубравин, Навроцкая, 2000; Леонов, 2010)). Пики на спектрограммах индексов циркуляции атмосферы с периодами от квазидвух- до квазишестилетнего также обусловлены изменением солнечной активности *W*. Однако изменчивость *v* с периодом 5,6 года обусловлена изменением ППОСЛиС.

Следует иметь ввиду, что квазицикличности внешних факторов (вынуждающие силы: W, ППОСЛиС, U, v и индексы W, E, C), хотя и получены в результате анализа солнечно-земных связей, но своим происхождением обязаны ритмике планет Солнечной системы. А если это так, то приходится только поражаться прозорливости Г.К. Ижевского,



Рис. 135. Распределение корреляционных функций *r*, рассчитанных между угловой скоростью вращения Земли v и гидрометеорологическими параметрами:

уровнем моря h (см) в Кронштадте, Балтийске и Гесере; суммарным речным стоком  $R_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики; результирующим водообменом  $Q_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы; температурой воздуха  $T_a$  (°С) в Калининграде на интервале 1956–2006 гг. По данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Сидоренков, 2002; Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ... , 2008; www.rp5.ru)

утверждавшего, что долгопериодная изменчивость гидрометеорологических параметров создается одновременным влиянием как механизма взаимодействия «океана и атмосферы», так и внешних геокосмических сил. Поскольку внешние к гидрометеопроцессам факторы сами создаются внешними (для этих факторов) процессами, обусловленными электромагнитным взаимодействием Космоса с Солнцем и Землей (Леонов, 2010; Дмитриев и др., 2011).

Выявлены предикторы для СезХ гидрометэлементов  $T_w$ ;  $T_a$ ;  $T_d$  и W; элементов водного баланса Pr,  $R_{\Sigma}$ , Ev,  $B_0$  и  $Q_{\Sigma}$  и потоков тепла  $Q_H$ ;  $Q_E$ ;  $Q_F$ ;  $Q_p$ ;  $Q_p = (Q - Q_{p_0})$  в Балтийском море — индексы форм циркуляции W и E.



Рис. 136. Распределение корреляционных функций *г*, рассчитанных между индексом циркуляции *W* (сутки/год) и гидрометеорологическими параметрами:

уровнем моря h (см) в Кронштадте, Балтийске и Гесере; суммарным речным стоком  $R_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики; результирующим водообменом  $Q_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы; температурой воздуха  $T_a$  (°С) в Калининграде на интервале 1893–2006 гг. По данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ... , 2008; www.rp5.ru)

Таблица 121

Период *T*, спектр мощности *S*, фаза *f*, когерентность *C* для рядов гидрометеорологических параметров: уровня моря *h* (см) в Кронштадте (1835– 2007 гг.), Балтийске (1840–2006 гг.) и Гесере (1892–2005 гг.); суммарного речного стока  $R_y$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики (1893–2007 гг.); результирующего водообмена  $Q_y$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы (1893–2002 гг.) и температуры воздуха  $T_a$  (°С) в Калининграде (1848–2012 гг.) и индексов циркуляции атмосферы (*W*, *E*, *C*) (среднегодовые значения), по данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt,

Период	Пара-	h,	h,	h,	$R_{\Sigma}$	$Q_{\Sigma}$	$T_a$ ,
	метры	Крон-	Бал-	Гесер			Кал-д
	спектра	штадт	тийск	_			
			Форм	a W			
Квазио-	Т	-	-	12,5	-	10,5	-
диннад-	S	_	_	10	-	422	_
цатилет-	f	-	_	-5,2	-	158,7	_
ние	С	-	-	0,50	-	0,46	_
10	Т	-	8,9	8,3	-	7,7	-
Квази-	S	-	22	11	_	415	_
восьми- летние	f	-	10,1	-150,7	-	-161,2	_
Actime	С	-	0,66	0,63	-	0,53	-
10	Т	-	5,6	5,7	6,3	6,1	5,6
Квазише-	S	-	32	13	184	487	2,50
стилет-	f	-	-153,4	26,5	32,1	84,9	29,9
inte	С	-	0,86	0,71	0,73	0,48	0,52
10	Т	3,6	4,4	4,0	4,3	-	3,6
Квазиче-	S	29	20	9	237	-	3,5
тырехлет-	f	4,9	-146,7	-151,1	82,3	-	-160,6
inite	С	0,87	0,60	0,74	0,74	_	0,74
10	Т	2,4	2,4	2,38	2,4	2,2	2,3
Квази-	S	17	11	7	83	252	3,2
двухлет- ние	f	-165,4	-179,6	23,6	140,9	9,4	0,4
line	С	0,71	0,63	0,56	0,49	0,64	0,81
			Форм	na E			
Квазио-	Т	9,5	9,1	-	-	10,5	-
диннад-	S	27	22	-	-	367	-
цатилет-	f	-22,5	-3,2	-	-	-143,0	-
ние	С	0,59	0,65	_	_	0,46	_

2009; State and Evolution ... , 2008; www.rp5.ru)

Окончание	табл.	121
-----------	-------	-----

Период	Пара-	h,	h,	h,	R <sub>x</sub>	$Q_{r}$	$T_{a}$ ,			
1	метры	Крон-	Бал-	Гесер	2	• <u>~</u>	Кал-д			
	спектра	штадт	тийск	-						
	Т	_	-	8,0	7,4	7,7	7,6			
Квази-	S	_	-	10	158	629	4,2			
восьми-	f	_	_	105,4	0,4	133,7	14,6			
летине	С	_	_	0,53	0,62	0,67	0,50			
10	Т	5,1	5,1	_	-	_	_			
Квазише-	S	21	14	_	-	_	-			
стилет-	f	140,6	139,4	_	-	_	_			
шие	С	0,67	0,60	_	-	_	_			
10	Т	3,7	4,4	3,8	4,3	4,3	3,6			
Квазиче-	S	24	19	7	235	790	3,1			
тырехлет-	f	-33,4	152,0	161,7	-90,9	179,1	131,6			
нис	С	0,81	0,49	0,65	0,64	0,73	0,76			
	Т	2,4	2,4	2,4	2,4	2,9	2,2			
Квази-	S	26	15	10	130	590	2,8			
двухлет-	f	135,7	176,2	-62,2	-143,8	91,3	121,8			
нис	С	0,73	0,60	0,61	0,59	0,51	0,62			
Форма С										
Квазио-	Т	11,1	-	15,4	10,5	-	-			
диннад-	S	7,0	_	11	76	_	_			
цатилет-	f	-179,1	_	35,3	66,8	_	-			
ние	С	0,42	_	0,46	0,53	_	_			
	Т	-	-	8,0	-	-	7,7			
Квази-	S	-	-	6	-	-	2,9			
восьми-	f	_	_	-38,5	-	_	151,1			
Летние	С	-	_	0,51	-	_	0,51			
	Т	5,9	5,8	5,9	6,5	6,1	5,6			
Квазише-	S	28	24	8	185	537	2,6			
стилет-	f	136,7	151,8	-35,1	-28,5	-97,2	-31,5			
нис	С	0,84	0,86	0,64	0,76	0,58	0,72			
	Т	3,6	3,6	3,6	3,6	4,0	3,51			
Квазиче-	S	16	14	7	120	249	2,27			
тырехлет-	f	132,5	154,1	-28,5	-1,8	108,1	-50,7			
ние	C	0,67	0,72	0,60	0,79	0,60	0,75			
	Т	2,4	2,3	2,3	2,2	2,2	2,22			
Квази-	S	13	11	7	76	318	2,87			
двухлет-	f	-105,4	-76,3	105,1	166,2	-94,9	-53,7			
ние	С	0,68	0,72	0,71	0,61	0,69	0,71			

Таблица 122

Экстремальные значения корреляционных функций (r), рассчитанных между гидрометеорологическими параметрами: уровнем моря h (см) в Кронштадте (1835–2007 гг.), Балтийске (1840–2006 гг.) и Гесере (1892–2005 гг.); суммарным речным стоком  $R_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики (1893–2007 гг.); результирующим водообменом  $Q_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы (1893–2002 гг.); температурой воздуха  $T_a$  (°С) в Калининграде (1848–2012 гг.) и вынуждающими силами (числа W; ППОСЛиС;  $\nu$  и U) за различные периоды по данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Смирнова, Минина, 1992; Сидоренков, 2002; Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ..., 2008; www.rp5.ru; ftp://ftp. ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR\_DATA/SUNSPOT\_NUMBERS)

Пе-	Чис	na W	ППО	СЛиС	۱	,	U		
риод	сдвиг, $ au$	r	сдвиг, τ	r	сдвиг, $ au$	r	сдвиг, $ au$	r	
			Урове	нь, <i>h</i> Кро	нштадт				
1850	20	-0,11	19	0,05	-	-	-	-	
2006	-6	0,18	-19	-0,04	_	_	_	_	
1893	20	-0,24	18	0,10	-	_	_	_	
2006	-16	0,17	-16	-0,10	-	_	_	_	
1954	14	-0,19	10	0,23	13	0,46	1	-0,36	
2006	1	0,11	1	-0,20	-12	-0,37	-12	0,38	
		-	Урово	ень, <i>h</i> Ба	лтийск				
1850	20	0,08	14	-0,06	-	-	-	-	
2006	-8	0,30	-4	0,06	-	-	_	_	
1893	20	-0,07	-7	0,15	-	-	_	_	
2006	-9	0,29	-15	-0,09	-	-	_	_	
1954	4	-0,24	-5	0,21	1	0,49	1	-0,31	
2006	1	0,18	-15	-0,34	-12	-0,23	-12	0,35	
			Урс	овень, <i>h</i> Г	`ecep				
1893	17	-0,04	-5	0,23	-	_	-	_	
2006	-9	0,40	-14	-0,17	-	-	-	_	
1954	6	-0,26	12	0,29	-1	0,45	1	-0,30	
2006	-9	0,26	-14	-0,33	-15	-0,33	-12	0,41	
			Суми	ларный с	ток, <i>R<sub>Σ</sub></i>				
1893	9	-0,29	15	0,18	-	_	_	_	
2006	-9	0,20	5	-0,20	-	-	-	-	

Пе-	Чис	na W	ППО	СЛиС	۱	/	l	J	
риод	сдвиг, τ	r	сдвиг, $ au$	r	сдвиг, $ au$	r	сдвиг, $ au$	r	
1954	-9	0,41	20	0,27	5	0,36	-4	-0,17	
2006	-14	-0,39	-12	-0,35	-15	-0,51	-12	0,19	
	Результирующий водообмен, $Q_{_{\Sigma}}$								
1893	20	0,16	20	0,185	_	-	-	_	
2002	-15	-0,20	10	-0,12	_	_	-	_	
1954	0	0,21	15	0,15	7	0,24	-11	-0,20	
2002	-15	-0,40	-15	-0,27	-15	-0,49	-12	0,20	
		Темп	ература в	воздуха, 7	Г <sub>а</sub> Калини	нград			
1850	16	-0,09	8	0,12	_	_	_	_	
2006	12	0,21	-19	-0,10	_	_	_	_	
1893	16	-0,18	9	0,16	_	_	_	_	
2006	-10	0,16	-17	-0,14	_	_	_	_	
1954	8	0,24	15	-0,17	13	0,40	14	0,18	
2006	4	-0,38	8	0,17	-9	0,01	1	-0,21	

### Окончание табл. 122

С помощью спектрального анализа длинных временных рядов h,  $R_{\Sigma}$ ,  $Q_{\Sigma}$  и  $T_a$  выделяются пики спектральной плотности на частотах близких к 2, 4, 6 и 11 годам, изменчивость которых обусловлена солнечной активностью. Кроме того, только для уровня отмечается пик близкий к 8 годам, обусловленный ППОСЛиС.

Наибольшими амплитудой и вкладом дисперсии в межгодовую изменчивость отличаются квазидвух- и квазиодиннадцатилетние цикличности  $T_a$  в Калининграде (15 и 24 %); квазичетырех- и квазишестилетние цикличности  $R_{\Sigma}$  (17 и 14 %) или  $Q_{\Sigma}$  (30 и 21); квазивосьмилетние цикличности h в Кронштадте (11 %). Наименьшими амплитудой и дисперсией характеризуются на всех этих частотах колебания уровня в Балтийске (1–3 %).

Одним из важнейших свойств временного хода спектральных составляющих гидрометеорологических параметров h,  $R_{\Sigma}$ ,  $Q_{\Sigma}$  и  $T_a$ , является наличие пульсаций, т. е. чередование периодов наибольших изменений амплитуды и почти полного их затухания. При этом моменты наибольших колебаний и затухания в разных циклах не совпадают, как в пределах одной квазицикличности, так и отдельного метеопараметра. Подобное отмечалось и для температуры воды на Кольском разрезе в слое 0–200 м (Карпова и др., 1991) или в кв. Смеда

Таблица 123

Экстремальные значения корреляционных функций (r), рассчитанных между гидрометеорологическими параметрами: уровнем моря h (см) в Кронштадте (1835–2007 гг.), Балтийске (1840–2006 гг.) и Гесере (1892–2005 гг.); суммарным речным стоком  $R_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики (1893–2007 гг.); результирующим водообменом  $Q_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы (1893–2002 гг.); температурой воздуха  $T_a$  (°C) в Калининграде (1848–2012 гг.) и индексами циркуляции атмосферы (W, E, C) за различные периоды по данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Смирнова, Минина, Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ... , 2008; www.rp5.ru)

Период	W		E		С	
	сдвиг, $ au$	r	сдвиг, τ	r	сдвиг, τ	r
Уровень, һ Кронштадт						
1893	0	0,31	0	-0,18	20	0,11
2006	-16	-0,37	-16	0,39	17	-0,27
Уровень, h Балтийск						
1893	0	0,01	0	0,11	9	0,06
2006	-20	-0,53	-16	0,54	-18	-0,24
Уровень, һ Гесер						
1893	0	-0,13	16	0,16	19	0,12
2006	-13	-0,52	-16	0,54	-9	-0,25
Суммарный сток, <i>R<sub>2</sub></i>						
1893	4	0,31	12	-0,28	15	0,14
2006	-16	-0,23	0	0,16	0	-0,34
Результирующий водообмен, $Q_{\Sigma}$						
1893	17	0,17	7	0,24	20	0,25
2002	-11	-0,16	-15	-0,49	-9	-0,31
Температура воздуха, <i>Т</i> <sub>а</sub> Калининград						
1893	18	0,20	18	-0,18	20	0,17
2006	-8	-0,11	-16	0,21	-11	-0,22

(Дубравин и др., 1999), а также для переноса вод (водообмена) через Фареро-Шетландский пролив (Дубравин, Навроцкая, 2000).

Расчеты кросс-спектра рядов временного хода с годовой дискретностью спектральных составляющих гидрометеорологических параметров и вынуждающих сил или индексов циркуляции атмосферы показали, что статистически достоверные связи между рядами временного хода метеопараметров и внешних сил или индексов *W*, *E*, *C* проявляются не для всех элементов и не на всех диапазонах. Так, например, изменчивость уровня в Кронштадте, Балтийске и Гесере с периодом



Рис. 137. Распределение корреляционных функций *r*, рассчитанных между индексом циркуляции *E* (сутки/год) и гидрометеорологическими параметрами:

уровнем моря h (см) в Кронштадте, Балтийске и Гесере; суммарным речным стоком  $R_{z}$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики; результирующим водообменом  $Q_{z}$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы; температурой воздуха  $T_{a}$  (°С) в Калининграде на интервале 1893–2006 гг. По данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ..., 2008; www.rp5.ru)

около 8 лет обусловлена изменением ППОСЛиС. В то время как, в МГИ суммарного стока, результирующего водообмена или температуры воздуха в Калининграде, восьмилетняя составляющая, обусловленная изменением ППОСЛиС, отсутствует вовсе. Однако, квазивосьмилетная изменчивость для  $R_{\Sigma}$ ,  $Q_{\Sigma}$  и  $T_a$  определяется формой атмосферной циркуляции *E*. Изменчивость всех параметров с квазидвухлетним периодом обусловлена как изменением солнечной активности, так и формами *W*, *E* или *C*.



Рис. 138. Распределение корреляционных функций *r*, рассчитанных между индексом циркуляции *C* (сутки/год) и гидрометеорологическими параметрами:

уровнем моря h (см) в Кронштадте, Балтийске и Гесере; суммарным речным стоком  $R_z$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики; результирующим водообменом  $Q_z$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы; температурой воздуха  $T_a$  (°С) в Калининграде на интервале 1893–2006 гг. По данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ..., 2008; www.rp5.ru)

Этот вывод подтверждается и результатами корреляционного анализа, позволившего выявить сходные квазицикличности.

При анализе причин долгопериодной изменчивости гидрометеорологических полей следует иметь в виду, что переход наибольшей тесноты связи между вынуждающими силами и гидрометеоэлементами на различных частотах от одной силы к другой не позволяет выделить приоритетную внешнюю силу, ответственную за межгодовую изменчивость в атмосфере и океане, поскольку, внешние силы действуют одновременно, а каждая из них ответственна за свой диапазон частот.

# Заключение

Исследование пространственно-временной структуры гидрометеорологических полей в Балтийском море с помощью модели временного ряда, исходный ряд (ИР) которого состоит из короткопериодной (нерегулярной внутрисуточной (ВСИ), регулярного суточного хода (СХ), синоптической (СИ)) и долгопериодной (нерегулярной внутригодовой (ВГИ), регулярного сезонного хода (СезХ) и межгодовой (МГИ)) изменчивости показало следующее:

1. Структура временных рядов для гидрометеорологических элементов различна: для полей температуры воды  $T_w$ , воздуха  $T_a$  и точки росы  $T_d$  (термо- и влагофизические параметры) превалирует СезХ при заметном вкладе СИ; для полей уровня моря h, скорости ветра W и атмосферного давления  $P_0$  (динамические параметры) преобладает СИ, при существенном вкладе ВСИ и заметном ВГИ; для поля солености S (с признаками динамического) преобладает СИ, при существенном вкладе ВСИ в заметном ВСИ. При этом, для всех элементов в Балтийском море удельный вклад СХ в ИР минимален (~(0,001–0,2) %).

Структура временных рядов температуры воды и солености не остается постоянной с глубиной. По всей вероятности, эти изменения связаны с циркуляцией вод Балтийского моря, формирующей термохалинную структуру вод ее регионов. Поскольку в поле температуры минимум вклада СезХ и максимум вклада СИ наблюдается в середине главного термоклина, а в поле солености минимум вклада МГИ или СезХ и максимум вклада СИ наблюдается в середине галоклина.

Возрастание доли основной составляющей с увеличением длины временного ряда справедливо только для первых 6–10 лет, дальнейшее увеличение длины ряда приводит к затуханию колебаний относительно среднего значения не только для основной составляющей, но и для всех остальных компонент соответствующего гидрометеорологического элемента.

2. Несмотря на малую долю удельного вклада регулярного суточного хода в дисперсию ИР гидрометэлементов (менее 0,2 %) его устойчивость подтверждается результатами гармонического анализа. При этом только для  $T_a$  и поверхностных  $T_w$  и *S* СХ характеризуется суточной гармоникой. Для элементов  $T_d$ , *W* и  $T_w$  и *S* в слое термо- и галоклина, в СХ заметно влияние полусуточной волны, а для *h* и  $P_0$  полусуточная гармоника становится преобладающей. Для всех элементов отмечается внутригодовая изменчивость удельного вклада и размаха регулярного суточного хода, при этом между ними отмечается высокая теснота связи (в основном  $r \ge 0,80$ , не редко превышая  $r \ge 0,94$ ). Минимум в годовой изменчивости суточного вклада и размаха приходится на холодное время года, максимум — на теплое, а соотношение между величинами максимума и минимума в сезонной изменчивости СХ для разных гидрометэлементов не остается постоянным. Это соотношение для удельного вклада в основном составляет 5–15 крат, для  $T_w$  — 12–28 крат, а для  $T_a$  — 113–330 крат; для размаха — 1,5–4,0 крат (большинство элементов), — 6–10 крат ( $T_a$ ) и — 4–13 крат ( $T_w$ ).

3. Величина удельного вклада синоптической изменчивости зависит от характера метеопараметра. Так, доля СИ для тепло- и влагофизических параметров ( $T_{w}$ ,  $T_{a}$ ,  $T_{d}$ ). как правило, не превышает 15 %, а относительная погрешность СИ для этих элементов при увеличении дискретности до суток будет составлять несколько процентов. Поэтому, для расчета временной структуры полей температурно-влажностных характеристик правомерно использовать и данные с суточной дискретностью. Внутригодовая изменчивость удельного вклада СИ для Т, в основном, характеризуется максимумом в теплое время года (май ноябрь) и минимумом в холодное (декабрь — март), для  $T_a$  и  $T_d$  — максимумом в ноябре и минимумом в июле — сентябре. При этом, размах внутригодового хода вклада СИ для  $T_{w}$  составляет от 61 до 73 %, а соотношение между величинами максимума и минимума в сезонной изменчивости удельного вклада СИ меняется от 6-7 до 9-16 крат. Для  $T_a$  и  $T_d$  размах — от 26–27 до 65–68 %, а соотношение между экстремумами — от 1,5-1,6 до 3,3-5,4 крат.

