

Ю.Н. ГОРЯЧКИН, В.А. ИВАНОВ

Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее



2006

**МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК УКРАИНЫ**

Ю.Н. Горячкин, В.А. Иванов

**УРОВЕНЬ ЧЕРНОГО МОРЯ:
ПРОШЛОЕ, НАСТОЯЩЕЕ И БУДУЩЕЕ**

**Под редакцией академика
НАН Украины В.Н. Еремеева**

**СЕВАСТОПОЛЬ
2006**

УДК 504(262.5)

Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее. Под ред. В.Н. Еремеева / Ю.Н. Горячкин, В.А. Иванов; НАН Украины, Морской гидрофизический институт.– Севастополь, 2006.– с 210, ил. 65, табл. 19, библ. 287.

В монографии подводится итог исследований изменчивости уровня Черного моря, выполненных в МГИ НАН Украины в последнее десятилетие. Подробно рассматриваются факторы, влияющие на изменения уровня Черного моря. Анализируется широкий спектр изменчивости уровня (от долгопериодных колебаний до сейш). При анализе использованы как данные непосредственных наблюдений, так и альтиметрические данные, полученные с искусственных спутников Земли. В связи с проблемой глобального изменения климата обсуждаются различные сценарии изменений уровня Черного моря в XXI веке и их возможные последствия. Рассмотрено современное состояние сети уровневых постов в Черном море. Приводится словарь терминов, используемых в получении, обработке и анализе данных по уровню моря на русском, украинском и английском языках.

Для океанологов, гидрологов, географов и других специалистов в области наук о Земле.

Рівень Чорного моря: минуле, сучасне і майбутнє. Під ред. В.М. Єремєєва / Ю.М. Горячкін, В.О. Иванов; НАН України, Морський гідрофізичний інститут.– Севастополь, 2006.– с. 210, іл. 65, табл. 19, бібл. 287.

У монографії підводиться підсумок досліджень мінливості рівня Чорного моря, виконаних в МГІ НАН України в останнє десятиліття. Детально розглядаються чинники, що впливають на зміни рівня Чорного моря. Анализується широкий спектр мінливості рівня (від довгоперіодних коливань до сейш). При аналізі використані як дані безпосередніх спостережень, так і альтиметричні дані, одержані з штучних супутників Землі. У зв'язку з проблемою глобальної зміни клімату обговорюються різні сценарії змін рівня Чорного моря в XXI столітті і їх можливі наслідки. Розглянутий сучасний стан мережі урівневих постів в Чорному морі. Приводиться словник термінів, використовуваних в отриманні, обробці і аналізі даних по рівню моря на російській, українській і англійській мовах.

Для океанологів, гідрологів, географів і інших фахівців у області наук про Землю.

Рецензенты:

К.В. Показеев, зав. кафедрой физики моря и вод суши физического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, доктор физ.-мат. наук, профессор
Ю.С. Тучковенко, проректор Одесского экологического университета, доктор физ.-мат. наук.

Утверждено к печати РИСО МГИ НАН Украины

- © Морской гидрофизический институт
НАН Украины, 2006
- © Ю.Н. Горячкин, В.А. Иванов, 2006

ISBN

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие.....	5
Глава 1. Факторы, влияющие на изменения уровня в Черном море ..	8
1.1 Речной сток	10
1.2 Атмосферные осадки, выпадающие над морем.....	17
1.3 Испарение с поверхности моря	22
1.4 Суммарный баланс пресных вод.....	27
1.5 Пространственное распределение речного стока, осадков и испарения.....	31
1.6 Обмен через проливы.....	33
1.7 Атмосферное давление.....	37
1.8 Стерические эффекты	41
1.9 Твердый сток.....	44
1.10 Современные тектонические движения	45
Литература к главе 1	51
Глава 2. Изменчивость уровня Черного моря	55
2.1 Долгопериодные колебания уровня.....	56
2.2 Многолетние колебания уровня.....	61
2.3 Сезонные колебания уровня	66
2.4 Синоптические колебания уровня	69
2.5 Экстремальные значения уровня	83
2.6 Мезомасштабные колебания уровня.....	87
2.7 Вклад отдельных видов колебаний уровня в суммарную изменчивость.....	100
2.8 Цунами.....	102
2.9 Колебания уровня в проливе Босфор.....	104
2.10 Изменчивость уровня в системе Черное – Мраморное – Эгейское море	108
2.11 Использование альтиметрических данных для изучения внутрисезонных и межгодовых колебаний уровня Черного моря.....	117
Литература к главе 2	126
Глава 3. Изменения уровня моря и их возможные последствия	142
3.1 Сценарии изменения климата	142
3.2 Сценарии изменения уровня	152

3.3 Последствия изменений климата и относительного уровня моря.....	160
Литература к главе 3	175
Заключение.....	180
Приложение 1. Наблюдения за уровнем Черного моря.....	182
1.1 Краткая история наблюдений за уровнем Черного моря	182
1.2 Современное состояние сети пунктов наблюдений за уровнем Черного моря.....	183
Литература к приложению 1	187
Приложение 2. Уровень моря. Термины и определения (на русском, украинском и английском языках)....	188

ПРЕДИСЛОВИЕ

История наблюдений за уровнем Черного моря насчитывает уже полтора века. Полная библиография работ, в которых рассматриваются различные аспекты его изменчивости, включает более 300 наименований, из которых две трети на русском языке. Тем не менее, до настоящего времени нет монографического обобщения имеющихся результатов обработки наблюдений, которое могло бы систематизировать и методологически объединить весь спектр изменчивости уровня моря. Большая часть публикаций относится к 60 – 80-м годам прошлого века. В этот период наибольшее внимание уделялось изучению штормовых сгонно-нагонных явлений, что вполне оправдано, учитывая их большое значение для мореплавания и практической деятельности в зоне сопряжения суша – море.

В последние 15 лет на повестку дня выдвинулось новое направление в изучении изменчивости уровня Черного моря – исследование его долгопериодных колебаний и прогноз будущих изменений. Оно обусловлено в значительной мере современным глобальным повышением уровня Мирового океана, в результате чего происходит затопление и подтопление низких прибрежных территорий, а также активное переформирование берегов с негативными последствиями. Поэтому понимание причин, вызывающих подъем или опускание уровня моря, а также мониторинг этих колебаний имеет важное хозяйственное значение, в частности, при строительстве берегозащитных и портовых сооружений, освоении морских рекреационных зон и т.п. Эта проблема может стать еще более актуальной в связи с ожидаемым ускорением подъема уровня океана в XXI столетии.

Характерно, что изучением изменчивости уровня Черного моря сейчас занимаются не только ученые причерноморских государств, но и таких стран как США, Великобритания, Франция, Германия, Испания, Греция и др. И это не случайно. Черное море занимает уникальное географическое положение, являясь наиболее изолированным водоемом в бассейне Атлантического океана. Система проливов (Босфор, Дарданеллы и Гибралтар), связывающая его с Мировым океаном, и Средиземное море представляют собой естественный демпфер, фильтрующий многие процессы, происходящие в Мировом океане, которые зашумляют сигнал, связанный с климатическими изменениями уровня. Немаловажно, что в Черном море приливные колебания уровня крайне малы. Это решает проблему их ис-

ключения из рядов наблюдений, актуальную в открытых районах океана. В Черном море имеется густая сеть уровенных постов; на некоторых данные наблюдений охватывают более чем столетний период. Все это создает хорошие условия для изучения климатических изменений