Для динамических параметров (U, V, h, W,  $P_0$  и Pr) доля СИ превышает 50 %, для атмосферного давления —  $\geq 60$  % и для скорости течения —  $\geq 80$  %. Относительная погрешность вклада СИ для этих элементов при увеличении дискретности до суток будет зависеть от самого параметра. Так, для скорости течения, давления и осадков она составляет 5–7 %, для уровня — 27–30 %, а для скорости ветра — 37–52 %.

Внутригодовая изменчивость удельного вклада СИ для *U*, *V* и *h*, в основном, характеризуется максимумом в октябре — январе и минимумом в марте — апреле. При размахе внутригодового хода доли СИ 15–19 % для течений и 31–33 % для уровня, и соотношении между величинами максимума и минимума в сезонной изменчивости 1,1–1,2 и 1,2–2,3. Для *W* и *P*<sub>0</sub> внутригодовая изменчивость удельного вклада СИ

такова: максимум (сентябрь — март), минимум (май — август), с годовым размахом от 8–14 до 26–28 % (скорость ветра и большинство станций давления) и до 46–50 % ( $P_0$  на МЛСП Д-6 и в Лиепае); соотношение между величинами экстремумов сезонной изменчивости от 1,1–1,4 до 2,0–2,2 крат.

Удельный вклад СИ для *S* в поверхностном слое составляет от 25 до 62 %. С увеличением дискретности до суток доля СИ возрастет на 2–4 %, а относительная погрешность СИ составит 5–7 %. Поэтому, для расчета временной структуры поля солености, как и для температурно-влажностных характеристик, правомерно использовать и данные с суточной дискретностью. С глубиной вклад СИ сначала возрастает до 53–63 % в слое галоклина, а затем ко дну убывает до 41–50 %. Максимумы удельного вклада внутригодовой изменчивости СИ поля солености, так же как и температуры наблюдаются, в основном, в теплый период (апрель — октябрь), минимумы — в холодный (январь — февраль). При этом соотношение между величинами максимума и минимума в сезонной изменчивости удельного вклада СИ солености в основном составляет от 1,3 до 11 крат.

Для осадков на метеостанции Варнемюнде максимальные значения внутригодовой изменчивости удельного вклада СИ наступают в мае — июле, минимальные — в феврале — апреле, при годовом размахе ~4 %.

4. Доля удельного вклада регулярного сезонного хода также зависит от характера метеопараметра.

Доля СезХ для тепло- и влагофизических параметров ( $T_w$ ,  $T_a$ ,  $T_d$ ) высока: ~70 % для  $T_d$ , ≥80 % для  $T_a$  и ≥90 % для  $T_w$  в поверхностном слое. При увеличении дискретности до месяца доля СезХ возрастет до 81–89 % для  $T_d$ , до 92–95 % для  $T_a$  и до 97–99 % для поверхностной  $T_w$ , а относительная погрешность в определении вклада СезХ составит 22–29, 8–18 и 2–7 % для  $T_d$ ,  $T_a$  и  $T_w$ , соответственно. Поэтому использование данных с месячным осреднением для поверхностной  $T_w$  позволяет корректно говорить о вкладе СезХ в дисперсию ИР, однако, для  $T_d$ ,  $T_a$ месячная дискретность позволяет корректно говорить о вкладе СезХ не в дисперсию ИР, а только в дисперсию ДП.

Для динамических параметров (U, V, h, W,  $P_0$  и Pr) доля СезХ не превышает 10 %, При увеличении дискретности до месяца доля СезХ возрастет на 8–12 % для  $P_0$  и h, на 15–25 % для U и V и на 34–51 % для W, а относительная погрешность в определении вклада СезХ составит от 240–445 % для  $P_0$  и h до 415–847 % для W и U и V и до 1 550 % для Pr. Следовательно, использование данных с месячной дискретностью позволяет оценить долю СезХ только в дисперсии ДП.

Удельный вклад СезХ для *S* в поверхностном слое составляет от 10 до 25 %. С глубиной его вклад уменьшается до минимума в слое гало-

клина (2–10 %) а затем несколько возрастает ко дну (до 5–12 %). С увеличением дискретности от часа до месяца доля СезХ возрастет на 8–18 % в верхнем слое, на 2–10 % — в галоклине и на 5–12 % — у дна. Относительная погрешность СезХ в этом случае составит от 39 до 181 % в поверхностном слое, от 72 до 222 % — в галоклине и 80–94 % — в придонном. Поэтому и для *S* использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно получить оценку вклада СезХ лишь в дисперсию ДП.

Сезонный ход большинства гидрометеорологических параметров ( $T_w$ ; S на поверхности; h;  $T_a$ ;  $T_d$ ; W; Pr; Ev;  $R_{\Sigma}$ ;  $B_0$ ;  $Q_{\Sigma} = (Q_{np} - Q_{om})$ ;  $Q_H$ ;  $Q_E$ ; Q;  $Q_{pr}$ ;  $Q_{\Sigma} = (Q - Q_{pr})$ ) характеризуется годовой гармоникой, за исключением S в слое галоклина;  $P_0$  и B.

Для тепло- и влагофизических параметров ( $T_w$ ,  $T_a$  и  $T_d$ ) максимум в годовом ходе наступает летом (июль — август), минимум — зимой (февраль — март); для динамических (W;  $Q_\mu$ ; Q;  $Q_\Sigma = (Q - Q_{p_r})$ ) максимум в годовом ходе наблюдается в холодный период (ноябрь — январь) минимум в теплый (май — июль); для потоков влаги  $Q_E$  или тепла используемого атмосферой  $Q_{p_r}$  максимум отмечается в сентябре, минимум в мае или марте; для уровня среднего для Балтики h или результирующего водообмена  $Q_{\Sigma}$ : максимум — август или ноябрь, минимум март — май или февраль — апрель. Для элементов пресноводного баланса: максимум — для  $R_{\Sigma}$  и  $B_0$  в мае, для Pr или Ev в августе или сентябре, минимум — в ноябре — декабре ( $R_{\Sigma}$  и  $B_0$ ), феврале (Pr) или мае (Ev).

Для солености на поверхности годовая гармоника в основном наблюдается в открытом море, где квота  $q_1 \ge 0,75$ . Вблизи устьев рек вклад годовой волны уменьшается до  $q_1 \le 0,25$ . Для большинства регионов максимум в СезХ поверхностной солености наступает в холодный период (ноябрь — февраль), а минимум в теплый (июнь — август).

Сезонный ход S в слое галоклина и водного баланса B моря характеризуется полугодовой гармоникой с максимумами в мае — июне и ноябре и минимумами в феврале и августе — сентябре.

Годовой ход атмосферного давления очень сложен: в первой половине года отмечается четвертьгодовая (трехмесячная) волна с максимумами в феврале и мае и минимумами в ноябре — декабре и марте апреле, а во второй половине — полугодовая гармоника с максимумом в октябре и минимумами в июле и декабре. При этом для большинства районов главный максимум в СезХ приходится на май, а минимум на декабрь.

5. Доля удельного вклада межгодовой изменчивсти, также как и других компонент временного ряда, зависит от характера метеопараметра.

Удельный вклад МГИ для тепло- и влагофизических параметров ( $T_w$  на поверхности,  $T_a$  и  $T_d$ ) не превышает 1 %, при увеличении дискретности

от часовой до месячной доля МГИ для  $T_w$  возрастет на  $\leq 0,07$  %, для  $T_a$  и  $T_d$  — на 0,1–0,3 %. Относительная погрешность при этом составит от 1 до 7 % для  $T_w$ , от 8 до 19 % для  $T_a$  и от 22 до 29 % для  $T_d$ .

С глубиной доля МГИ  $T_w$  несколько увеличивается до 4 % в слое термоклина и до 2–5 % — в придонном. Использование данных с месячной дискретностью привело к увеличению доли вклада МГИ на 0,3–0,7 % на промежуточных горизонтах и на 0,1–0,3 % — в придонных. Относительная погрешность, при замене ежечасных данных на ежемесячные, в слое термоклина составляет 10–19 % а в придонном — около 6 %. Таким образом, учитывая малую долю МГИ в дисперсию ИР для  $T_w$ ,  $T_a$  и  $T_d$  (1–5 %) и не высокое приращение доли МГИ при увеличении дискретности до месяца (в основном на 0,1–0,3 %), можно использовать ряды наблюдений с любой дискретностью: часовой, суточной или месячной, поскольку это не приведет к значительным ошибкам в оценках вклада МГИ.

Для динамических параметров (h, W и  $P_0$ ) доля МГИ не превышает 10 % для уровня, 1–3 % — для ветра и 2–4 % — для давления. При увеличении дискретности до месяца доля МГИ возрастет на 18 % для h, до 3–19 % для W и 9–13 % для  $P_0$ , а относительная погрешность в определении вклада МГИ составит от 242–446 % для  $P_0$  и h до 460–605 % для W. Следовательно, использование данных с месячной дискретностью позволяет оценить вклад МГИ лишь в дисперсию ДП.

Для *S* в поверхностном слое относительный вклад дисперсии МГИ в дисперсию ИР меняется от 2–4 % до 31 %, с глубиной доля вклада МГИ *S* несколько меняется до 3–32 % в галоклине и до 9–29 % в придонном слое. При увеличении дискретности до месяца доля МГИ солености возрастет на 7–16 % в поверхностном слое, на 6–23 % в галоклине и на 14–24 % в придонном слое. Расчеты показали, что относительная погрешность в определении вклада МГИ составит от 43 до 121 % для солености в верхнем слое, от 143 до 222 % в галоклине и от 80 до 94 % у дна. Таким образом, для *S* от поверхности до дна использование данных только с месячным осреднением позволяет корректно говорить о вкладе МГИ только в дисперсию ДП.

Анализ многолетних колебаний поверхностных  $T_w$  и *S* в Гесере, уровня *h*,  $R_y$ ,  $Q_y$ ,  $T_a$  в Варнемюнде и Калининграде, *W* и  $P_0$  в Варнемюнде позволил повсеместно выделить некоторые квазицикличности: квазидвухлетние, колебания с периодами 3–4, 5–6, 7–8, 10–14, 18–22, 25–30, 35–40 лет полувековые и вековые (вековые максимумы уровня приходятся на конец 90-х гг. XIX — начало XX столетия и на конец 80-х гг. XX — начало XXI столетий) (Дубравин, 2013а).

При этом для  $T_w$  и S на поверхности выявлены линейные тренды в Гесере (1900–1975 гг. —  $Tr_{T_s} = 0,004$  °C/год,  $Tr_s = 0,004$  PSU/год) и Балтийске (1950–2000 гг. — *Tr<sub>ти</sub>* = 0,012 °С/год, *Tr<sub>s</sub>* =(-0,022) PSU/год). Различия в величине температурного тренда на западе и юго-востоке Балтики, по всей вероятности, связаны с вековой изменчивостью температуры. Анализ показал, что в Южной Балтике (кв. 11 и кв. 36) в феврале, августе и в среднем за год в поле температуры хорошо выражена вековая волна, при этом в августе и в среднем за год максимум векового хода наступает в середине шестидесятых годов, а в феврале сдвигается на сороковые годы. Различия в величине и направлении соленостного тренда на западе и юго-востоке моря также можно связать с вековой волной, максимум которой в феврале, августе и в среднем за год приходится на начало пятидесятых годов, а минимум — на начало и конец двадцатого столетия. При этом, максимум вековой волны солености опережает вековой температурный максимум по данным за август и год на 14-17 лет, а по данным за февраль максимум вековой волны температуры опережает вековой соленосный максимум на 7 лет.

На интервале 1901–2005 гг. подобием временного хода *h*, с одной стороны, отличаются посты Гесер, Варнемюнде, Балтийск и Кронштадт, с интегральным ростом уровня, а с другой — Ландсорт и Таллин, с интегральным его падением. Таким образом, на фоне роста уровня на большинстве водомерных постов Балтики, обусловленного подъемом уровня в Атлантическом и Мировом океане (Клиге, 1985) — **евстатические** колебания, его падение в Ландсорте и Таллине можно объяснить только **изостатическими** колебаниями *h*. Согласно современной карте вертикальных движений земной коры (Kakkuri, Pounten, 1997; Современные движения ..., 2011) в Ландсорте подъем суши составляет около 3 мм/год, а в Таллине около 1 мм/год.

На интервале 1901–2007 гг. для ряда  $R_{\Sigma}$ , восстановленного по данным разных авторов (Cyberski and Wroblewski, 2000; Mikulski, 1982; HELCOM, 2006; Andersson, 2009) линейный тренд  $Tr_{R_{\Sigma}}$  составил –0,106 км<sup>3</sup>/год. При этом выделены периоды с однонаправленным изменением  $R_{\Sigma}$ : периоды уменьшения стока — 1901–1915, 1925–1947, 1958–1976 и 1988–2003 гг.; периоды увеличения стока — 1916–1924, 1948–1957, 1977–1987 и 2004–2007 гг., а наибольшие среднегодовые расходы приходятся на 1924 г. (584 км<sup>3</sup>/год), наименьшие — на 1947 г. (336 км<sup>3</sup>/год).

На интервале 1893–2002 гг. для ряда  $Q_{\Sigma}$ , восстановленного по данным разных авторов (Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Omstedt, 2009) линейный тренд  $Tr_{Q_{\Sigma}}$  составил 0,746 км<sup>3</sup>/год, т. е. с каждым годом в среднем отток из Балтики увеличивается на <sup>3</sup>/<sub>4</sub> км<sup>3</sup>. При этом выделены периоды с однонаправленным изменением результирующего водообмена: периоды уменьшения  $Q_{\Sigma}$  — 1899–1912, 1940– 1967 и 1988–2002 гг.; периоды увеличения  $Q_{\Sigma}$  — 1893–1898, 1913–1939
и 1968–1987 гг., а наибольшие среднегодовые величины водообмена приходятся на 1969 г. (1 079 км<sup>3</sup>), а наименьшие — на 1954 г. (–86 км<sup>3</sup>).

На интервале 1848–2012 гг. для ряда  $T_a$  в Калининграде линейный тренд  $Tr_{T_a}$  составил 0,008 °С/год. При этом, на интервале 1848– 1946 гг. можно говорить о стационарном режиме (линейный тренд  $Tr_{T_a} = 0,009$  °С/год), а затем с 1947 по 2012 г. о росте ( $Tr_{T_a} = 0,022$  °С/год). Наибольшая среднегодовая температура отмечалась в 1945 г. (9,5 °С), наименьшая — в 1871 г. (4,7 °С). Сравнивая ряды  $T_a$  в Калининграде и Варнемюнде, можно говорить об их подобии на интервале 1947– 2006 гг. Несмотря на более высокую  $T_a$  в Варнемюнде на ~1,4 °С, оба ряда характеризуются одинаковым трендом ( $Tr_{T_a} = 0,022$  °С/год), а теснота связи между ними очень высокая — r = 0,936.

6. Долгопериодная изменчивость гидрометеорологических полей обусловлена, как механизмами взаимодействия океана и атмосферы, так и внешними (вынуждающими) геокосмическими силами. В качестве вынуждающих сил выбраны: солнечная активность (числа Вольфа) *W*, потенциал приливообразующих сил Луны и Солнца ППОСЛиС, экваториальный стратосферный перенос *U* и угловая скорость суточного вращения Земли *v*, а в качестве параметров механизма взаимодействия океана и атмосферы Вангенгейма-Гирса (западный перенос *W*, восточный *E* и меридиональный *C*).

Показано (дисперсионный анализ), что с изменением длины рядов вынуждающих сил, полученных на разных временных интервалах, меняется и временная структура этих рядов. Из гелио- и геокосмических сил наибольшей устойчивостью временной структуры отличаются солнечная активность W и ППОСЛиС, для которых размах колебаний удельного вклада СезХ в дисперсию ДП составляет 0,1 % (0,1÷0,2) и 0,6 % (51,6÷52,2), а относительной доли МГИ в дисперсию ДП — 1,5 % (87,1÷88,6) и 0,6 % (43,8÷44,4). В то время как, для U и v размах относительной доли СезХ — 1,9 % (0,9÷2,8) и 6,3 % (15,5÷21,8), а доли МГИ — 6,6 % (50,2÷56,8) и 7,4 % (74,3÷81,7). Из индексов циркуляции атмосферы наименьшим размахом колебаний относительной доли СезХ отличается форма C = 2,4 (2,0÷4,4), наибольшим — форма E = 10,0 % (2,1÷12,1), а для удельного вклада МГИ — наименьшим размахом — форма E = 2,9 % (17,6÷20,5), наибольшим — форма W = 5,8 % (12,6÷18,4).

По данным спектрального анализа для чисел Вольфа *W* выделяются пики спектральной плотности на периодах: 2,3; 3,8; 5,6 и 10,5 года, сходные пики получены для *U*, *v* и индексов *W*, *E* и *C*, для последних выделяется еще и восьмилетний пик. Для ППОСЛиС наблюдается три пика — 3,9; 9,1 и 18,2 года. С помощью кросс-спектрального анализа внешних сил показано, что изменчивость экваториального переноса *U* с периодами 2,4, 3,6 и 5,4 года, а также угловой скорости вращения Земли с периодами 2,4 и 3,1 обусловлена изменением солнечной активности *W* (подтверждено мнение, высказанное в работах (Ривин, 1989; Латухов, Слепцов-Шевлевич, 1995; Сидоренков, 1998; Дубравин, Навроцкая, 2000; Леонов, 2010)). Пики на спектрограммах индексов циркуляции атмосферы с периодами от квазидвухлетнего до квазишестилетнего также обусловлены изменением солнечной активности *W*. Однако изменчивость *v* с периодом 5,6 года обусловлена изменением ППОСЛиС.

Следует иметь ввиду, что квазицикличности внешних факторов (вынуждающие силы: *W*, ППОСЛиС, *U*, *v* и индексы *W*, *E*, *C*), хотя и получены в результате анализа солнечно-земных связей, но своим происхождением обязаны ритмике планет Солнечной системы. А если это так, то приходится только восхищаться прозорливостью Г. К. Ижевского (Ижевский, 1964), утверждавшего, что долгопериодная изменчивость гидрометеорологических параметров создается одновременным влиянием как механизма взаимодействия «океана и атмосферы», так и внешних геокосмических сил. Поскольку внешние к гидрометеопроцессам факторы сами создаются внешними (для этих факторов) процессами, обусловленными электромагнитным взаимодействием Космоса с Солнцем и Землей (Леонов, 2010; Дмитриев и др., 2011).

Выявлены предикторы для СезХ гидрометеоэлементов  $T_w$ ;  $T_a$ ;  $T_d$  и W; элементов водного баланса Pr,  $R_z$ , Ev,  $B_0$  и  $Q_z$  и потоков тепла  $Q_H$ ;  $Q_E$ ;  $Q_r$ ;  $Q_p$ ;  $Q_z = (Q - Q_{p_r})$  в Балтийском море — индексы форм циркуляции W и E.

С помощью спектрального анализа длинных временных рядов h,  $R_{z}$ ,  $Q_{z}$  и  $T_{a}$  выделяются пики спектральной плотности на частотах близких к 2, 4, 6 и 11 годам, изменчивость которых обусловлена солнечной активностью. Кроме того, только для уровня отмечается пик близкий к 8 годам, обусловленный ППОСЛиС.

Наибольшими амплитудой и вкладом дисперсии в межгодовую изменчивость отличаются квазидвух- и квазиодиннадцатилетние цикличности  $T_a$  в Калининграде (15 и 24 %); квазичетырех- и квазишестилетние цикличности  $R_{\Sigma}$  (17 и 14 %) или  $Q_{\Sigma}$  (30 и 21); квазивосьмилетние цикличности h в Кронштадте (11 %). Наименьшими амплитудой и дисперсией характеризуются на всех этих частотах колебания уровня в Балтийске (1–3 %).

Одним из важнейших свойств временного хода спектральных составляющих гидрометеорологических параметров h,  $R_{z}$ ,  $Q_{z}$  и  $T_{a}$  является наличие пульсаций, т. е. чередование периодов наибольших изменений амплитуды и почти полного их затухания. При этом моменты наибольших колебаний и затухания в разных циклах не совпадают, как в пределах одной квазицикличности, так и отдельного метеопараметра. Подобное отмечалось и для температуры воды на Кольском разрезе в слое 0–200 м (Карпова и др., 1991) или в кв. Смеда (Дубравин и др., 1999), а также для переноса вод (водообмена) через Фареро-Шетландский пролив (Дубравин, Навроцкая, 2000).

Расчеты кросс-спектра рядов временного хода с годовой дискретностью спектральных составляющих гидрометеорологических параметров и вынуждающих сил или индексов циркуляции атмосферы показали, что статистически достоверные связи между рядами временного хода метеопараметров и внешних сил или индексов *W, E, C* проявляются не для всех элементов и не на всех диапазонах. Так, например, изменчивость уровня в Кронштадте, Балтийске и Гесере с периодом около 8 лет обусловлена изменением ППОСЛиС. В то время как, в МГИ суммарного стока, результирующего водообмена или температуры воздуха в Калининграде, восьмилетняя составляющая, обусловленная изменением ППОСЛиС, отсутствует вовсе. Однако, квазивосьмилетная изменчивость для  $R_{z}$ ,  $Q_{z}$  и  $T_{a}$  определяется формой атмосферной циркуляции *E*. Изменчивость всех параметров с квазидвухлетним периодом обусловлена как изменением солнечной активности, так и формами *W*, *E* или *C*.

Этот вывод подтверждается и результатами корреляционного анализа, позволившего выявить некоторые квазицикличности. А именно, корреляционные функции между:

– уровнем в Гесере,  $R_{\Sigma}$ ,  $Q_{\Sigma}$ ,  $T_a$  в Калининграде и числами W — периодичности 10–11-летние;

– уровнем в Гесере, *R<sub>z</sub>*, *Q<sub>z</sub>*, *T<sub>a</sub>* в Калининграде и ППОСЛиС — периодичности 17–19-летние;

– уровнем в Кронштадте, Балтийске, Гесере,  $T_a$  и  $\nu$  — периодичности квазидвух-, 3–4-, 5–6-, 7–8-, 10–12-летние;

- *R<sub>x</sub>*, *Q<sub>x</sub>* и *v* — периодичности 5–6- и 35–40-летние;

– уровнем в Кронштадте, Балтийске, Гесере,  $R_{\Sigma}$ ,  $Q_{\Sigma}$ ,  $T_a$  и U — периодичности квазидвух-, 5–6- и 10–12-летние;

– уровнем в Кронштадте, Балтийске, Гесере,  $R_{\Sigma}$ ,  $Q_{\Sigma}$ ,  $T_a$  и W — периодичности квазидвух-, 3–4-, 5–6- и 10–12-летние;

– уровнем в Кронштадте, Балтийске, Гесере, *R<sub>2</sub>*, *Q<sub>2</sub>*, *T<sub>a</sub>* и *E* — периодичности квазидвух-, 3–4-, 5–6- и 10–12-летние;

– уровнем в Кронштадте, Балтийске, Гесере, *R<sub>2</sub>*, *Q<sub>2</sub>*, *T<sub>a</sub>* и *C* — периодичности квазидвух-, 3–4-, 5–6- и 10–12-летние.

При анализе причин ДП гидрометеорологических полей следует иметь в виду, что переход наибольшей тесноты связи между вынуждающими силами и гидрометеоэлементами на различных частотах от одной силы к другой не позволяет выделить приоритетную внешнюю силу, ответственную за межгодовую изменчивость в атмосфере или океане, поскольку, внешние силы действуют одновременно, а каждая из них ответственна за свой диапазон частот.

Таким образом, проведенный анализ структуры временных рядов метеоэлементов над акваторией исследования показал, что выводы о распределении высоко- и низкочастотной составляющих временной изменчивости метеополей, полученные для Атлантического океана (Бышев, 2003; Бышев, Иванов, 1969), гидрометеорологических полей Северной Атлантики (Гулев и др., 1994), для термических полей воды и воздуха в северо-восточной части Черного (Титов, 1999) и динамических полей для Балтийского морей (Динамика вод ..., 2007) справедливы также, как для отдельных регионов моря, так и для Балтики в целом.

Полученные результаты весьма актуальны в прикладном аспекте, поскольку исследования закономерностей, взаимосвязи между внешними режимоформирующими факторами и гидрометеорологическими процессами Балтийского моря, с последующей оценкой тенденций их развития позволяют выявлять реакцию экосистемы на изменения условий среды и моделировать ее состояние в последующие годы.

## Список литературы

- Абрамов Р.В. Многолетние и сезонные изменения географического положения Исландского минимума атмосферного давления (по данным за 1891– 1962 год) // Изв. Всесоюз. геогр. об-ва. — 1966а. — Т. 98. — № 4. — С. 317–325.
- Абрамов Р.В. Сезонные миграции Исландской (Северо-Атлантической) депрессии // Изв. АН СССР. ФАО. — 19666. — Т. 2. — № 5. — С. 553–555.
- Абрамов Р.В. Об одном проявлении цикла Хэла в циркуляции земной атмосферы // Геомагнетизм и аэрономия. 1967. № 3. С. 561–563.
- Абрамов Р.В. Пространственно-временная структура поля атмосферного давления в тропической зоне Атлантического океана // Тр. АтлантНИРО. Вып. 34. Калининград, 1971. С. 108–127.
- Абрамов Р.В. Полусуточная волна давления над тропическим океаном // Докл. АН СССР. — 1972. — Т. 207. — № 3. — С. 583–585.
- Абрамов Р.В. Исследование суточной вариации по ежечасным метеонаблюдениям в квазификсированной точке тропической зоны океана // Атлантический гидрофизический полигон-70. — М.: Наука, 1974. — С. 112–122.
- Абрамов Р.В. О суточных ритмах тропического дождя над океаном // Труды межведомственной геофизической экспедиции ТРОПЭКС-72. Л.: Гидромеоиздат, 1974. — С. 97–103.
- Абрамов Р.В. Суточный ход метеорологических параметров приводного слоя воздуха на экваторе // Тр. межведомственной экспедиции ТРОПЭКС-74. Т. 1: Атмосфера. Л.: Гидромеоиздат, 1976. С. 437–448.
- Абрамов Р.В. Структура полусуточных колебаний давления по данным ТРО-ПЭКС-74 // Метеорология и гидрология. — 1978. — № 5. — С. 90–99.
- Абрамов Р.В. Изменчивость метеорологических полей в экваториальной Атлантике // Изменчивость океана и атмосферы в экваториальной Атлантике (исследования по программе ПГЭП). — М.: Наука, 1982. — С. 211–241.
- Абрамов Р.В. Об эволюциях Исландского минимума. 52 с. Деп. в ВИНИТИ № 7294-В88, 1988.
- Абрамов Р.В., Гущин О.А. Разномасштабные процессы и их взаимодействие в изменениях метеорологических параметров атмосферы над Атлантикой // ФАО. — 1977. — Т. 13. — № 5. — С. 443–450.
- Абрамов Р.В., Дымова Р.Ф., Кооль Л.В. Исследование разномасштабных атмосферных процессов в экспедиции ПОЛИМОДЕ // Океанологические исследования. — 1983. — № 35. — С. 5–22.

- Абрамов Р.В., Ребайнис Ю.Э., Стонт Ж.И. Метеорологическая изменчивость суточного масштаба в отдельных синоптических ситуациях: Тихий океан, МЕГАПОЛИГОН-87 // Эксперимент «Мегаполигон»: Сб. науч. тр. / Ин-т океанологии РАН. — М.: Наука, 1992. — 415 с.
- Абрамов Р.В., Стонт Ж.И. «Витязь» и «Балтийская коса». Погода и экологическая обстановка 1997–2002 гг. Данные лаборатории морской метеорологии АОИОРАН. — Калининград: Изд-во КГУ, 2004. — 307 с.
- Аверкиев А.С. Оценка влияния циклонической активности на колебания уровня воды в Невской губе // Уч. зап. Российского государственного гидрометеологического университета. — 2011. — Вып. 18. — С. 100–111.
- Антонов А.Е. Крупномасштабная изменчивость гидрометеорологического режима Балтийского моря и ее влияние на промысел. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 248 с.
- Атлас «Климат морей России и ключевых районов Мирового океана» [Электрон. ресурс] / Балтийское море. Обнинск, 2007. Режим доступа: http:// data.oceaninfo.ru/atlas/Balt/5\_1.html
- Атлас мирового водного баланса / прилож. к монограф. «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли». М.; Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 65 л.
- Атлас теплового баланса земного шара / ред. М. И. Будыко. М., 1963. 69 с. Атлас теплового баланса океанов / ред. А. Г. Колесников. — Севастополь: МГИ
- АН УССР, 1970. 130 с.
- Байдал М.Х. О центрах действия атмосферы в связи с полюсом вращения Земли // Тр. ВНИИГМИ-МЦД. — 1983. — Вып. 98. — С. 53–68.
- Байдал М.Х. О временной сопряженности некоторых климатических характеристик с внешними факторами // Труды ВНИИГМИ-МЦД. — 1987. — Вып. 141. — С. 23–28.
- Байдал М.Х., Неушкин А.И. Термодинамический режим и сопряженность между Северной Атлантикой, атмосферной циркуляцией и погодой. — Обнинск, 1994. — 284 с.
- Байдал М. Х., Ханжина Л. Г. Многолетняя изменчивость макроциркуляционных факторов климата. — М.: Гидрометеоиздат, 1986. — 104 с.
- Баранов Е.И., Колинко А.В. Сезонная и межгодовая изменчивость поверхностной температуры Гольфстрима // Тр. ГОИН. 1990. Вып. 190. С. 3–12.
- Баринова Г.М. Калининградская область. Климат. Калининград: Янтарный сказ, 2002. 196 с.
- Белязо В.А. Приливообразующие силы планет солнечной системы и изменения атмосферной циркуляции // Климатический режим Арктики на рубеже XX и XXI вв. — СПб.: Гидрометеоиздат, 1991. — С. 90–94.
- Белязо В.А. Планетные циклы в колебаниях атмосферной циркуляции и их проявление в некоторых процессах Арктики // Труды ААНИИ. 1999. Т. 441. С. 46–51.
- Белязо В.А., Дмитриев А.А. Циклические колебания ледовитости Южного океана и факторы их определяющие // Уч. зап. Российского государственного гидрометеологического университета. — 2012. — Вып. 24. — С. 75–82.

- Беренбейм Д.Я., Кудерский С.К. Глобальное явление Эль-Ниньо, рыболовство и скорость вращения Земли // Экологические исследования в Атлантическом океане и Юго-Восточной части Тихого океана. — Калининград: Изд-во АтлантНИРО, 1987. — С. 46–54.
- Беренбейм Д.Я., Чубаренко Б.В. Исследование среднегодовых колебаний уровня Юго-Восточной Балтики // Изв. РГО. — 1994. — Т. 124, вып. 5. — С. 54–60.
- *Берникова Т.А.* Гидрология и промысловая океанология. М.: Пищевая пром-сть, 1980. 240 с.
- Бирман Б.А., Позднякова Т.Г. Климатические характеристики теплообмена в зонах активного взаимодействия океана и атмосферы. — М.: Гидрометеоцентр СССР, 1985. — 82 с.
- Бойцов В.Д. Изменчивость температуры воды Баренцева моря и ее прогнозирование. Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2006. 292 с.
- Борисенков Е. П., Семенов В. Г. О цикличности колебаний температуры воды Северной Атлантики // Изв. АН СССР. ФАО. — 1970. — Т. 6. — № 9. — С. 965–969.
- Бортковский Р.С. Расчет турбулентных потоков тепла, влаги и количества движения над морем по данным судовых измерений // Метеорология и гидрология. — 1971. — № 3. — С. 93–98.
- Брукс К., Карузерс Н. Применение статистических методов в метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1963. — 416 с.
- Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 352 с.
- *Буш Н.Е.* Потоки в приземном слое над морем // Моделирование и прогноз верхних слоев океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. С. 91–113.
- *Бышев В.И.* Синоптическая и крупномасштабная изменчивость океана и атмосферы. — М.: Наука, 2003. — 343 с.
- *Бышев В.И., Иванов Ю.И.* Временные спектры некоторых характеристик атмосферы над оксаном // ФАО. — 1969. — Т. V. — № 1. — С. 17–28.
- Валло К. Общая география морей. М.; Л.: Учпедгиз, 1948. 507 с.
- Валерианова М.А., Серяков Е.И. О многолетних изменениях в системе океан-атмосфера // Океанология. — 1970. — Т. Х, вып. 5. — С. 878–882.
- Взаимодействие океана и атмосферы (лабораторный практикум) / А.С. Аверкиев, Г.И. Беликова, М.А. Белянцев, Б.А. Каган, Н.Л. Плинк. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. — 200 с.
- Витинский Ю.И. Прогнозы солнечной активности. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 151 с.
- Вклад цикличности в колебания рядов по количеству осадков, циркуляционных характеристик и магнитной активности и надежность ее определения / О.А. Дроздов, А.С. Григорьева, И.В. Малкова, К.В. Еременко // Тр. ГГО. — 1969. — Вып. 245. — С. 121–132.
- Владимирский Б.М., Нарманский В.Я., Темурьянц Н.А. Космические ритмы. Симферополь, 1994. 176 с.
- Воробъев В.Н. Долгопериодные приливы в морях Советской Арктики: Прил. к дис. — Л.: Фонды ЛВИМУ, 1967.

- Воскресенская Е.Н. Низкочастотная изменчивость характеристик системы океан-атмосфера тропической и субтропической Атлантики: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Одесса, 1993. 44 с.
- Вялов Ю. А. О взаимосвязи скорости вращения Земли с состоянием запасов объектов промысла в океане // Сырьевые рыбохозяйственные исследования в Атлантическом и южной части Тихого океана. Калининград: Изд-во АтлантНИРО, 1993. С. 6–33.
- Гасюков П.С., Смирнов Н.П. Колебания барического поля северного полушария в одиннадцатилетнем цикле солнечной активности // ДАН СССР. 1967. Т. 173. № 3. С. 567–569.
- Гидрометеорологические условия. Проект «Моря СССР» Т. III: Балтийское море. Вып. 1. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 450 с.
- Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Т. 1: Балтийское море. Вып. 1: Балтийское море без заливов — Л.: Гидрометеоиздат, 1983. — 175 с.
- Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 280 с.
- Гирс А.А., Кондратович К.В. Методы долгосрочных прогнозов погоды. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 343 с.
- Гордиенко А.И., Слепцов-Шевлевич Б.А. Межгодовая изменчивость индексов атмосферной циркуляции // Тр. ГГО. — 1979. — Вып. 428. — С. 55-66.
- Григоркина Р.Г., Губер П.К., Фукс В.Р. Прикладные методы корреляционного и спектрального анализа крупномасштабных океанологических процессов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 172 с.
- Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Структура и изменчивость наблюдаемого климата. Температура воздуха Северного полушария. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980. — 72 с.
- Гулев С.К., Лаппо С.С. Зональный климат Мирового океана. Фазовые различия, тепловые потоки, межширотный обмен // Метеорология и гидрология. 1986. № 10. С. 76–84.
- Гулев С.К., Украинский В.В. Роль различных временных масштабов в процессах энергообмена океана и атмосферы // Изв. АН СССР. ФАО. — 1989. — Т. 25. — № 7. — С. 675–687.
- Гулев С.К., Колинко А.В., Лаппо С.С. Синоптическое взаимодействие океана и атмосферы в средних широтах. — СПб.: Гидрометеоиздат, 1994. — 320 с.
- Гущин О.А., Стонт Ж.И. Ветровые условия в прибрежной зоне Куршской косы (2004–2007 годы) // Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия национального парка «Куршская коса». — Вып. 6. — Калининград: Изд-во РГУ им. И. Канта, 2008. — С. 133–143.
- Дийкстра Х. Нелинейная физическая океанография. М.; Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика»: Ин-т компьютерных исследований, 2007. 680 с.

## Список литературы

- Динамика вод Балтийского моря в синоптическом диапазоне пространственно-временных масштабов / под ред. Е.А. Захарчука. — СПб.: Гидрометеоиздат, 2007. — 354 с.
- Дитрих Г. Общая океанография М.: Ин. лит., 1962. 465 с.
- *Дмитриев А.А.* Ритмические колебания земных природных процессов и их гравитационная обусловленность / А.А. Дмитриев, В.А. Белязо, Ю. П. Гудошников. — СПб.: Изд-во Политехн. ун-та, 2011. — 232 с.
- *Дмитриев А.А., Белязо В.А.* Космос, планетарная климатическая изменчивость и атмосфера полярных регионов. СПб.: Гидрометеоиздат, 2006. 358 с.
- Дмитриев А.А., Белязо В.А. Ритмика атмосферной циркуляции приполярных районов Атлантического океана и их космико-геофизическая обусловленность // Уч. зап. Российского государственного гидрометеологического университета. — 2011. — Вып. 19. — С. 86–100.
- Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.
- Долгопериодная изменчивость температуры поверхности океана (ТПО) умеренной зоны Северной Атлантики / В.Ф. Дубравин, В.Д. Егорихин, А.Б. Зубин, С.Е. Навроцкая. — Калининград, 1996. — 102 с. — Деп. в ВИНИТИ 04.03.96, № 675.
- Доманевский Л. Н. Рыбы и рыболовство в неритической зоне Центрально-Восточной Атлантики. Калининград: Изд-во АтлантНИРО, 1998. 196 с.
- Доронин Ю.П. Взаимодействие атмосферы и океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 288 с.
- *Драган Я. П., Рожков В.А., Яворский И.Н.* Методы вероятностного анализа ритмики океанологических процессов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1987. — 319 с.
- Дружинин И.П. Переломы многолетнего хода природных процессов на Земле и резкие изменения солнечной активности // Вопросы географии. — 1970. — № 79. — С. 15–50.
- Дубравин В. Ф. Об эволюциях Северо-Атлантического колебания. Калининград, 1994. — 56 с. — Деп. в ВИНИТИ 21.01.94, № 183.
- Дубравин В. Ф. Крупномасштабный термохалинный режим вод и формирование зон биологической продуктивности Атлантического океана: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. — СПб., 2002. — 44 с.
- Дубравин В. Ф. Долгопериодная изменчивость циркуляции вод, метеорологических полей Восточной Тропической Атлантики и промысел // Вопросы промысловой океанологии. — 2005. — Вып. 2. — С. 253–267.
- Дубравин В. Ф. Межгодовая изменчивость уровня Балтийского моря // Труды научной конференции «Водные биоресурсы, аквакультура и экология водоемов». — Калининград: Изд-во КГТУ, 2013а. — С. 326–329.
- Дубравин В. Ф. Эволюции суточного и сезонного хода уровня Балтийского моря // Труды научной конференции «Водные биоресурсы, аквакультура и экология водоемов». Калининград: Изд-во КГТУ, 2013б. С. 329–332.
- Дубравин В. Ф. Атлас термохалинной и биогеографической структур вод Атлантического океана. — Калининград: Капрос, 2013в. — 471 с.

- Дубравин В. Ф., Егорихин В.Д., Навроцкая С.Е. Сезонная и межгодовая изменчивость температуры поверхности Атлантического океана. — Калининград, 1999. — 93 с. — Деп. в ВИНИТИ 16.04.99, № 1195.
- Дубравин В. Ф., Маслянкин Г.Е. Атлас пресноводного баланса Балтийского моря. Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2012a. 172 с.
- Дубравин В. Ф., Маслянкин Г.Е. Пресноводный баланс Балтийского моря и его долгопериодная (сезонная и межгодовая) изменчивость // Известия КГТУ. № 24. Калининград: Изд-во КГТУ, 20126. С. 48–55.
- Дубравин В. Ф., Маслянкин Г. Е. Эволюции сезонного хода составляющих водного баланса Балтийского моря // Труды Х международной научной конференции «Инновации в науке, образовании и бизнесе-2012». — Ч. 1. — Калининград: КГТУ, 2012в. — С. 122–125.
- Дубравин В. Ф., Навроцкая С.Е. Атлас гармонических постоянных сезонной изменчивости термохалинных характеристик деятельного слоя Атлантического океана. — Калининград, 1999. — 148 с. — Деп. в ВИНИТИ 26.06.99, № 2111.
- Дубравин В. Ф., Навроцкая С.Е. Водообмен через Фареро-Шетландский пролив и его долгопериодная изменчивость. — Калининград, 2000. — 113 с. — Деп. в ВИНИТИ 31.07.00, № 2126.
- Дубравин В. Ф., Навроцкая С.Е. Атлас гармонических постоянных сезонной изменчивости гидрометеорологических элементов Северной и Центральной Атлантики. — Калининград, 2001. — 213 с. — Деп. в ВИНИТИ 17.07.01, № 1701.
- Дубравин В. Ф., Навроцкая С.Е. Климатическая геострофическая циркуляция поверхности Атлантического океана и ее сезонная изменчивость. Калининград, 2003. 128 с. Деп. в ВИНИТИ 30.09.03, № 1750-В2003.
- Дубравин В. Ф., Навроцкая С. Е., Смирнов А. В. Долгопериодная изменчивость потоков тепла, влаги и импульса в энергоактивных очагах Северной и Центральной Атлантики // XIII Международная конф. по пром. океанологии. — Калининград: Изд-во АтлантНИРО, 2005. — С. 100.
- Дубравин В. Ф., Педченко А. П. Долгопериодная изменчивость термохалинной структуры вод Балтийского моря и ее влияние на динамику запасов и промысел пелагических рыб // Вопросы промысловой океанологии. 2010. Вып. 7. № 2. С. 57–79.
- Дубравин В. Ф., Стонт Ж.И. Эволюции гидрометеорологических полей и потенциальной продуктивности вод Юго-Восточной Балтики // Материалы XV Конф. по пром. океанологии, посвященной 150-летию со дня рождения акад. Н.М. Книповича. — Калининград: Изд-во АтлантНИРО, 2011. — С. 114–116.
- Дубравин В. Ф., Стонт Ж. И. Гидрометеорологический режим, структура и циркуляция вод // Нефть и окружающая среда Калининградской области. — Т. II. Море / под ред. В.В. Сивкова (отв. редактор), Ю.С. Каджояна, О.Е. Пичужкиной, В.Н. Фельдмана. — Калининград: Терра Балтика, 2012а. — С. 69–106.

- Дубравин В. Ф., Стонт Ж. И. Изменчивость гидрометеорологических полей над Юго-Восточной Балтикой в 2004–2011 гг. // Изв. РГО. 20126. Т. 144, вып. 5. С. 37–48.
- Дубравин В. Ф., Стонт Ж. И., Гущин О.А. Долгопериодная изменчивость потоков тепла, влаги и импульса российского сектора Юго-Восточной Балтики // Наука и образование в России: история и современное состояние. — СПб.: BBM, 2010а. — С. 794–801.
- Дубравин В. Ф., Стонт Ж. И., Гущин О.А. Эволюции суточного хода гидрометеорологических элементов над Юго-Восточной Балтикой // Известия КГТУ. — № 17. — Калининград: Изд-во КГТУ, 2010б. — С. 20–24.
- Дубравин В. Ф., Стонт Ж. И., Гущин О.А. Пространственно временная изменчивость гидрометеорологических полей Юго-Восточной Балтики // Известия КГТУ. — № 19. — Калининград: Изд-во КГТУ, 2010в. — С. 234–241.
- Дубравин В. Ф., Стонт Ж.И., Дорохова Е.В. Водный баланс Балтийского моря и его долгопериодная изменчивость // Сб. материалов XII Международного экологического форума «День Балтийского моря». — СПб.: Цветпринт, 2011. — С. 48–50.
- Дубравин В. Ф., Стонт Ж. И., Маслянкин Г. Е. Пространственно-временная структура гидрометеорологических полей над Юго-Восточной Балтикой // XIV съезд РГО: Сб. науч. работ. Кн. 4, ч. 1. СПб., 2010. С. 71–75.
- Дуванин А.И. Изменчивость течений в связи с колебаниями интенсивности циркуляции атмосферы северной части Атлантического океана // Метеорология и гидрология. 1949. Вып. 2. С. 131–137.
- *Дуванин А.И.* Приливы в море. Л.: Гидрометеоиздат, 1960. 390 с.
- Дуванин А.И. О модели взаимодействия между макропроцессами в океане и атмосфере // Океанология. 1968. Т. 8, вып. 4. С. 571–580.
- Дуванин А.И. Взаимодействие между макропроцессами в океане и атмосфере // Взаимодействие океана с окружающей средой. М.: Изд-во МГУ, 1983. С. 155–167.
- Дугинов В.И. Использование характеристик солнечной активности в гидрометеорологических исследованиях // Тр. ГГО. — 1976. — Вып. 378. — С. 80–89.
- *Есюкова Е.Е.* Пространственная структура и внутригодовая изменчивость горизонтального обмена в Балтийском море: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Калининград, 2009. 25 с.
- Ижевский Г.К. Системная основа прогнозирования океанологических условий и воспроизводства промысловых рыб. М., 1964. 165 с.
- Изменчивость физических полей в атмосфере над океаном. М.: Наука, 1983. 168 с.
- Каменкович В. М., Кошляков М. Н., Монин А. С. Синоптические вихри в океане. — Л.: Гидрометеоиздат, 1982. — 264 с.
- Карклин В. П. Полугодовые колебания среднего уровня в Атлантическом океане и их причины // Океанология. — 1967. — Т. VII, вып. 6. — С. 987–996.

- Карпова И. П., Суставов Ю. В., Николаев Д.А. Использование приемов экстраполяции временных рядов в методах сверхдолгосрочного прогнозирования // Тр. ЛГМИ. 1991. Вып. 112. С. 38–50.
- Кац С.А. Пространственные и пространственно-временные связи аномалий температуры поверхности воды Северной Атлантики по данным кораблей погоды // Тр. ГОИН. 1974. Вып. 120. С. 100–113.
- Кислов А.В. Климат в прошлом, настоящем и будущем. М.: МАИК «Наука/ Интерпериодика», 2001. — 351 с.
- Китайгородский С.А. Физика взаимодействия атмосферы и океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. — 284 с.
- Китайгородский С.А., Кузнецов О.А., Панин Г.Н. О коэффициентах сопротивления, теплообмена и испарения над морской поверхностью в атмосфере // Изв. АН СССР. ФАО. — 1973. — Т. IX — № 11. — С. 1135–1141.
- Клиге Р.К. Изменения глобального водообмена. М.: Наука, 1985. 247 с.
- Климатический и гидрологический атлас Балтийского моря. М.: Гидрометеоиздат, 1957. — 106 с.
- Коваленко В.Д. Гелиоэнергетическая теория изменчивости климата и космическое будущее планеты Земля // Тр. ЗСРНИГМИ. — М.: Гидрометеоиздат, 1990. — Вып. 93. — С. 33–58.
- Кондратович К.В. О прогнозе климата в Атлантико-Европейском секторе // Тр. ЛГМИ. — 1991. — Вып. 112. — С. 16–26.
- Корт В. Г. О крупномасштабном взаимодействии океана и атмосферы (на примере северной части Тихого океана) // Океанология. — 1970. — Т. 10, вып. 2. — С. 222–239.
- Корт В.Г. Крупномасштабное взаимодействие вод Северной Атлантики с атмосферой // Океанология. — 1976. — Т. 16, вып. 4. — С. 565–570.
- Кудерский С.К. Влияние геофизических сил на изменчивость гидрометеорологических условий в промысловых районах Восточной Атлантики // Сырьевые рыбохозяйственные исследования в Атлантическом и южной части Тихого океана. — Калининград: Изд-во АтлантНИРО, 1993. — С. 51–61.
- Куимова Л. Н., Шерстянкин П. П. О вкладе двойного цикла Сатурна в изменения среднегодовых температур воздуха на Байкале и их прогноз до 2030 г. // Системы контроля окружающей среды: Сб. науч. тр.: Вып. 16: Межд. науч.-технич. семинар «Системы контроля окружающей среды-2011», 12–16 сентября 2011 г., МГИ НАНУ, г. Севастополь / НАН Украины, МГИ. Севастополь, 2011. С. 70–78.
- *Лазаренко Н.Н.* Колебания уровня Балтийского моря // Тр. ГОИН. 1961. Вып. 65. С. 39–127.
- *Лаппо С. С.* Среднемасштабные динамические процессы океана, возбуждаемые атмосферой. М.: Наука, 1979. 181 с.
- Лаппо С. С., Гулев С. К., Рождественский А.Е. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные области Мирового океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. — 336 с.

- *Латухов С.В., Слепцов-Шевлевич Б.А.* Ледовые условия судоходства в западном регионе Арктики. СПБ.: Элмор, 1995. 148 с.
- Леонов Е.А. О нестационарности стока и возможных путях его изучения // Расчеты и прогнозы гидрологических характеристик. — Л.: ЛГМИ, 1989. — С. 52–60.
- *Леонов Е.А.* Космос и сверхдолгосрочный гидрологический прогноз. СПб.: Алетейя: Наука, 2010. 352 с.
- *Логинов В. Ф.* О природе полувекового цикла в тропосфере // Тр. ГГО. 1969. Вып. 245. С. 25–30.
- *Логинов В.Ф.* О причинах современных изменений климата // Тр. ГГО. 1971. Вып. 274. С. 49–56.
- *Логинов В.Ф.* Тропосферные индексы солнечной активности // Тр. ГГО. 1974. Вып. 316. С. 43–56.
- *Максимов И.В.* Геофизические силы и воды океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 447 с.
- Мамаев О. И. О пространственно-временных масштабах океанских и атмосферных процессов // Океанология. — 1995. — Т. 35. — № 6. — С. 805–808.
- *Мамаев О.И.* Физическая океанография: Изб. тр. М.: Изд-во ВНИРО, 2000. 364 с.
- Масагутов Т.Ф. Расчет вертикальных турбулентных потоков в приводном слое атмосферы над океаном в тропических широтах // Метеорология и гидрология. — 1981. — № 12. — С. 61–68.
- *Микульский 3*. Водный баланс Балтийского моря // Водный баланс. 1974. № 5. С. 3–14.
- *Мировой* водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 638 с.
- *Михайлова Н.И.* Циклические колебания температуры воздуха и ритмы планет // Тр. ГГО. 1979. Вып. 428. С. 47–54.
- Монин А.С. Прогноз погоды как задача физики. М.: Наука, 1969. 184 с.
- *Монин А.С.* Влияние планет на климат Земли // Глобальные изменения природной среды. — М.: Научный мир: МГУ, 2000. — С. 122–128.
- Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 262 с.
- Мониторинг термохалинного деятельного слоя Балтийского моря / В.Ф. Дубравин, Г.Е. Маслянкин, А.П. Педченко, Ж.И. Стонт // Сб. материалов XI Международного экологического форума «День Балтийского моря». СПб.: Макси-Принт, 2010. — С. 157–158.
- Морской гидрометеорологический ежегодник: Балтийское море. Т. 1 (за 1950–1989 гг.). Л., 1960–1990.
- Нигматулин Р.И., Вакуленко Н.В., Сонечкин Д.М. Глобальное потепление в реальности и в климатических моделях [Электрон. ресурс] / Межд. конф., посвященная памяти академика А.М. Обухова «Турбулентность, динамика атмосферы и климата», 13–16 мая 2013 г. — Режим доступа: http://www. ocean.ru/index2.php

- Общие закономерности изменчивости гидрометеорологического режима Балтийского и Белого морей / А.И. Смирнова, Ф.С. Терзиев, М.О. Арсенчук, Н.П. Яковлева // Метеорология и гидрология. — 2000. — № 11. — С. 62–72.
- *Озмидов Р. В.* О некоторых особенностях энергетического спектра океанической турбулентности // ДАН СССР. 1965. Т. 2161. № 4. С. 828–832.
- Оль А. И. Возмущенность магнитного поля Земли и ее изменения в 11-летнем цикле // Тр. ГГО. 1969а. Вып. 245. С. 35–48.
- Оль А.И. Индексы возмущенности магнитного поля Земли и их гелиогеофизическое значение // Тр. ААНИИ. 19696. Т. 289. С. 5–23.
- *Оль А.И.* Проявление 22-летнего цикла солнечной активности в климате Земли // Тр. ААНИИ. — 1969в. — Т. 289. — С. 116–132.
- *О расчете* коэффициентов тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой / В. В. Ефимов, Н.А. Тимофеев, Е. Н. Сычев, И. В. Куржеевский // Изв. АН СССР. ФАО. 1985. Т. 21. № 7. С. 664–667.
- *О расчете* среднемесячных значений потоков тепла и влаги над океаном / Н.З. Ариель, Р.С. Бортковский, Э.К. Бютнер, Н.В. Кучеров, Л.А. Строкина // Метеорология и гидрология. — 1973. — № 5. — С. 3–11.
- Павельев С.В., Павельева З.С. Цикличность солнечной активности // Тр. ГГО. 1965. Вып. 181. С. 92–109.
- Покровская Т.В. О солнечной природе 7–8-летних циклов // Тр. ГГО. 1976. Вып. 378. С. 46–52.
- Пространно-временная изменчивость испарения Северной и Центральной Атлантики / В.Ф. Дубравин, Л.И. Казачкина, С.Е. Навроцкая, А.В. Смирнов // VI Всероссийский гидрологический съезд. — Т. 5: Доклады. Ч 1: Метеоагентство Росгидромета. — М., 2006. —С. 201–206.
- Радиолокационные исследования летних ливневых осадков в районе Камагуэйского метеорологического полигона / Е. Амадор, Х.К. Антунья, Л. Батиста, Г.А. Медвелев, Р.П. Тычина // Тропическая метеорология: Труды третьего международного симпозиума. — Л.: Гидрометеоиздат, 1987. — С 539–545.
- Радикевич В. М. Опыт применения новой методики расчета составляющих теплового баланса к Северной части Атлантического океана // Тр. ЛГМИ. — 1965. — Вып. 20. — С. 169–182.
- *Радикевич В.М.* О расчете потоков тепла, влаги и количества движения // Океанология. 1970а. Т. Х, вып. 5. С. 878–882.
- Радикевич В. М. Основные причины изменений сезонных величин турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарения в Северной Атлантике // Тр. ЛГМИ. — 1970б. — Вып. 32. — С. 76–80.
- Расчет атмосферных осадков и испарения на акватории Балтийского моря за 1951–1970 гг. / И.Я. Арсеньева, А.В. Завилович, Ю.Д. Михайлов, Л.А. Строкина, Г.И. Щевелева // Тр. ГОИН. — 1978. — Вып. 147. — С. 82–102.
- Рева Ю.А. Межгодовые колебания Черного моря // Океанология. 1997. Т. 37. № 2. С. 211–219.
- Ривин Ю.Р. Циклы Земли и Солнца. М.: Наука, 1989. 165 с.

- Риль Г. Тропическая метеорология. М.: Ин. лит., 1963. 366 с.
- Роль Г.У. Физика атмосферных процессов над морем. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 399 с.
- Романов Ю.А. Некоторые выводы из гармонического анализа полей результирующего ветра и давления над Индийским океаном // Океанологические исследования. 1975. Вып. 24. С. 109–138.

Рубашев Б. М. Проблемы солнечной активности. — М.; Л.: Наука, 1964. — 362 с.

- Самойленко В.С. Формирование температурного режима морей. М.: Гидрометеоиздат, 1959. 144 с.
- Серяков Е.И. Расчет составляющих теплового баланса поверхности Северной Атлантики за короткие промежутки времени по материалам массовых наблюдений // Тр. ЛГМИ. — 1967. — Вып. 24. — С. 42–53.
- Серяков Е.И., Гулов О.А. Многолетние колебания температуры воды на поверхности в Северной Атлантике // Тр. ЛГМИ. 1970. Вып. 41. С. 34–44.
- Сидоренков Н.С. Неправильности вращения Земли как возможные показатели глобального водообмена // Метеорология и гидрология. — 1980. — № 5. — С. 52–59.
- Сидоренков Н.С. Физика среднегодовой зональной циркуляции атмосферы // Тр. ГМЦ СССР. 1991. Вып. 316. С. 3–18.
- Сидоренков Н.С. Планетарные атмосферные процессы // Атлас временных природных, антропогенных и социальных процессов. — Т. 2: Циклическая динамика в природе и обществе. — М.: Научный мир, 1998. — С. 274–277.
- Сидоренков Н.С. Физика нестабильностей вращения Земли. М.: Физматлит, 2002. С. 384.
- Сидоренков Н.С. Нестабильность вращения Земли 13-01-2009 [Электрон. ресурс]. — Режим доступа: http://oko-planet.su /science/scienceclassic
- Слепцов-Шевлевич Б.А. Геофизические основы морских гидрофизических прогнозов. — М.: Мортехинформреклама, 1991. — 103 с.
- Смирнов А.Н., Смирнов Н.П. Колебания климата и биота Северной Атлантики. — СПб.: Изд-во РГГМУ, 1998. — 150 с.
- Смирнов Н.П. Солнечная деятельность и Гольфстрим («Одиннадцатилетний» цикл солнечной активности и Гольфстрим) // Мат. рыбохоз. исследований Северного бассейна. Вып. 10. Мурманск, 1967. С. 70–82.
- Смирнов Н.П., Саруханян Э.И. К изучению нутационной вариации деятельности системы Гольфстрим // Океанология. — 1965. — Т. 5. — Вып. 6. — С. 959–968.
- Смирнов Н. П., Воробъев В. Н., Качанов С. Ю. Северо-Атлантическое колебание и климат. СПб.: Изд-во РГГМУ, 1998. 122 с.
- Смирнова А.И., Булаева В.М. О методах расчета турбулентных потоков тепла и влаги над океанами для различных интервалов осреднения // Тр. ГОИН. — 1974. — Вып. 120. — С. 161–170.
- Смирнова А.И., Минина Н.И. Водообмен между Балтийским и Северным морями // Гидрометеорологические условия. Проект «Моря СССР». — Т. III. Балтийское море. Вып. 1. — СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. — С. 214–230.

- Современные движения земной коры Ладого-Онежского региона по данным спутниковых и наземных измерений / О.Н. Галаганов, В.Л. Горшков, Т.В. Гусева и др. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 2. С. 130–136.
- Соскин И.М. Многолетние изменения гидрологических характеристик Балтийского моря. — Л.: Гидрометеоиздат, 1963. — 160 с.
- Соскин И.М. Взаимосвязь между изменчивостью теплового состояния поверхностных вод Северной Атлантики и некоторыми показателями атмосферной циркуляции // Тр. ГОИН. — 1972. — Вып. 114. — С. 3–43.
- Старков В.Н. Экология ближнего космоса (терминология): Справ. пособ. СПб.: Изд-во СОЛО, 2010. 120 с.
- Статистический анализ многолетних рядов температуры воды на поверхности в северных частях Атлантического и Тихого океанов / С.С. Лаппо, К.П. Беляев, А.Г. Музыченко, К.М. Селеменов // Гидрометеорологические закономерности формирования среднеширотных энергоактивных областей Мирового океана. — Ч. 2. — М.: Гидрометеоиздат, 1986. — С. 10–22.
- *Степанов В. Н.* Океаносфера. М.: Мысль, 1983. 270 с.
- Стонт Ж.И. К вопросу о местном ветре // Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия национального парка «Куршская коса»: Сб. научн. ст. — Вып. 3. — Калининград: Изд-во РГУ им. И. Канта, 2005. — С. 192–210.
- Строкина Л.А. Тепловой баланс поверхности океанов. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 447 с.
- Строкина Л.А., Хрол В.П. Пресноводный баланс Мирового океана. Испарение // Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — С. 544–551.
- Суставов Ю.В. Структура изменчивости тепловых процессов в Атлантическом океане и ее пространственное районирование по спектральным составляющим // Тр. ЛГМИ. 1991. Вып. 112. С. 6–16.
- Суставов Ю.В., Альтшулер В.М. Водообмен Балтийского моря с Северным и его основные компоненты // Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Экосистема и ее компоненты. — Вып. 1. — Л.: Гидрометеоиздат, 1983. — С. 45–61.
- Суховей В.Ф. Изменчивость гидрологических условий Атлантического океана. — Киев: Наукова думка, 1977. — 215 с.
- *Тимонов В.В.* Очаги взаимодействия океана и атмосферы // Тр. ЛГМИ. 1970. Вып. 32. С. 69–75.
- Тимонов В.В., Смирнова А.И., Непоп К.И. Об очагах взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике // Океанология. — 1970. — Т. Х, вып. 5. — С. 878-882.
- *Тимофеев Н.А.* Радиационный режим океанов. Киев: Наукова думка, 1983. 248 с.

- Титов В.Б. Оценка вкладов разномасштабной временной изменчивости температуры воды и воздуха в северо-восточной части Черного моря // Метеорология и гидрология. 2009. № 5. С. 79–85.
- *Тихий* океан. Т. 1. Метеорологические условия над Тихим океаном / отв. ред. В.С. Самойленко. М.: Наука, 1966. 396 с.
- Угрюмов А.И. Квазидвухлетняя цикличность весенне-летней циркуляции атмосферы // Тр. ГМЦ СССР. 1971. Вып. 77. 82 с.
- Угрюмов А.И. О крупномасштабных колебаниях температуры поверхности воды в Северной Атлантике // Метеорология и гидрология. — 1973. — № 5. — С. 12–22.
- Федоров К.Н. О причинах полугодовой периодичности в атмосферных и океанических процессах // Изв. АН СССР, сер. Геогр. — 1959. — № 4. — С. 17–26.
- Федосов В. М., Зайцев Г. Н. Водный баланс и химический режим Балтийского моря и его заливов // Тр. ВНИРО. 1960. Т. 42. С. 7—14.
- Хокансон Л. Физическая география Балтики. Урок 1: Балтийское море и окружающая среда. М.: Гидрометеоиздат, 1996. 35 с.
- Хргиан А.Х. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. 647 с.
- Хромов С. П. Метеорология и климатология для географических факультетов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1968. — 491 с.
- Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 568 с.
- Хулфер П. Балтика маленькое море. Большие проблемы. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. — 136 с.
- Цветков А.В., Логинов В.Ф. Долгопериодные колебания температуры воды поверхности Мирового океана // Тр. ГГО. — 1990. — Вып. 531. — С. 31–37.
- Цыганов В.Ф. Анализ потеплений тропиков восточной части Тихого океана в зависимости от приливных сил // Сырьевые рыбохозяйственные исследования в Атлантическом и южной части Тихого океана. Калининград: Изд-во АтлантНИРО, 1993. С. 33–55.
- *Чепмен С., Линдзен Р.* Атмосферные приливы. Термические и гравитационные. — М.: Мир, 1972. — 295 с.
- Чубаренко И.П., Баудлер Х. Холодные интрузии в промежуточный слой: физика Байкала в условиях ХПС Балтики // Абстр. XII междунар. научно-техн. конф. «Современные методы и средства океанологических исследований». Москва, ИОРАН, 24–25 ноября 2011 г. — Т. 1. — М., 2011 — С. 54–58.
- Шокальский Ю. М. Океанография. Петроград, 1917 (2-е издание Л.: Гидрометеоиздат, 1959. — 537 с.).
- Шулейкин В.В. Перенос тепла течениями в замкнутом цикле Северной Атлантики // Изв. АН СССР. Сер. Геофиз. — 1964. — № 2. — С. 264.
- Шулейкин В.В. Связь между климатом Европы и переносом тепла в Атлантике // Изв. АН СССР. ФАО. — 1968а. — Т. IV — № 3. — С. 243–261.
- Шулейкин В.В. Физика моря. М.: АН СССР, 19686. 1084 с.
- Экстремальные значения уровня у побережья и в устьях рек Балтийского моря: Таблицы. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 70 с.

- Яани А., Белязо В.А. О многолетних колебаниях водности крупных озер и их планетарно-космических причинах (на примере Чудско-Псковского озера): Тез. докл. VI Всероссийского гидрологического съезда. Секция 5. Гидрофизические явления и процессы. Формирование и изменчивость речного стока. Гидрологические и водохозяйственные расчеты. — СПб.: Гидрометеоиздат. — С. 54–55.
- Янес А.В. Об изменении интенсивности Атлантического течения в районе Фареро-Шетландского пролива // Тр. ААНИИ. 1972. Т. 306. С. 61–77.
- Янес А.В. Межгодовая изменчивость термохалинного состояния вод Фареро-Шетландского пролива и водообмена через него // Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне. — Л.: Гидрометеоиздат, 1989. — С. 100–107.
- A Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set / S. D. Woodruff, R. J. Slutz, R. L. Jenne, P. M. Steurer // Bulletin American Meteor. Soc. — 1987. — Vol. 68. — P. 1239– 1250.
- Andersson P. Total and regional Runoff to the Baltic Sea. HELCOM Indicator Fact Sheets 2009 [Электрон. ресурс]. — Режим доступа: http://www.helcom.fi/ environment2/ifs/en GB/cover/
- Blanc T. V. Variation of Bulk-Derived Surface Flux, Stability, and Roughness Results Due to the of Different Transfer Coeffcient Schemes // J. Phys. Oceanogr. — 1985. — Vol. 15. — № 6. — P. 650–669.
- Brogmus W. Eine Rewision des Wasserhaushaltes der Ostsee. Kieler Meeresforschungen. — 1952. — Bd. 9. — H. 1. — S. 15–42.
- Buch E. Seasonal and year to year variations of the West Greenland waters in recent years // Rit Fiskideildar J. of the Marine Reserch institute. Vol. IX. Ray-kjavik, 1985. P. 141–151.
- *Characteristics* of temperature in the East China Sea / I. Kaneko, Y. Takatsuki, T. Tashiro, X. Sun // The Oceanogr. Mag. JMA. — 1994. — Vol. 44. — № 1–2, March. — P. 45–57.
- *Chubarenko I., Demchenko N.* On contribution of horizontal and intra-layer convection to the formation of the Baltic Sea cold intermediate layer // Ocean Sci. 2010. Vol. 6 (1). P. 285–299.
- *Chubarenko I., Tchepikova I.* Modelling of man-made contribution to salinity increase into the Vistula Lagoon (Baltic Sea) // J. Ecol. Modelling. 2001. Vol. 138 (1–3). P. 87–100.
- *Cyberski J.* Recently observed and prognostic changes in water balance and their impact on the salinity in the Baltic Sea. Gdansk, 1995. 210 p.
- Cyberski J., Wroblewski A. Riverine water inflow and the Baltic Sea water volume 1901– 1990 // Hydrology and Earth System Sciences. — 2000. — Vol. 4. — № 1. — P. 1–11.
- *Gulev S. K.* Climatologically Significant Effects of Space-Time Averaging in the North Atlantic Sea-Air Heat Flux Fields // J. of Climate. 1997. Vol. 10. № 11. P. 2743–2763.

- Dubravin V.F., Stont Zh. I., Dorokhova E. V. Longtime variability of hydrometeorological fields in the eastern part of Gdansk basin // 2012 IEEE/OES Baltic International Symposium (BALTIC). May 8–11, 2012. — Klaipeda, 2012. — P. 1–7.
- Dubravin V.F., Stont J.I., Goushchin O.A. The spatiel-temporal variability of the hydrometeorology fields of southeast Baltic // 2<sup>nd</sup> Baltic Green Belt Forum. Toward sustainable development of the Baltic Sea coast. Conference proceedings. 13–16.04.2010 Palanga. — Klaipeda, 2010. — P. 242–246.
- *Eltahir E.A.B.* El Nino end the natural variability in the flow of the Nile River // Water Resour. Res. 1996. Vol. 32. № 1. P. 131–137.
- Fischer H., Matthäus W. The importance of the Drogden Sill in the Sound for major Baltic inflows // J. Mar. Syst. 1996. № 9. P. 137—157.
- Hagen E., Feistel R. Climatic turning points and regime shifts in the Baltic Sea region: The Baltic winter index (WIBIX) 1659—2002 // Boreal Env. Res. — 2005. — Vol. 10. — № 3. — P. 211—224.
- Hansson D. Ocean Climate Variability over Recent Centuries Explored by Modelling the Baltic Sea. — Göteborg, 2009. — 57 р. — Режим доступа: http://hdl. handle.net/2077/20827
- *HELCOM*. Water balance of the Baltic Sea. Baltic Sea Environm. Proc. Vol. 16. 1986. 174 p.
- HELCOM. Climate change in the Baltic Sea area / HELCOM Stakeholder Conference on the Baltic Sea Action Plan. Helsinki, Finland, 7 March, 2006. — Helsinki, 2006. — 48 p.
- HELCOM. Atlas of the Baltic Sea. Helsinki, 2010. 189 p.
- Isemer H.-J., Hasse L. The Bunker climate atlas of the North Atlantic Ocean. Vol. 2. — Heidelberg; New York; Tokyo: Springer Verlag, 1987. — 252 p.
- Kushnir Y. Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric condition // J. Climate. 1994. Vol. 7. № 1. P. 141–157.
- Lazier J.R.N. Measurements from Instruments Moored in the Labrador Current 1978–1986 // IOC Technical Series 33. Vol. 4. UNESCO, 1988. P. 7–10.
- Long-Term and Seasonal Variation of the Sea Surface Temperature in the East China Sea / S. Shiraishi, T. Hinata, Y. Tomiyama e. a. // Umi to Sora (J. Mar. Met. Soc. Japan). — 1994. — Vol. 69. — № 4. — P. 245–256.
- Matthaeus W. The history of investigation of salt water inflows into the Baltic Sea from the early beginning to recent results [Электрон. ресурс] // Meereswiss. Ber. Warnemuende. — 2006. — Vol. 65. — Р. 1–73. — Режим доступа: www.io-warnemuende.de/documents/mebe65\_2006.pdf
- Matthäus W., Franck H. Characteristics of major Baltic inflows a statistical analysis // Continental Shelf Res. — 1992. — Vol. 12. — P. 1375–1400.
- Meier H.E.M., Doscher R. Simulated water and heat cycles of the Baltic Sea using a 3D coupled atmosphere-ice-ocean model // Boreal. Env. Res. — 2002. — Vol. 7. — P. 327–334.
- Mikulski Z. River inflow to the Baltic Sea 1921–1975. Polish Acad. Sci. / Polish National Committee IHP UNESCO. — Warsaw, 1982.

- *Omstedt A.* Baltic Sea marine system: In introduction. Göteborg: University of Gothenburg, 2009. 37 p.
- *Omstedt A., Nohr C.* Calculating the water and heat balances of the Baltic Sea using ocean modelling and available meteorological, hydrological and ocean data // Tellus. 2004. Vol. 5A. P. 400–414.
- Plaut G., Ghil M., Vautard R. Interannual and interdecadal variability in 335 years of Central England Temperature // Sciens. — 1995. — Vol. 268. — № 5 (5211). — P. 710–713.
- Polonsky A.B., Voskresenskaya E.N. The NAO and ENSO Teleconnection // TOGA notes. 1992. № 6. P. 10–11.
- Richter K.-G., Ebel M. Analysis of runoff for the Baltic basin with an integrated Atmospheric-Ocean-Hydrology Model // Advances in Geosciences. — 2006. — № 9. — P. 31–37.
- State and Evolution of the Baltic Sea, 1952—2005. A Detailed 50-Year Survey of Meteorology and Climate, Physics, Chemistry, Biology, and Marine Environment / ed. by R. Feistel, G. Nausch, N. Wasmund. — 2008.
- The Baltic Sea 1994 Consequences of the Hot Summer and Inflow Events / D. Nehring, W. Matthaus, H.-U. Lass, G. Nausch, K. Nagel // Dt. hydrogr. Z. — 1995. — Vol. 47. — № 2. — P. 131–144.
- *Van Aken H. M.* The Oceanic Thermohaline Circulation: An Introduction. Springer, 2006. 328 p.
- Woods J.D. Do waves limit turbulent diffusion in the ocean. // Nature. 1980. Vol. 288. № 5788. P. 219–224.
- www.io-warnemuende.de

www.rp5.ru

```
ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS
```

## Список сокращений

АГМС	автоматическая гидрометео-	С	север
	рологическая станция	САК	Северо-Атлантическое
ВГИ	нерегулярная внутригодовая		колебание
	изменчивость (компонента	СезХ	регулярный сезонный
	временного ряда)		ход (компонента времен-
BM	водная масса		ного ряда)
В	восток	СИ	межсуточная (синопти-
ВЗК	внутритропическая зона кон-		ческая) изменчивость
	вергенции		(компонента временного
ВСИ	нерегулярная внутрисуточ-		ряда)
	ная изменчивость (компонен-	CB	северо-восток
	та временного ряда)	CB	структура вод
ГМО	гидрометеорологическая об-	C3	северо-запад
	серватория	C3	структурная зона
ДП	долгопериодная (низкочастот-	CCB	северо-северо-восток
	ная) временная изменчивость	CC3	северо-северо-запад
ИР	исходный временной ряд	CX	регулярный суточный
BCB	восток-северо-восток		ход (компонента времен-
МГИ	межгодовая изменчивость		ного ряда)
	(компонента временного ря-	УСВЗ	угловая скорость су-
	да)		точного вращения
ГлБ	глубинная водная масса Бал-		Земли
	тийского моря	ЭАО	энергоактивная область
3	запад		(очаг)
3ЮЗ	запад-юго-запад	Ю	ЮГ
КП	короткопериодная (высоко-	ЮВ	юго-восток
	частотная) временная измен-	ЮЗ	юго-запад
	ЧИВОСТЬ	ЮЮВ	юго-юго-восток
МАСП (Д-6)	морская ледостойкая стацио-	ЮЮЗ	юго-юго-запад
	нарная платформа (Д-6)	Α	амплитуда волны (гар-
ПовБ	поверхностная водная масса		моники)
	Балтийского моря	Azo	Азорские о-ва
ППОСЛиС	потенциал приливообразую-	В	величина водного балан-
	щих сил Луны и Солнца		са моря

$B_{0}$	величина пресноводного баланса моря
B01	Ботнический залив (райони-
DOI	рование Балтийского моря
	no (State and Evolution
	9008))
BU3	море Кварк (районирование
<b>D</b> 02	Балтийского моря но (State
	and Evolution 9008))
<b>D</b> 02	
<b>B</b> 03	рование Балтийского моря
	vo (State and Evolution
	2008))
B04	Аландское море (райони-
	рование Балтийского моря
	по (State and Evolution,
	2008))
B05	Финский залив (райониро-
	вание Балтийского моря
	по (State and Evolution,
	2008))
B06	Рижский залив (райониро-
	вание Балтийского моря
	по (State and Evolution ,
	2008))
B07	Северная Балтика (райони-
	рование Балтийского моря
	по (State and Evolution ,
	2008))
B08	Центральная Балтика (райо-
	нирование Балтийского мо-
	ря по (State and Evolution ,
	2008))
B09	Юго-Восточная Балтика
	(районирование Балтийско-
	го моря по (State and Evolu-
	tion , 2008))
B10	Южная Балтика (райониро-
	вание Балтийского моря по
	(State and Evolution, 2008))
B11	Западная Балтика (райони-
	рование Балтийского моря
	по (State and Evolution ,
	2008))

BSH/DOD	Немецкий центр океаногра-
(M49)	фических данных
(NH2)	чических данных когерентность (параметр
C	коссрентность (параметр
C	
L	индекс циркуляции атмо-
	сферы (меридиональный
C	перенос)
$\mathcal{L}_{E}$	коэффициент обмена влагой
COADS	A Comprehensive Ocean-At-
-	mosphere Data Set
$C_{T}$	коэффициент обмена теплом
$C_p$	удельная теплоемкость
	воздуха при постоянном
	давлении
c (t)	нерегулярная внутрисуточ-
	ная изменчивость (компо-
	нента временного ряда —
	ВСИ)
d (t)	регулярный суточный ход
	(компонента временного ря-
	да — СХ)
Ε	индекс циркуляции атмо-
	сферы (восточный перенос)
e	упругость водяного пара
	максимальная упругость
0	водяного пара при темпера-
	туре воды Т
Eawind	результирующий перенос
-1	массы воздуха в экваториаль-
	ной стратосфере (эквато-
	пол стратосфере (оквато
$\rho(t)$	межсутоциза (синоптицеская)
0 (1)	изменцирость (компонента
	PREMEHUOFO DG 42 CM
Fu	испарение
Ev Ev Dr	
LV - FI	эффективное испарение
	(разность испарение минус
f	
J	относительная влажность
C	воздуха
J F(i)	фаза (параметр кросспектра)
F (t)	межгодовая изменчивость
	(компонента временного ря-
	да — МГИ)

Gib	Гибралтар	$R_{\Sigma}$
h	уровень моря	S
«I»	точка корабля погоды	S
Ice	Исландия	
«J»	точка корабля погоды	$S_0$
«K»	точка корабля погоды	S (t)
L	масштаб пространственный	
L	удельная (скрытая) теплота	
	парообразования	Т
Р	длительность эталонных	
	суток 86 400 с	Т
$P_0$	атмосферное давление на	Т
0	уровне моря	
Pr	атмосферные осадки	$T_{a}$
Pr – Ev	эффективное осадки (раз-	$T_{d}^{u}$
	ность осадков и испаре-	T <sub>max</sub>
	ния)	mux
PSU	The Practical Salinity Scale —	Tr
	практическая шкала соле-	$T_{\dots}$
	ности	Ű
Q	поток суммарного (виртуаль-	
	ного) тепла (сумма явного и	
	скрытого тепла)	
q	квота волны (вклад данной	U
	гармоники в общую диспер-	
	сию суточного или сезонно-	V
	го хода)	
$Q_{om}$	отток вод из Балтики через	W
0111	Датские проливы	
$Q_{nn}$	приток вод в Балтику через	W
np	Датские проливы	
$Q_{_E}$	поток влаги (скрытого тепла)	W
$Q_{_H}$	поток явного тепла	$W_{II}$
$Q_{Pr}$	тепло, используемый атмо-	-
	сферой	$W_{V}$
$Q_{\Sigma}$	результирующий водообмен	
-	(разность между притоком и	X (t)
	оттоком вод через Датские	
	проливы)	<u>x (t)</u>
$Q_{\Sigma}$	остаточное тепло (разность	
	между суммарным теплом	
	и теплом, используемым ат-	x*(t)
	мосферой)	

r коэффициент корреляции чивость — ДП

$R_{\Sigma}$	суммарный речной сток
S	соленость морской воды
S	спектр мощности (параметр
	кросспектра)
$S_{0}$	площадь акватории
S (t)	регулярный сезонный ход
	(компонента временного ря-
	да — СезХ)
Т	период (параметр кросспек-
	тра)
Т	масштаб временной
Т	действительная длитель-
	ность земных суток
$T_{a}$	температура воздуха
$T_{d}$	температура точки росы
$T_{max}$	дата наступления максиму-
	ма волны (гармоники)
Tr	линейный тренд
$T_w$	температуры воды
U	результирующий перенос
	массы воздуха в экваториаль-
	ной стратосфере (эквато-
	риальный перенос)
U	составляющая скорости те-
	чения на параллель
V	составляющая скорости те-
	чения на меридиан
W	индекс циркуляции атмо-
	сферы (западный перенос)
W	солнечная активность, чис-
	ла Вольфа
W	скорость ветра
$W_{_U}$	составляющая скорости ве-
	тра на параллель
$W_{V}$	составляющая скорости ве-
	тра на меридиан
X (t)	исходный временной ряд —
()	ИР
<u>x (</u> t)	короткопериодная (высо-
	кочастотная) временная
*(-)	изменчивость — КП
x^(t)	долгопериодная (низкоча-
	стотная) временная измен-

- ε(t) нерегулярная внутригодовая изменчивость (компонента временного ряда — ВГИ)
- Δσ<sup>2</sup> дисперсия временного ряда с нарастанием
- и безразмерная величина, равная отношению откло-

нения действительной длительности земных суток Tот эталонной P = 86400 с к длительности эталонных суток P

- $\rho$  плотность воздуха
- $\sigma^2$  дисперсия временного ряда
- τ сдвиг корреляционной функции (мес., год)

## Список рисунков

- Рис. 1. Масштабы пространственной и временной изменчивости климатической системы Земли: *I* — Озмидов (1965); *II* — Каменкович и др. (1982); *III* — Монин (1969); *IV* — Груза и Ранькова (1980) (Дубравин, 2013в).
- Рис. 2. Области пространственных и временных масштабов различных физических процессов в океане: 1 мелкомасштабная турбулентность; 2 вертикальная микроструктура; 3 акустические волны; 4 капиллярные и поверхностные гравитационные волны; 5 внутренние волны; 6 инерционные колебания; 7 приливные колебания; 8 океанские вихри и волны Россби; 9 атмосферные синоптические процессы; 10 сезонные колебания; 11 главные океанические течения; 12 стратификация (Каменкович и др., 1982).
- Рис. 3. Пространственно-временная диаграмма процессов в атмосфере (вдоль линии AB) и океане (вдоль линии CD) по данным (Woods, 1980). Масштабы: *I* — микро; *II* — мезо; *III* — синоптический; *IV* — планетарный; *V* — климатический (Дубравин и др., 2010в).
- Рис. 4. Пространственно-временная диаграмма процессов в климатической системе Земли. Атмосферные процессы (вдоль линии *a*): *1* грозовые явления; *2* фронты; *3* циклоны; *4* длинные волны. Океанские процессы (вдоль линии *b*): *5* ветровые волны; *6* фронты; *7* синоптические вихри; *8* крупномасштабные круговороты, Эль-Ниньо, «память» верхних слоев океана; *9* глубинная циркуляция, цикл СО<sub>2</sub>, «память» глубинного океана; *10* экологические процессы на суше. Линии типичных скоростей *L*/*T*: *V*<sub>1</sub> = 10<sup>3</sup> см/с, *V*<sub>2</sub> = 30 см/с, *V*<sub>3</sub> = 0,3 см/с, *V*<sub>4</sub> = 3 × 10<sup>-3</sup> см/с, *V*<sub>5</sub> = 3 × 10<sup>-5</sup> см/с (характерная скорость апвеллинга). *L*<sub>1</sub>, *L*<sub>2</sub>, *L*<sub>3</sub> масштабы зон энергоснабжения океана; т<sub>1</sub>, т<sub>2</sub>, т<sub>3</sub> периоды полураспада трития, цезия-137, углерода-14 соответственно. Линия В граница ламинарного режима (Мамаев, 1995).
- Рис. 5. Районирование Балтийского моря по данным (State and Evolution ... , 2008).
- Рис. 6. Относительная доля дисперсии (с нарастанием) синоптической составляющей временной изменчивости скорости ветра *W* (м/с) в Арконе (1991–2005 гг.) и на МЛСП Д-6 (2004–2011 гг.) (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008; Дубравин, Стонт, 2012).

- Рис. 7. Относительная доля дисперсии (с нарастанием) синоптической составляющей временной изменчивости уровня моря *h* (см) в Гесере (1990– 2005 гг.), Киле (1990–2005 гг.) и Травемюнде (1992–2005 гг.) (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 8. Дисперсия (с нарастанием) составляющих временной изменчивости уровня моря *h* (см) в Гесере (1892–2005 гг.) (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 9. Относительная доля дисперсии (с нарастанием) составляющих временной изменчивости уровня моря *h* (см) в Гесере (1892–2005 гг.) (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 10. Относительная доля дисперсии (с нарастанием) коротко- и долгопериодной составляющих изменчивости уровня моря *h* (см) в Гесере (1892–2005 гг.) (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 11. Пошаговые разности относительной доли общей дисперсии (с нарастанием) и ее коротко- и долгопериодной составляющих изменчивости уровня моря *h* (см) в Хорнбеке (1891–2005 гг.) (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008) (см. пояснения в тексте).
- Рис. 12. Пошаговые разности относительной доли общей дисперсии (с нарастанием) и ее коротко- и долгопериодной составляющих изменчивости уровня моря *h* (см) в Гесере (1892–2005 гг.) (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008) (см. пояснения в тексте).
- Рис. 13. Температура воды  $T_w$  (°С) на поверхности Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 14. Практическая соленость *S* (PSU) на поверхности Балтийского моря, средняя за 1900–2005 гг., по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 15. Температура воздуха *T<sub>a</sub>* (°C) в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., по данным (State and Evolution ... , 2008).
- Рис. 16. Температура точки росы  $T_d$  (°С) в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., по данным (State and Evolution ... , 2008).
- Рис. 17. Скорость ветра *W* (м/с) в Балтийском море, средняя за 1951–2000 гг., по данным (State and Evolution ... , 2008).
- Рис. 18. Атмосферное давление *P*<sub>0</sub> (гПа) в Балтийском море, среднее за 1951–2000 гг., по данным (State and Evolution ... , 2008).
- Рис. 19. Атмосферные осадки *Pr* (мм/год) на поверхности Балтийского моря, средние за 1951–2000 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Рис. 20. Потоки явного тепла  $Q_{_H}$  (Вт/м<sup>2</sup>) в Балтийском море, средние за 1951–2000 гг., рассчитанные по данным (State and Evolution ..., 2008), методика С. К. Гулева (Гулев, Украинский, 1989).
- Рис. 21. Потоки влаги (скрытого тепла)  $Q_E$  (Вт/м<sup>2</sup>) в Балтийском море, средние за 1951–2000 гг., рассчитанные по данным (State and Evolution ..., 2008), методика С. К. Гулева (Гулев, Украинский, 1989).

- Рис. 22. Потоки суммарного тепла *Q* (Вт/м<sup>2</sup>) в Балтийском море, средние за 1951–2000 гг., рассчитанные по данным (State and Evolution ..., 2008), методика С. К. Гулева (Гулев, Украинский, 1989).
- Рис. 23. Потоки используемого атмосферой Балтийского моря тепла  $Q_{pr}$  (Вт/м<sup>2</sup>), средние за 1951–2000 гг., рассчитанные по данным (State and Evolution ..., 2008), методика С. К. Гулева (Гулев, Украинский, 1989).
- Рис. 24. Потоки остаточного тепла  $Q_{\Sigma}$  (Вт/м<sup>2</sup>) в Балтийском море, средние за 1951–2000 гг., рассчитанные по данным (State and Evolution ..., 2008), методика С. К. Гулева (Гулев, Украинский, 1989).
- Рис. 25. Испарение *Ev* (мм/год) с поверхности Балтийского моря, среднее за 1951–2000 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Рис. 26. Осредненные за 2002–2012 гг. аномалии суточного хода температуры *T*<sub>w</sub> (°C) на ст. Дарсс Силл, рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Рис. 27. Осредненные за 2002–2013 гг. аномалии суточного хода температуры  $T_w$  (°C) на ст. Аркона Бэсин, рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Рис. 28. Осредненная за 2002–2013 гг. внутригодовая изменчивость аномалий регулярного суточного хода температуры  $T_w$  (°С) на ст. Аркона Бэсин горизонт 2 м (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Рис. 29. Осредненная за 2002–2013 гг. внутригодовая изменчивость удельного вклада и размаха регулярного суточного хода температуры  $T_w$  (°С) на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de): a 2 м; b 25 м; b 40 м (см. табл. 29).
- Рис. 30. Осредненные за 2002–2012 гг. аномалии суточного хода солености *S* (PSU) на ст. Дарсс Силл, рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Рис. 31. Осредненные за 2002–2013 гг. аномалии суточного хода солености *S* (PSU) на ст. Аркона Бэсин, рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Рис. 32. Осредненная за 2002–2013 гг. внутригодовая изменчивость аномалий регулярного суточного хода солености *S* (PSU) на ст. Аркона Бэсин, горизонт 7 м (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.iowarnemuende.de).
- Рис. 33. Осредненная за 2002–2013 гг. внутригодовая изменчивость удельного вклада и размаха суточного хода солености *S* (PSU) на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de): *а* — 7 м; *б* — 25 м; *в* — 40 м (см. табл. 29).
- Рис. 34. Среднемноголетние аномалии суточного хода уровня *h* (см) в Южной Балтике (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (Chubarenko, Tchepikova, 2001; State and Evolution ... , 2008) (Дубравин, 2013б).
- Рис. 35. Осредненная за 1892–2005 гг. внутригодовая изменчивость регулярного суточного хода уровня *h* (см) в Гесере, рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).

- Рис. 36. Осредненная за 1892–2005 гг. внутригодовая изменчивость удельного вклада и размаха суточного хода уровня *h* (см) на ст. Гесер (ежечасные наблюдения), рассчитано по (State and Evolution ... , 2008).
- Рис. 37. Осредненные за 2002–2013 гг. аномалии суточного хода метеоэлементов на ст. Дарсс Силл, рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Рис. 38. Осредненные за 2002–2013 гг. аномалии суточного хода метеоэлементов на ст. Аркона Бэсин, рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Рис. 39. Осредненные за 2004–2013 гг. аномалии суточного хода метеоэлементов на МАСП Д-6.
- Рис. 40. Осредненная за 2002–2013 гг. внутригодовая изменчивость аномалий регулярного суточного хода температуры воздуха  $T_a$  (°С) на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.iowarnemuende.de).
- Рис. 41. Осредненная за 2002–2013 гг. внутригодовая изменчивость регулярного суточного хода разности ( $T_w T_a$ ) (°C) на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Рис. 42. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада и размаха суточного хода температуры воздуха  $T_a$  (°С) (ежечасные наблюдения): a Дарсс Силл;  $\delta$  Аркона Бэсин; в МЛСП Д-6 (см. табл. 46).
- Рис. 43. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада (*a*) и размаха суточного хода (*б*) температуры воздуха  $T_a$  (°С) в Юго-Восточной Балтике за 2006–2012 гг. (трехчасовые наблюдения), рассчитано по данным (www.rp5.ru).
- Рис. 44. Осредненная за 2006–2013 гг. внутригодовая изменчивость удельного вклада и размаха суточного хода температуры точки росы  $T_d$  (°C) (ежечасные наблюдения) на МЛСП Д-6.
- Рис. 45. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада (*a*) и размаха суточного хода (*б*) температуры точки росы *T<sub>d</sub>* (°C) в Юго-Восточной Балтике за 2006–2012 гг. (трехчасовые наблюдения), рассчитано по данным (www.rp5.ru).
- Рис. 46. Осредненная за 2002–2013 гг. внутригодовая изменчивость аномалий регулярного суточного хода скорости ветра *W* (м/с) на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Рис. 47. Осредненные за 1991–2005 гг. аномалии суточного хода скорости ветра *W*, *W*<sub>V</sub>, *W*<sub>V</sub> (м/с) на метеостанции Аркона (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008).
- Рис. 48. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада и размаха суточного хода скорости ветра *W* (м/с) (ежечасные наблюдения): *а* — Дарсс Силл; *б* — Аркона Бэсин; *в* — МЛСП Д-6.
- Рис. 49. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада и размаха суточного хода скорости ветра *W* (м/с) в Арконе (ежечасные наблюдения): модуля (*a*), составляющих на параллель (*б*) и меридиан (*в*), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).

- Рис. 50. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада (*a*) и размаха суточного хода (б) скорости ветра *W* (м/с) в Юго-Восточной Балтике за 2006–2012 гг. (трехчасовые наблюдения), рассчитано по данным (www.rp5.ru).
- Рис. 51. Осредненная за 2002–2013 гг. внутригодовая изменчивость аномалий регулярного суточного хода атмосферного давления *P*<sub>0</sub> (гПа) на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.iowarnemuende.de).
- Рис. 52. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада и размаха суточного хода атмосферного давления *P*<sub>0</sub> (гПа) (ежечасные наблюдения): *a* Дарсс Силл; *b* Аркона Бэсин; *в* МЛСП Д-6; рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Рис. 53. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада (*a*) и размаха суточного хода (*б*) атмосферного давления *P*<sub>0</sub> (гПа) в Юго-Восточной Балтике за 2006–2012 гг. (трехчасовые наблюдения), рассчитано по данным (www.rp5.ru).
- Рис. 54. Осредненная за 2002–2013 гг. внутригодовая изменчивость синоптической составляющей температуры *T*<sub>w</sub> (°C) на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Рис. 55. Осредненная за 1992–2006 гг. внутригодовая изменчивость синоптической составляющей температуры  $T_w$  (°С) на ст. Дарсс Силл (суточная дискретность), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 56. Осредненная за 2002–2013 гг. внутригодовая изменчивость синоптической составляющей солености *S* (PSU) на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Рис. 57. Осредненная за 1992–2006 гг. внутригодовая изменчивость синоптической составляющей солености *S* (PSU) на ст. Дарсс Силл (суточная дискретность), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 58. Осредненная за 1992–2006 гг. внутригодовая изменчивость синоптической компоненты скорости течения (см/с) на ст. Дарсс Силл (суточная дискретность): составляющая на параллель (*a*) и меридиан (*б*), рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008).
- Рис. 59. Осредненная за 1892–2005 гг. внутригодовая изменчивость синоптической составляющей изменчивости уровня моря h (см) в Гесере (часовая и суточная дискретность), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 60. Осредненная за 1945–2006 гг. внутригодовая изменчивость синоптической составляющей уровня моря *h* (см) в некоторых пунктах Балтики (суточные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 61. Осредненная за 2002–2013 гг. внутригодовая изменчивость синоптической составляющей температуры воздуха  $T_a$  (°С) на ст. Аркона Бэсин (часовая и суточная дискретность), рассчитано по данным (www.iowarnemuende.de).

- Рис. 62. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада синоптической составляющей температуры воздуха  $T_a$  (ежечасные наблюдения).
- Рис. 63. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада синоптической составляющей временной изменчивости метеоэлементов на ст. Варнемюнде за 1947–2006 гг. (суточные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008).
- Рис. 64. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость синоптической составляющей температуры воздуха  $T_a$  (°C) в Юго-Восточной Балтике за 2006–2012 гг. (трехчасовые наблюдения), рассчитано по данным (www.rp5.ru).
- Рис. 65. Осредненная за 2006–2013 гг. внутригодовая изменчивость удельного вклада синоптической составляющей температуры точки росы  $T_d$  (°C) (ежечасные наблюдения) на МЛСП Д-6.
- Рис. 66. Осредненная за 2006–2012 гг. внутригодовая изменчивость синоптической составляющей температуры точки росы  $T_d$  (°C) в Юго-Восточной Балтике (трехчасовые наблюдения), рассчитано по данным (www.rp5.ru).
- Рис. 67. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада синоптической составляющей скорости ветра *W* (м/с) (ежечасные наблюдения).
- Рис. 68. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость синоптической составляющей скорости ветра *W* (м/с) в Юго-Восточной Балтике за 2006– 2012 гг. (трехчасовые наблюдения), рассчитано по данным (www.rp5.ru).
- Рис. 69. Осредненная за 2002–2013 гг. внутригодовая изменчивость синоптической составляющей атмосферного давления *P*<sub>0</sub> (гПа) на ст. Аркона Бэсин (часовая и суточная дискретность), рассчитано по данным (www.iowarnemuende.de).
- Рис. 70. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость удельного вклада синоптической составляющей атмосферного давления *P*<sub>0</sub> (гПа) (ежечасные наблюдения).
- Рис. 71. Среднемноголетняя внутригодовая изменчивость синоптической составляющей атмосферного давления *P*<sub>0</sub> (гПа) в Юго-Восточной Балтике за 2006–2012 гг. (трехчасовые наблюдения), рассчитано по данным (www.rp5.ru).
- Рис. 72. Среднемноголетний сезонный ход СезХ температуры воды  $T_w$  (°С) на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Рис. 73. Среднемноголетний сезонный ход СезХ температуры воды  $T_w$  (°С) в Борнхольмской впадине (кв. 11) за 1950–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 74. Среднемноголетний сезонный ход СезХ температуры воды  $T_w$  (°С) в Гданьской впадине (кв. 36) за 1950–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).

- Рис. 75. Среднемноголетний сезонный ход СезХ поверхностной температуры воды  $T_w$  (°С) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг. (State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 76. Среднемноголетний сезонный ход СезХ солености *S* (PSU) на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Рис. 77. Среднемноголетний сезонный ход СезХ солености *S* (PSU) в Борнхольмской впадине (кв. 11) за 1950–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 78. Среднемноголетний сезонный ход СезХ солености *S* (PSU) в Гданьской впадине (кв. 36) за 1950–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 79. Среднемноголетний сезонный ход СезХ поверхностной солености *S* (PSU) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008).
- Рис. 80. Среднемноголетний сезонный ход СезХ составляющих скорости течения на параллель *U* и меридиан *V* (см/с), на ст. Дарсс Силл, осредненный за 1992–2006 гг. (суточная дискретность), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 81. Средний за 1951–2005 гг. сезонный ход СезХ уровня *h* (см) в некоторых пунктах Балтики, рассчитанный по данным (Аверкиев, 2011; Атлас ... Балтийское море, 2007; Лазаренко, 1961; State and Evolution ..., 2008) (Дубравин, 2013а).
- Рис. 82. Сезонный ход СезХ составляющих пресноводного баланса Балтийского моря (км<sup>3</sup>/мес): а — суммарного речного стока R<sub>2</sub>; б — атмосферных осадков Pr; в — испарения Ev; г — пресноводного баланса B<sub>0</sub>, рассчитанный за 1951–2000 гг. для суббассейнов и Балтийского моря в целом по данным (State and Evolution ..., 2008) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Рис. 83. Сезонный ход СезХ суммарного речного стока R<sub>2</sub> (км<sup>3</sup>/мес) Балтийского моря), рассчитанный по данным разных авторов (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Рис. 84. Сезонный ход СезХ осадков *Pr* (км<sup>3</sup>/мес) Балтийского моря, рассчитанный по данным разных авторов (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Рис. 85. Сезонный ход СезХ испарения *Ev* (км<sup>3</sup>/мес) Балтийского моря, рассчитанный по данным разных авторов (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Рис. 86. Сезонный ход СезХ пресноводного баланса *B*<sub>0</sub> (км<sup>3</sup>/мес) Балтийского моря, рассчитанный по данным разных авторов (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Рис. 87. Сезонный ход СезХ результирующего водообмена  $Q_{\Sigma}$  через Датские проливы (км<sup>3</sup>/мес), рассчитанный по данным разных авторов (Дубравин и др., 2011).
- Рис. 88. Сезонный ход СезХ водного баланса *В* (км<sup>3</sup>/мес) Балтийского моря, рассчитанного по данным разных авторов.

- Рис. 89. Среднемноголетний сезонный ход СезХ температуры воздуха  $T_a$  (°С) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг. (State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 90. Среднемноголетний сезонный ход СезХ температуры точки росы  $T_d$  (°C) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг. (State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 91. Среднемноголетний сезонный ход СезХ скорости ветра *W* (м/с) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг. (State and Evolution ... , 2008).
- Рис. 92. Среднемноголетний сезонный ход СезХ атмосферного давления *P*<sub>0</sub> (гПа) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг. (State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 93. Среднемноголетний сезонный ход СезХ потоков явного тепла  $Q_H$  (Вт/м<sup>2</sup>) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг. (State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 94. Среднемноголетний сезонный ход СезХ потоков влаги (скрытого тепла)  $Q_E$  (Вт/м<sup>2</sup>) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг. (State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 95. Среднемноголетний сезонный ход СезХ потоков суммарного тепла *Q* (Вт/м<sup>2</sup>) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг. (State and Evolution ... , 2008).
- Рис. 96. Среднемноголетний сезонный ход СезХ потоков используемого атмосферой тепла  $Q_{Pr}$  (Вт/м<sup>2</sup>), в морских районах Балтийского моря за 1951– 2000 гг. (State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 97. Среднемноголетний сезонный ход СезХ потоков остаточного тепла  $Q_{\Sigma}$  (Вт/м<sup>2</sup>) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг. (State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 98. Межгодовая изменчивость температуры воды *T<sub>w</sub>* (°С) на поверхности в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Балтийске (Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960–1990; State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 99. Межгодовая изменчивость солености *S* (PSU) на поверхности в Гесере, Борнхольмской (кв. 11), Гданьской (кв. 36), Готландской (кв. 47) впадинах и Балтийске (Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960– 1990; State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 100. Межгодовая изменчивость уровня h (см) в некоторых пунктах Балтики, рассчитанная по данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Беренбейм, Чубаренко, 1994; Гидрометеорологические условия ..., 1992; Лазаренко, 1961; Экстремальные значения ..., 1982; State and Evolution ..., 2008) (Дубравин, 2013а).
- Рис. 101. Межгодовая изменчивость атмосферных осадков *Pr* (мм/год), выпадающих в Стокгольме, Балтийске, Висбю и всей Балтике, рассчитанная по данным (Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960–1990; Omstedt, 2009; State and Evolution ..., 2008) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).

- Рис. 102. Межгодовая изменчивость речного стока  $R_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики, рассчитанная по данным (Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982).
- Рис. 103. Межгодовая изменчивость речного стока R<sub>2</sub> (км<sup>3</sup>/год) в суббассейнах Балтики за период 1950–2007 гг., рассчитанная по данным (Andersson, 2009) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Рис. 104. Межгодовая изменчивость испарения *Ev* (мм/год) с поверхности всей Балтики по данным (Omstedt, Nohr, 2004) и Балтийска по данным (Дубравин и др., 2010а) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Рис. 105. Межгодовая изменчивость элементов пресноводного баланса (*Pr, Ev,*  $R_{\Sigma}$ ,  $B_{0}$ ) (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики по данным (Omstedt, 2009) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Рис. 106. Межгодовая изменчивость результирующего водообмена *Q<sub>x</sub>* (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы, рассчитанные по данным (Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Omstedt, 2009). За положительное значение результирующего водообмена принято превышения оттока из Балтики над притоком.
- Рис. 107. «Большие затоки» североморских вод в Балтику, их относительная интенсивность и распределение по сезонам (на врезке) по данным (Matthäus, Franck 1992; Matthäus, 2006) (Дубравин, Стонт, 2012а).
- Рис. 108. Межгодовая изменчивость температуры воздуха *T<sub>a</sub>* (°C) в Калининграде (1848–2012 гг.), по данным (www.rp5.ru).
- Рис. 109. Межгодовая изменчивость температуры воздуха *T<sub>a</sub>* (°C) в Варнемюнде и Калининграде (1947–2012 гг.) по данным (State and Evolution ..., 2008; www.rp5.ru).
- Рис. 110. Межгодовая изменчивость скорости ветра *W* (м/с) в Арконе и Балтийске (1951–2006 гг.) по данным (Абрамов, Стонт, 2004; Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960–1990; Dubravin et al., 2012; State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 111. Межгодовая изменчивость атмосферного давления на уровне моря *P*<sub>0</sub> (гПа) в Варнемюнде и Балтийске (1947–2006 гг.) по данным (Абрамов, Стонт, 2004; Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960– 1990; Dubravin et al., 2012; State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 112. Корреляционные функции между сезонным ходом геокосмических сил: *а* ППОЛиС (Воробьев, 1967); *б v* (Сидоренков, 2002); *в U* (Сидоренков, 2002) и индексов циркуляции атмосферы: (*W*, *E* и *C*) (1951–2000) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Рис. 113. Корреляционные функции между сезонным ходом индекса циркуляции атмосферы *W* и гидрометеоэлементами *a*; элементами водного баланса *b* и потоками тепла *b* (1951–2000) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Дубравин, Маслянкин, 2012a; State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 114. Корреляционные функции между сезонным ходом индекса циркуляции атмосферы *E* и гидрометеоэлементами *a*; элементами водного

баланса — б и потоками тепла — в (1951–2000) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Дубравин, Маслянкин, 2012a; State and Evolution ... , 2008).

- Рис. 115. Корреляционные функции между сезонным ходом индекса циркуляции атмосферы *С* и гидрометеоэлементами *a*; элементами водного баланса *b* и потоками тепла *b* (1951–2000) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Дубравин, Маслянкин, 2012a; State and Evolution ..., 2008).
- Рис. 116. Межгодовая изменчивость геокосмических сил: солнечной активности (числа Вольфа, *W*) (1818–2012) (Витинский, 1963; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ STP/SOLAR\_DATA/SUNSPOT\_NUMBERS); ППОЛиС (см<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>) (1850–2012) (Воробьев, 1967).
- Рис. 117. Межгодовая изменчивость геокосмических сил: Eqwind *U* экваториальный перенос, (кг\*м/с) (1954–2010); *v* угловая скорость вращения Земли (1956–2010) (Сидоренков, 2002).
- Рис. 118. Межгодовая изменчивость вынуждающих сил: индексов циркуляции атмосферы: (*W*, *E* и *C*) (1891–2012) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006).
- Рис. 119. Межгодовая изменчивость солнечной активности W и ее спектральных составляющих: квазиодиннадцатилетней  $W_{11}$ , квазишестилетней  $W_6$ , квазичетырехлетней  $W_4$ , квазидвухлетней  $W_2$  (1818–2012) (Витинский, 1963; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR\_DATA/SUNSPOT\_NUMBERS).
- Рис. 120. Межгодовая изменчивость ППОЛиС (м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>) и его спектральных составляющих: квазидевятилетней — PPOS<sub>9</sub>, квазичетырехлетней — PPOS<sub>4</sub> (1850–2030) (Воробьев, 1967).
- Рис. 121. Межгодовая изменчивость экваториального переноса U (кгм/с) и его спектральных составляющих: квазичетырехлетней U<sub>4</sub>, квазидвухлетней U<sub>9</sub> (1954–2010) (Сидоренков, 2002).
- Рис. 122. Межгодовая изменчивость угловой скорости вращения Земли v и ее спектральных составляющих: квазишестилетней v<sub>6</sub>, квазичетырехлетней v<sub>4</sub>, квазидвухлетней v<sub>9</sub> (1956–2010) (Сидоренков, 2002).
- Рис. 123. Межгодовая изменчивость индекса циркуляции атмосферы W (сутки/год) и его спектральных составляющих: квазивосьмилетней — W<sub>8</sub> квазичетырехлетней — W<sub>4</sub>, квазидвухлетней — W<sub>2</sub> (1891–2012) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006).
- Рис. 124. Межгодовая изменчивость индекса циркуляции атмосферы *E* (сутки/год) и его спектральных составляющих: квазивосьмилетней *E*<sub>8</sub> квазичетырехлетней *E*<sub>4</sub>, квазидвухлетней *E*<sub>2</sub> (1891–2012) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006).
- Рис. 125. Межгодовая изменчивость индекса циркуляции атмосферы *С* (сутки/год) и его спектральных составляющих: квазивосьмилетней — *C*<sub>8</sub>, квазишестилетней — *C*<sub>6</sub>, квазичетырехлетней — *C*<sub>4</sub>, квазидвухлетней — *C*<sub>2</sub> (1891–2012) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006).
- Рис. 126. Межгодовая изменчивость уровня в Кронштадте *h* (см) и его спектральных составляющих: квазивосьмилетней *h*<sub>8</sub>, квазишестилетней —

 $h_{\rm 6}$ , квазичеты<br/>рехлетней —  $h_{\rm 4}$ , квазидвухлетней —  $h_{\rm 2}$  (1891–2012) (Авер<br/>киев, 2011).

- Рис. 127. Межгодовая изменчивость уровня в Балтийске h (см) и его спектральных составляющих: квазипятнадцатилетней — h<sub>15</sub>, квазиодиннадцатилетней — h<sub>11</sub>, квазивосьмилетней — h<sub>8</sub>, квазишестилетней — h<sub>6</sub>, квазичетырехлетней — h<sub>4</sub>, квазидвухлетней — h<sub>2</sub> (1891–2012) (Атлас «Климат ... », 2007; Беренбейм, Чубаренко, 1994).
- Рис. 128. Межгодовая изменчивость уровня в Гесере h (см) и его спектральных составляющих: квазиодиннадцатилетней h<sub>11</sub>, квазивосьмилетней h<sub>8</sub>, квазичетырехлетней h<sub>4</sub>, квазидвухлетней h<sub>2</sub> (1891–2005) (State and Evolution ... , 2008).
- Рис. 129. Межгодовая изменчивость речного стока для всей Балтики R<sub>2</sub> (км<sup>3</sup>/год) и его спектральных составляющих: квазитридцатитрехлетней — R<sub>233</sub>, квазиодиннадцатилетней — R<sub>211</sub>, квазишестилетней — R<sub>26</sub>, квазичетырехлетней — R<sub>24</sub>, квазидвухлетней — R<sub>22</sub> (1891–2007), рассчитанная по данным (Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982).
- Рис. 130. Межгодовая изменчивость результирующего водообмена через Датские проливы Q<sub>2</sub> (км<sup>3</sup>/год) и его спектральных составляющих: квазиодиннадцатилетней — Q<sub>21</sub>, квазишестилетней — Q<sub>26</sub>, квазичетырехлетней — Q<sub>24</sub>, квазидвухлетней — Q<sub>22</sub> (1893–2002), рассчитанная по данным (Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Omstedt, 2009).
- Рис. 131. Межгодовая изменчивость температуры воздуха в Калининграде  $T_a$  (°C) и ее спектральных составляющих: квазиодиннадцатилетней  $T_{a11}$ , квазишестилетней  $T_{a6}$ , квазичетырехлетней  $T_{a4}$ , квазидвухлетней  $T_{a9}$  (1848–2012), рассчитанная по данным (www.rp5.ru).
- Рис. 132. Распределение корреляционных функций *г*, рассчитанных между солнечной активностью *W* и гидрометеорологическими параметрами: уровнем моря *h* (см) в Кронштадте (1835–2007 гг.), Балтийске (1840–2006 гг.) и Гесере (1892–2005 гг.); суммарным речным стоком  $R_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики (1893–2007 гг.); результирующим водообменом  $Q_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы (1893–2002 гг.); температурой воздуха  $T_a$  (°С) в Калининграде (1848–2012 гг.). По данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Витинский, 1963; Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ..., 2008; www.rp5.ru; ftp:// ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR DATA/SUNSPOT NUMBERS).
- Рис. 133. Распределение корреляционных функций *г*, рассчитанных между потенциалом приливообразующих сил Луны и Солнца ППОСЛиС (см<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>) и гидрометеорологическими параметрами: уровнем моря *h* (см) в Кронштадте (1835–2007 гг.), Балтийске (1840–2006 гг.) и Гесере (1892–2005 гг.); суммарным речным стоком *R<sub>2</sub>* (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики (1893–2007 гг.); результирующим водообменом *Q<sub>2</sub>* (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы (1893–2002 гг.); температурой воздуха *T<sub>a</sub>* (°С) в Калининграде (1848–2012 гг.).

По данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Воробьев, 1967; Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ... , 2008; www.rp5.ru).

- Рис. 134. Распределение корреляционных функций *г*, рассчитанных между экваториальным стратосферным переносом *U* (кг\*м/с) и гидрометеорологическими параметрами: уровнем моря *h* (см) в Кронштадте, Балтийске и Гесере; суммарным речным стоком  $R_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики; результирующим водообменом  $Q_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы; температурой воздуха  $T_a$  (°С) в Калининграде на интервале 1954–2006 гг. По данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Сидоренков, 2002; Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ..., 2008; www.rp5.ru).
- Рис. 135. Распределение корреляционных функций *г*, рассчитанных между угловой скоростью вращения Земли *v* и гидрометеорологическими параметрами: уровнем моря *h* (см) в Кронштадте, Балтийске и Гесере; суммарным речным стоком  $R_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики; результирующим водообменом  $Q_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы; температурой воздуха  $T_a$  (°C) в Калининграде на интервале 1956–2006 гг. По данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Сидоренков, 2002; Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ..., 2008; www.rp5.ru).
- Рис. 136. Распределение корреляционных функций *г*, рассчитанных между индексом циркуляции *W* (сутки/год) и гидрометеорологическими параметрами: уровнем моря *h* (см) в Кронштадте, Балтийске и Гесере; суммарным речным стоком  $R_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики; результирующим водообменом  $Q_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы; температурой воздуха  $T_a$  (°C) в Калининграде на интервале 1893–2006 гг. По данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ... , 2008; www.rp5.ru).
- Рис. 137. Распределение корреляционных функций *г*, рассчитанных между индексом циркуляции *E* (сутки/год) и гидрометеорологическими параметрами: уровнем моря *h* (см) в Кронштадте, Балтийске и Гесере; суммарным речным стоком  $R_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики; результирующим водообменом  $Q_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы; температурой воздуха  $T_a$  (°C) в Калиниграде на интервале 1893–2006 гг. По данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ... , 2008; www.rp5.ru).
#### Список рисунков

Рис. 138. Распределение корреляционных функций *г*, рассчитанных между индексом циркуляции *С* (сутки/год) и гидрометеорологическими параметрами: уровнем моря *h* (см) в Кронштадте, Балтийске и Гесере; суммарным речным стоком  $R_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики; результирующим водообменом  $Q_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы; температурой воздуха  $T_a$  (°C) в Калиниграде на интервале 1893–2006 гг. По данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ... , 2008; www.rp5.ru).

# Список таблиц

- Таблица 1. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости температуры воды  $T_w$  (°C) и солености *S* (PSU) на ст. Дарсс Силл за 2002–2012 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 2. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости температуры воды  $T_w$  (°C) и солености *S* (PSU) на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 3. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости уровня моря *h* (см) в некоторых пунктах Балтики (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008) (Дубравин, 2013б).
- Таблица 4. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости метеоэлементов на ст. Дарсс Силл за 2002–2013 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 5. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости метеоэлементов на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 6. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости метеоэлементов на МАСП Д-6 за 2004–2013 гг. (ежечасные наблюдения).
- Таблица 7. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости скорости ветра *W* (м/с) на метеостанции Arkona, рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 8. Дисперсия, рассчитанная с различной дискретностью (верхняя строка) и отношение ее к ежечасной (нижняя) короткопериодной (СХ, ВСИ и СИ) и долгопериодной (СезХ, ВГИ и МГИ) составляющим изменчивости уровня моря *h* (см) в некоторых пунктах Балтики, рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008).
- Таблица 9. Дисперсия, рассчитанная с различной дискретностью (верхняя строка) и отношение ее к ежечасной (нижняя строка) короткопериодной

(СХ, ВСИ и СИ) и долгопериодной (СезХ, ВГИ и МГИ) составляющим временной изменчивости температуры воды  $T_w$  на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг., рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).

- Таблица 10. Дисперсия, рассчитанная с различной дискретностью (верхняя строка) и отношение ее к ежечасной (нижняя строка) короткопериодной (СХ, ВСИ и СИ) и долгопериодной (СезХ, ВГИ и МГИ) составляющим временной изменчивости солености *S* на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг., рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 11. Дисперсия, рассчитанная с различной дискретностью (верхняя строка) и отношение ее к ежечасной (нижняя строка) короткопериодной (СХ, ВСИ и СИ) и долгопериодной (СезХ, ВГИ и МГИ) составляющим временной изменчивости метеоэлементов на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг., рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 12. Дисперсия, рассчитанная с различной дискретностью (верхняя строка) и отношение ее к ежечасной (нижняя строка) короткопериодной (СХ, ВСИ и СИ) и долгопериодной (СезХ, ВГИ и МГИ) составляющим временной изменчивости метеоэлементов на МЛСП Д-6 за 2004–2013 гг., рассчитано по данным ООО «ЛУКОЙЛ-Калининградморнефть».
- Таблица 13. Дисперсия, рассчитанная с различной дискретностью (верхняя строка) и отношение ее к ежечасной (нижняя строка) короткопериодной (СХ, ВСИ и СИ) и долгопериодной (СезХ, ВГИ и МГИ) составляющим временной изменчивости скорости ветра *W* (м/с) в Арконе за 1991–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 14. Среднее значение дисперсии (курсив) и относительная доля (удельный вклад) (среднее и предельные величины) короткопериодной и долгопериодной составляющих временной изменчивости метеоэлементов в Юго-Восточной Балтике за 2006–2012 гг. (трехчасовые наблюдения), рассчитано по данным (www.rp5.ru).
- Таблица 15. Среднегодовая повторяемость скорости и направления ветра для Балтийского моря (1888–2006 гг.) (Атлас ... Балтийское море, 2007).
- Таблица 16. Доля отдельных суббассейнов в общем объеме атмосферных осадков *Pr* (км<sup>3</sup>/год и мм/год) за 1951–2000 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Таблица 17. Рассчитанные по методикам разных авторов: размах колебаний сезонного хода и среднегодовые значения потоков скрытого тепла  $Q_H$  (Вт/м<sup>2</sup>), коэффициенты теплообмена  $C_T \cdot 10^{-3}$  и отношение последних к  $C_T \cdot 10^{-3}$  С. К. Гулева, для Балтийска (1867–1955) по данным (Климатический и гидрологический ..., 1957).
- Таблица 18. Рассчитанные по методикам разных авторов: размах колебаний сезонного хода и среднегодовые значения потоков влаги  $Q_E$  (Вт/м<sup>2</sup>), коэффициенты влагообмена  $C_E \cdot 10^{-3}$  и отношение последних к  $C_E \cdot 10^{-3}$  С.К. Гулева, для Балтийска (1867–1955) по данным (Климатический и гидрологический ..., 1957) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).

- Таблица 19. Суммарная годовая за 1951–2000 гг. теплоотдача и количество усвоенного атмосферой тепла (10<sup>12</sup> Вт) в Балтике. Рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008), методика С. К. Гулева (Гулев, Украинский, 1989).
- Таблица 20. Сопоставление среднезональных значений потоков явного  $Q_{\mu}$ , скрытого  $Q_{E}$  и суммарного Q (Вт/м<sup>2</sup>) тепла с поверхности Атлантического океана, рассчитанных по данным разных авторов (Дубравин и др., 2005).
- Таблица 21. Сопоставление соотношений между среднезональными значениями потоков явного  $Q_{H}$ , скрытого  $Q_{E}$  и суммарного Q (Вт/м<sup>2</sup>) тепла с поверхности Атлантического океана, рассчитанных по данным разных авторов (Дубравин и др., 2005).
- Таблица 22. Сопоставление среднемноголетних годовых значений потоков явного  $Q_{H}$ , скрытого  $Q_{E}$  и суммарного Q (Вт/м<sup>2</sup>) тепла с поверхности Атлантического океана в точках кораблей погоды, рассчитанных по данным разных авторов (Дубравин и др., 2005).
- Таблица 23. Сопоставление соотношений между среднемноголетними годовыми значения потоков явного  $Q_{\mu}$ , скрытого  $Q_{E}$  и суммарного Q (Вт/м<sup>2</sup>) тепла с поверхности Атлантического океана в точках кораблей погоды, рассчитанных по данным разных авторов (Дубравин и др., 2005).
- Таблица 24. Доля отдельных суббассейнов в общем объеме испарения *Ev* (км<sup>3</sup>/ год и мм/год) за 1951–2000 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Таблица 25. Осредненные за 2002–2012 гг. гармонические постоянные регулярного суточного хода температуры *T*<sub>w</sub> (°C) и солености *S* (PSU) на ст. Дарсс Силл (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.iowarnemuende.de).
- Таблица 26. Осредненные за 2002–2013 гг. гармонические постоянные регулярного суточного хода температуры *T*<sub>w</sub> (°C) и солености *S* (PSU) на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www. io-warnemuende.de).
- Таблица 27. Гармонические постоянные внутригодовой изменчивости осредненного за 2002–2013 гг. регулярного суточного хода температуры *T<sub>w</sub>* (°C) на ст. Аркона Бэсин, горизонт 2 м (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 28. Корреляция между осредненным за 2002–2013 гг. месячным регулярным суточным ходом температуры воды *T*<sub>w</sub> (°C) на горизонтах 2 и 25 м на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 29. Внутригодовая изменчивость удельного вклада (%) (верхняя строка) и размаха регулярного суточного хода (нижняя) температуры *T*<sub>w</sub> (°C) и солености *S* (PSU) на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 30. Статистики гармонических постоянных суточной изменчивости температуры *T*<sub>w</sub> (°C) на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг., рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).

- Таблица 31. Гармонические постоянные внутригодовой изменчивости осредненного за 2002–2013 гг. регулярного суточного хода на солености *S* (PSU) ст. Аркона Бэсин горизонт 7 м (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 32. Статистики гармонических постоянных суточной изменчивости солености *S* (PSU) на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг., рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 33. Среднемноголетние гармонические постоянные регулярного суточного хода уровня *h* (см) в Западной и Южной Балтике (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 34. Гармонические постоянные внутригодовой изменчивости осредненного за 1892–2005 гг. регулярного суточного хода уровня *h* (см) в Гесере, рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 35. Внутригодовая изменчивость удельного вклада (%) (верхняя строка) и размаха регулярного суточного хода уровня *h* (см) (нижняя) на ст. Гесер за 1892–2005 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008).
- Таблица 36. Статистики гармонических постоянных суточной изменчивости уровня *h* (см) на ст. Гесер (1892–2005 гг.), рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008).
- Таблица 37. Среднемноголетние гармонические постоянные регулярного суточного хода метеоэлементов на ст. Дарсс Силл (2002–2013 гг.), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 38. Среднемноголетние гармонические постоянные регулярного суточного хода метеоэлементов на ст. Аркона Бэсин (2002–2013 гг.), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 39. Среднемноголетние гармонические постоянные регулярного суточного хода метеоэлементов на МЛСП Д-6 (2004–2013 гг.).
- Таблица 40. Гармонические постоянные внутригодовой изменчивости осредненного за 2002–2013 гг. регулярного суточного хода температуры воздуха  $T_a$  (°C) на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 41. Статистики гармонических постоянных суточной изменчивости температуры воздуха  $T_a$  (°С) на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 42. Корреляция между осредненным за 2002–2013 гг. месячным регулярным суточным ходом температуры воды  $T_w$  (горизонт 2 м) и температуры воздуха  $T_a$  (°С) на ст. Аркона Бәсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 43. Осредненная за 2002–2013 гг. внутригодовая изменчивость регулярного суточным хода разности ( $T_w T_a$ ) (°С) на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 44. Гармонические постоянные внутригодовой изменчивости осредненного за 2002–2013 гг. регулярного суточного хода разности ( $T_w - T_o$ ) (°C)

на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).

- Таблица 45. Внутригодовая изменчивость разности ( $T_w T_a$ ) (°С) в различных точках Балтики, рассчитано по данным (Дубравин и др., 2010а; A Comprehensive ..., 1987; www.io-warnemuende.de).
- Таблица 46. Внутригодовая изменчивость удельного вклада (%) (верхняя строка) и размаха регулярного суточного хода температуры воздуха  $T_a$  (°С) (нижняя) на ст. Дарсс Силл, Аркона Бэсин и МЛСП Д-6 (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 47. Внутригодовая изменчивость удельного вклада и размаха суточного хода метеорологических элементов (среднее и предельные величины) в Юго-Восточной Балтике за 2006–2012 гг. (трехчасовые наблюдения), рассчитано по данным (www.rp5.ru).
- Таблица 48. Корреляция между средней внутригодовой изменчивостью удельного вклада и размаха суточного хода метеорологических элементов на метеостанциях Юго-Восточной Балтики за 2006–2012 гг. (трехчасовые наблюдения), рассчитано по данным (www.rp5.ru).
- Таблица 49. Статистики гармонических постоянных суточной изменчивости температуры точки росы  $T_d$  (°С) на МЛСП Д-6 за 2006–2013 гг. (ежечасные наблюдения).
- Таблица 50. Гармонические постоянные внутригодовой изменчивости осредненного за 2002–2013 гг. регулярного суточного хода скорости ветра *W* (м/с) на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 51. Статистики гармонических постоянных суточной изменчивости скорости ветра *W* (м/с) на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 52. Среднемноголетние гармонические постоянные регулярного суточного хода скорости ветра *W*, *W*<sub>v</sub>, *W*<sub>v</sub> (м/с) на метеостанции Аркона (1991–2005 гг.), рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008).
- Таблица 53. Гармонические постоянные внутригодовой изменчивости осредненного за 2002–2013 гг. регулярного суточного хода атмосферного давления *P*<sub>0</sub> (гПа) на ст. Аркона Бэсин (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 54. Статистики гармонических постоянных суточной изменчивости атмосферного давления *P*<sub>0</sub> (гПА) на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 55. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости гидрологических элементов на ст. Гесер за 1897–1975 гг. (суточная дискретность), рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008).
- Таблица 56. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости гидрологических элементов

#### Список таблиц

на ст. Дарсс Силл за 1992–2006 гг. (суточная дискретность), рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008).

- Таблица 57. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости температуры воды  $T_w$  (°C) и солености *S* (PSU) на ст. Дарсс Силл за 2002–2012 гг. (часовая и суточная дискретность), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 58. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости уровня моря *h* (см) в некоторых пунктах Балтики (часовая и суточная дискретность), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 59. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости уровня моря *h* (см) в некоторых пунктах Балтики (суточные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ... , 2008).
- Таблица 60. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости метеоэлементов на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг. (часовая и суточная дискретность), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 61. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих временной изменчивости метеорологических элементов в Варнемюнде (суточные наблюдения), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 62. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости температуры воды  $T_w$  (°C) и солености *S* (PSU) в Борнхольмской впадине (кв. 11\*) за 1950– 2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 63. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости температуры воды  $T_w$  (°C) и солености *S* (PSU) в Гданьской впадине (кв. 36\*) за 1950–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 64. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости гидрометеорологических элементов в Балтийске за 1960–1990 гг., рассчитано по (Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960–1990) (Дубравин, Стонт, 2012а).
- Таблица 65. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости гидрометеорологических элементов в Балтийске за 1998–2006 гг., рассчитано по данным (Абрамов, Стонт, 2004; Стонт, 2005) (Dubravin et al., 2012).
- Таблица 66. Гармонические постоянные сезонного хода СезХ температуры воды  $T_w$  (°С) и солености *S* (PSU) на ст. Дарсс Силл за 2002–2012 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).
- Таблица 67. Гармонические постоянные сезонного хода СезХ температуры воды  $T_w$  (°С) и солености *S* (PSU) на ст. Аркона Бэсин за 2002–2013 гг. (ежечасные наблюдения), рассчитано по данным (www.io-warnemuende.de).

- Таблица 68. Гармонические постоянные сезонного хода СезХ температуры воды  $T_w$  (°С) и солености *S* (PSU) в Борнхольмской впадине (кв. 11\*) за 1950–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 69. Гармонические постоянные сезонного хода Ce3X температуры воды  $T_w$  (°C) и солености S (PSU) в Гданьской впадине (кв. 36\*) за 1950–2005 гг., рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 70. Гармонические постоянные сезонного хода СезХ составляющих скорости течения на параллель *U* и меридиан *V* (см/с), на ст. Дарсс Силл, осредненного за 1992–2006 гг. (суточная дискретность), рассчитано по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 71. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости уровня *h* (см) в некоторых пунктах Балтийского моря, рассчитано по данным (Аверкиев, 2011; Атлас ... Балтийское море, 2007; Гидрометеорологические условия ..., 1992; State and Evolution ..., 2008) (Дубравин, 2013а).
- Таблица 72. Корреляционные матрицы между сезонным ходом СезХ уровня *h* (см), среднего за 1951–2005 гг. в некоторых пунктах Балтийского моря, рассчитано по данным (Аверкиев, 2011; Атлас ... Балтийское море, 2007; Лазаренко, 1961; State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 73. Гармонические постоянные сезонного хода СезХ уровня *h* (см), среднего за 1951–2005 гг. в некоторых пунктах Балтийского моря, рассчитано по данным (Аверкиев, 2011; Атлас ... Балтийское море, 2007; Лазаренко, 1961; State and Evolution ... , 2008).
- Таблица 74. Элементы водного баланса (км<sup>3</sup>) Балтийского моря по данным разных авторов (Дубравин, Маслянкин, 2012в).
- Таблица 75. Доля отдельных суббассейнов в общем объеме речного стока *R<sub>s</sub>* (км<sup>3</sup>/год) Балтики за 1951–1960 и 1961–1970 гг. (Микульский, 1974) и за 1950–2007 гг. (Andersson, 2009) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Таблица 76. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости суммарного стока  $R_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/мес) в суббассейнах и Балтике в целом за 1950–2007 гг., рассчитано по (Andersson, 2009) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Таблица 77. Гармонические постоянные сезонного хода СезХ суммарного речного стока  $R_s$  (км<sup>3</sup>/мес) и пресноводного баланса  $B_0$  (км<sup>3</sup>/мес), рассчитано за 1951–2000 гг. для суббассейнов и Балтийского моря в целом по данным (State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 78. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости осадков *Pr* (мм) в некоторых пунктах Балтийского моря, рассчитано по данным (Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960–1990; State and Evolution ..., 2008; www.rp5.ru).
- Таблица 79. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости испарения *Ev* (мм) в некоторых пунктах Балтийского моря, рассчитано по данным (Морской

гидрометеорологический ежегодник ..., 1960–1990; Omstedt, 2009; Дубравин, Маслянкин, 2012a; State and Evolution ..., 2008).

- Таблица 80. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости результирующего водообмена  $Q_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/мес) через Датские проливы, рассчитано по данным (Соскин, 1963; Суставов, Альтшулер, 1983; Смирнова, Минина, 1992; Omstedt, 2009) (Дубравин, Маслянкин, 2012в).
- Таблица 81. Гармонические постоянные сезонного хода СезХ результирующего водообмена  $Q_{\Sigma}$  через Датские проливы (км<sup>3</sup>/мес), рассчитанного по данным разных авторов.
- Таблица 82. Гармонические постоянные сезонного хода СезХ водного баланса Балтийского моря в км<sup>3</sup>/мес, рассчитанного по данным разных авторов.
- Таблица 83. Гармонические постоянные сезонного хода СезХ потоков явного тепла  $Q_{\rm H}~({\rm Bt/m^2})$  в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг. (State and Evolution ... , 2008).
- Таблица 84. Гармонические постоянные сезонного хода СезХ потоков влаги (скрытого тепла)  $Q_E$  (Вт/м<sup>2</sup>) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг. (State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 85. Гармонические постоянные сезонного хода СезX суммарного тепла Q (Вт/м<sup>2</sup>) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг. (State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 86. Гармонические постоянные сезонного хода СезХ потоков используемого атмосферой тепла  $Q_{Pr}$  (Вт/м<sup>2</sup>) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг. (State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 87. Гармонические постоянные сезонного хода СезХ потоков остаточного тепла  $Q_{\Sigma}$  (Вт/м<sup>2</sup>) в морских районах Балтийского моря за 1951–2000 гг. (State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 88. Корреляционная матрица температуры воды  $T_w$  (°C) на поверхности в Западной, Южной и Центральной Балтике (значения за февраль, август, год 1900–2005 гг.), рассчитанная по данным (Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960–1990; State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 89. Оценки полиномиальных трендов поверхностных температуры (верхняя) и солености (нижняя строка) в Западной, Южной и Юго-Восточной Балтике (значения за февраль, август, год 1900–2005 гг.), рассчитанная по данным (Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960–1990; State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 90. Корреляционная матрица поверхностной солености в Западной, Южной и Центральной Балтике (значения за февраль, август, год 1900– 2005 гг.), рассчитанная по данным (Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960–1990; State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 91. Значения коэффициентов корреляции между межгодовой изменчивостью температуры и солености в Западной, Южной и Центральной Балтике (значения за февраль, август, год 1900–2005 гг.), рассчитанные

по данным (Морской гидрометеорологический ежегодник ..., 1960–1990; State and Evolution ..., 2008).

- Таблица 92. Оценки параметров основного и локальных трендов Tr<sub>h</sub> (мм/год), рассчитанных по данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Беренбейм, Чубаренко, 1994; Гидрометеорологические условия ..., 1992; Лазаренко, 1961; Экстремальные значения ..., 1982; State and Evolution ..., 2008) (Дубравин, 2013а).
- Таблица 93. Корреляционные матрицы между межгодовым ходом уровня для некоторых водомерных постов в Балтийском море, рассчитанные за период 1901–2005 гг. (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Беренбейм, Чубаренко, 1994; Гидрометеорологические условия ..., 1992; Лазаренко, 1961; Экстремальные значения ..., 1982; State and Evolution ..., 2008) (Дубравин, 2013а).
- Таблица 94. Оценки линейных трендов атмосферных осадков *Tr*<sub>Pr</sub> (мм/год) на различных временных интервалах для различных пунктов Балтийского моря, рассчитанных по данным (Морской гидрометеорологический еже-годник ..., 1960–1990; Omstedt, 2009; State and Evolution ..., 2008) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Таблица 95. Статистики временного хода суммарного речного стока  $R_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики, рассчитанные по данным (Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Таблица 96. Периоды однонаправленного изменения суммарного стока *R<sub>s</sub>* (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики, рассчитанные по данным (Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Таблица 97. Корреляционные матрицы между речным стоком R<sub>2</sub> (км<sup>3</sup>/год) в суббассейнах Балтики за период 1950–2007 гг., рассчитанные по данным (Andersson, 2009) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Таблица 98. Оценки линейных трендов испарения Tr<sub>Ev</sub> (мм/год) на различных временных интервалах для Балтийска и Балтики в целом, рассчитанные по данным (Дубравин и др., 2010а; Omstedt, Nohr, 2004) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Таблица 99. Периоды однонаправленного изменения результирующего водообмена *Q*<sub>2</sub> (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы, рассчитанные по данным (Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Omstedt, 2009).
- Таблица 100. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) составляющих долгопериодной изменчивости гелио- и геокосмических сил: числа Вольфа, *W*; ППОСЛиС (м<sup>2</sup>/c<sup>2</sup>); угловая скорость вращения Земли УСВЗ *v*; экваториальный перенос — Eqwind *U* (кг\*м/с) на разных временных интервалах, рассчитано по данным (Витинский, 1963; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR\_DATA/SUNSPOT\_NUMBERS; Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002).
- Таблица 101. Дисперсия (верхняя строка) и относительная доля (нижняя строка) индексов циркуляции атмосферы: (*W*, *E* и *C*) на разных временных

интервалах, рассчитано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006).

- Таблица 102. Многолетние средние месячные значения гелио- и геокосмических сил: числа Вольфа, *W*; ППОСЛиС (м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>); угловая скорость вращения Земли УСВЗ *v*; экваториальный перенос — Eqwind *U* (кг\*м/с) на разных временных интервалах, рассчитано по данным (Витинский, 1963; ftp://ftp. ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR\_DATA/SUNSPOT\_NUMBERS; Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002).
- Таблица 103. Многолетние средние месячные значения индексов циркуляции атмосферы: (*W*, *E* и *C*) на разных временных интервалах, рассчитано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006).
- Таблица 104. Гармонические постоянные сезонного хода СезХ гелио- и геокосмических сил: числа Вольфа, *W*; ППОСЛиС (м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>); угловая скорость вращения Земли УСВЗ *v*; экваториальный перенос — Eqwind *U* (кг\*м/с) на разных временных интервалах, рассчитано по данным (Витинский, 1963; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR\_DATA/SUNSPOT\_NUMBERS; Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002).
- Таблица 105. Гармонические постоянные сезонного хода СезХ индексов циркуляции атмосферы: (*W*, *E* и *C*) на разных временных интервалах, рассчитано по данным (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006).
- Таблица 106. Многолетние средние месячные значения геокосмических сил: ППОЛиС (см<sup>2</sup>с<sup>-2</sup>) (Воробьев, 1967); v и U (кг\*мс<sup>-1</sup>) (Сидоренков, 2002) и индексов циркуляции атмосферы: (W, E и C) (1951–2000) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Таблица 107. Гармонические постоянные сезонного хода СезХ геокосмических сил: ППОЛиС (см<sup>2</sup>с<sup>-2</sup>) (Воробьев, 1967); v и U (кг\*мс<sup>-1</sup>) (Сидоренков, 2002) и индексов циркуляции атмосферы: (W, E и C) (1951–2000) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006).
- Таблица 108. Значения корреляционных функций между сезонным ходом геокосмических сил: ППОЛиС (см<sup>2</sup>с<sup>-2</sup>) (Воробьев, 1967); *v* и *U* (кг\*мс<sup>-1</sup>) (Сидоренков, 2002) и индексов циркуляции атмосферы: (*W*, *E* и *C*) (1951–2000) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006) (Дубравин, Маслянкин, 2012а).
- Таблица 109. Значения корреляционных функций между сезонным ходом ППОЛиС (Воробьев, 1967) и гидрометеорологическими параметрами (1951–2000) (Дубравин, Маслянкин, 2012a; State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 110. Значения корреляционных функций между сезонным ходом угловой скорости вращения Земли v (Сидоренков, 2002) и гидрометеорологическими параметрами (1951–2000) (Дубравин, Маслянкин, 2012а; State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 111. Значения корреляционных функций между сезонным ходом экваториального переноса *U* (кг\*мс<sup>-1</sup>) (Сидоренков, 2002) и гидрометеорологическими параметрами (1951–2000) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Дубравин, Маслянкин, 2012a; State and Evolution ..., 2008).

- Таблица 112. Значения корреляционных функций между сезонным ходом индекса циркуляции атмосферы *W* и гидрометеорологическими параметрами (1951–2000) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Дубравин, Маслянкин, 2012a; State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 113. Значения корреляционных функций между сезонным ходом индекса циркуляции атмосферы *E* и гидрометеорологическими параметрами (1951–2000) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Дубравин, Маслянкин, 2012a; State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 114. Значения корреляционных функций между сезонным ходом индекса циркуляции атмосферы *С* и гидрометеорологическими параметрами (1951–2000) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Дубравин, Маслянкин, 2012a; State and Evolution ..., 2008).
- Таблица 115. Характерные масштабы межгодовой изменчивости вынуждающих сил: солнечной активности (числа Вольфа, W) (Витинский, 1963; ftp:// ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR\_DATA/SUNSPOT\_NUMBERS); ППОЛиС (см<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>) (Воробьев, 1967); угловой скорости вращения Земли v и экваториального переноса U (кг\*м/с) (Сидоренков, 2002) и индексов циркуляции атмосферы: (W, E и C) (среднегодовые значения) (Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006).
- Таблица 116. Период *T*, спектр мощности *S*, фаза *f*, когерентность *C* для рядов вынуждающих сил (среднегодовые значения), рассчитано по данным (Витинский, 1963; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR\_DATA/SUNSPOT\_NUMBERS; Воробьев, 1967; Сидоренков, 2002; Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006).
- Таблица 117. Некоторые физические характеристики больших планет (Старков, 2010).
- Таблица 118. Характерные масштабы межгодовой изменчивости гидрометеорологических параметров: уровня моря h (см) в Кронштадте (1835–2007), Балтийске (1840–2006) и Гесере (1892–2005); суммарного речного стока  $R_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики (1893–2007); результирующего водообмена  $Q_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы (1893–2002) и температуры воздуха  $T_a$  (°C) в Калининграде (1848–2012 гг.) по данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ... , 2008; www.rp5.ru).
- Таблица 119. Дисперсия и амплитуда разномасштабных составляющих межгодовой изменчивости гидрометеопараметров и солнечной активности (W), рассчитанные по данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Витинский, 1963; Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ..., 2008; www.rp5.ru; ftp://ftp.ngdc.noaa. gov/STP/SOLAR DATA/SUNSPOT NUMBERS).
- Таблица 120. Период *T*, спектр мощности *S*, фаза *f*, когерентность *C* для рядов гидрометеорологических параметров: уровня моря *h* (см) в Кронштадте (1835–2007 гг.), Балтийске (1840–2006 гг.) и Гесере (1892–2005 гг.); суммарного речного стока *R*<sub>v</sub> (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики (1893–2007 гг.);

#### Список таблиц

результирующего водообмена  $Q_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы (1893–2002 гг.) и температуры воздуха  $T_a$  (°С) в Калининграде (1848–2012 гг.) и вынуждающих сил (среднегодовые значения), по данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ..., 2008; www.rp5.ru; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR\_DATA/SUNSPOT NUMBERS).

- Таблица 121. Период *T*, спектр мощности *S*, фаза *f*, когерентность *C* для рядов гидрометеорологических параметров: уровня моря *h* (см) в Кронштадте (1835–2007 гг.), Балтийске (1840–2006 гг.) и Гесере (1892–2005 гг.); суммарного речного стока  $R_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики (1893–2007 гг.); результирующего водообмена  $Q_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы (1893–2002 гг.) и температуры воздуха  $T_a$  (°С) в Калининграде (1848–2012 гг.) и индексов циркуляции атмосферы (*W*, *E* и *C*) (среднегодовые значения), по данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Смирнова, Минина, 1992; Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ..., 2008; www.rp5.ru).
- Таблица 122. Экстремальные значения корреляционных функций (r), рассчитанных между гидрометеорологическими параметрами: уровнем моря h (см) в Кронштадте (1835–2007 гг.), Балтийске (1840–2006 гг.) и Гесере (1892–2005 гг.); суммарным речным стоком  $R_{g}$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики (1893–2007 гг.); результирующим водообменом  $Q_{g}$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы (1893–2002 гг.); температурой воздуха  $T_{a}$  (°C) в Калининграде (1848–2012 гг.) и вынуждающими силами (числа W; ППОСЛиС;  $\nu$  и U) за различные периоды по данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Витинский, 1963; Воробьев, 1967; Смирнова, Минина, 1992; Сидоренков, 2002; Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ... , 2008; www.rp5.ru; ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR\_DATA/SUNSPOT\_NUMBERS).
- Таблица 123. Экстремальные значения корреляционных функций (r), рассчитанных между гидрометеорологическими параметрами: уровнем моря h (см) в Кронштадте (1835–2007 гг.), Балтийске (1840–2006 гг.) и Гесере (1892–2005 гг.); суммарным речным стоком  $R_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) для всей Балтики (1893–2007 гг.); результирующим водообменом  $Q_{\Sigma}$  (км<sup>3</sup>/год) через Датские проливы (1893–2002 гг.); температурой воздуха  $T_a$  (°C) в Калининграде (1848–2012 гг.) и индексами циркуляции атмосферы (W, E, C) за различные периоды по данным (Аверкиев, 2011; Атлас «Климат ... », 2007; Гирс, 1971; Дмитриев, Белязо, 2006; Смирнова, Минина, Суставов, Альтшулер, 1983; Andersson, 2009; Cyberski, Wroblewski, 2000; HELCOM, 2006; Mikulski, 1982; Omstedt, 2009; State and Evolution ... , 2008; www.rp5.ru).

# АТЛАС ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Карты распределения элементов по месяцам





Рис. 2. Температура воды *Т*<sub>W</sub>(°С) на поверхности Балтийского моря, февраль















Рис. 10. Температура воды  $T_W(^{\circ}C)$ на поверхности Балтийского моря, октябрь





































Рис. 29. Атмосферные осадки Pr (мм/мес.) на поверхности Балтийского моря, май

Рис. 30. Атмосферные осадки Pr (мм/мес.) на поверхности Балтийского моря, июнь







Рис. 34. Атмосферные осадки Pr (мм/мес.) на поверхности Балтийского моря, октябрь






























Рис. 50. Температура воздуха Т<sub>а</sub> (°С) Балтийского моря, февраль







Рис. 54. Температура воздуха Т<sub>а</sub> (°С) Балтийского моря, июнь







Рис. 58. Температура воздуха  $T_a$  (°С) Балтийского моря, октябрь

































Рис. 74. Скорость ветра W (м/с) Балтийского моря, февраль









Рис. 78. Скорость ветра *W* (м/с) Балтийского моря, июнь













Рис. 86. Атмосферное давление  $P_0$  (гПа) на уровне Балтийского моря, февраль















Рис. 94. Атмосферное давление  $P_0$  (гПа) на уровне Балтийского моря, октябрь



# АТЛАС ГАРМОНИЧЕСКИХ ПОСТОЯННЫХ СЕЗОННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Карты распределения годовой гармоники (квота, амплитуда, даты наступления максимума)



Рис. 1. Температура воды *Т*<sub>w</sub> (°С) на поверхности (квота)











Рис. 9. Атмосферные осадки *Pr* (мм/мес.) (даты наступления максимума)

Рис. 10. Испарение (мм/мес.) (квота)
















Приложение Б



434



Рис. 21. Скорость ветра *W* (м/с) (даты наступления максимума)

Рис. 22. Атмосферное давление *P*<sub>0</sub> (гПа) (квота)

#### Приложение Б



436

### Abstract

Evaluation of the contributions of different types of oscillations to the total temporal variability of water temperature, salinity and sea level, air temperature and dew point, atmospheric pressure and the wind speed modulus, evaporation and precipitation has been obtained by the analysis of data series of hydro-meteorological measurements during 1951–2000 presented in the book (State and Evolution ... , 2008), observations at weather stations in Arcona basin, in Warnemunde, Visby, Liepaja, Kaliningrad, Klaipeda, and Leba, using the model of the time series developed by the author.

The model of time series used in the investigation includes the following components: irregular intra-daily oscillations, regular diurnal process, inter-daily (synoptic) and irregular within-year components, regular seasonal process and inter-annual component.

The largest contribution to the dispersion of thermal parameters, evaporation and precipitation is provided by seasonal process, whilst that for the dynamic parameters is driven by the synoptical variability.

The influence of the variability of the *Wangenheim-Girs* atmospheric circulation index (Girs, 1971; Dmitriev, Belyazo, 2006) and cosmo-geophysical factors on the temporal oscillations of the hydro-meteorological parameters has been analyzed.

Predictors for the regular seasonal course of the majority of the considered hydro-meteorological elements in the Baltic sea are found — these are the indices of the circulation forms W and E.

It is shown that the most typical scales of the inter-annual variability of meteorological fields (quasi-biennial, 3–4-, 5–6-, 7–8-, 10–12-, 19–26-year quasi-cyclisity) are determined by both mechanisms of interaction between the atmosphere and the ocean and external geocosmic forcings, what confirms the hypothesis of I. K. Izhevsky (1966).

It should be noted that the rhythm of the variability of the external forces *per se* (such as solar activity, angular speed of the Earth rotation, stratospheric equatorial transport) is driven by the external processes for these very factors

themselves, i. e. — the rhythm of variability of the gravitational field of the solar system.

The monograph is supplemented by the monthly average maps of the hydro-meteorological fields (1951–2000) and harmonic constants of their seasonal variability.

This treatise is intended for specialists in physics, ecology and geography of the ocean, and can be useful for students of the corresponding specialities.

#### В 2013 году вышла в свет монография:

### Дубравин В. Ф. Атлас термохалинной и биогеографической структур вод Атлантического океана. — Калининград: Капрос, 2013. — ISBN 978-5-904291-18-1

Рассмотрены вопросы формирования и географического распространения поверхностных, промежуточных, глубинных и придонных водных масс, сочетание которых в вертикальном направлении образует типы структуры вод Атлантического океана. Анализируется их временная изменчивость. Получены карты-схемы потенциально продуктивных (оцененных по обеспеченности биогенными элементами) и продуктивных (оцененных по величине первичной продукции и биомассе мезопланктона) зон для среднего года. Путем кластерного анализа связей между термохалинными и биологическими, гидрохимическими и биологическими параметрами доказывается, что процессы продуцирования в разных районах Атлантики протекают по-разному в соответствии с распределением поверхностных водных масс и их взаимодействием в горизонтальном и вертикальном направлениях. Приводятся оценки связи между этими параметрами в разных регионах океана.

Работа предназначена для специалистов в области исследований физики, биологии и географии океана.

Научное издание

## **Дубравин** Владимир Филиппович

#### ЭВОЛЮЦИИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ

Подписано в печать 26.12.2014 г. Формат 70х100 $^{1}\!/_{16}.$ Усл. печ. <br/>л. 35,8. Тираж 500 экз.

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии "Standartu Spaustuve" Vilnius, Dariaus ir Gireno g. 39, LT-02189 www.standartu.lt, tel. +370 5 2167527

# Владимир Филиппович ДУБРАВИН

доктор географических наук, доцент, ведущий научный сотрудник Атлантического отделения Института океанологии им. П.П. Ширшова Российской Академии наук. Выпускник кафедры океанологии географического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (1964). Автор более 160 научно-методических и научных работ. Специалист в области гидрологической структуры и динамики вод и биологической продуктивности; пресноводного баланса, взаимодействия атмосферы и океана (потоки тепла, влаги и импульса); пространственно-временной изменчивости гидрометеорологических полей Атлантического океана и Балтийского моря. Участник многочисленных экспедиций на судах военной гидрографии, рыбной промышленности и Академии наук в Балтику и Атлантику.

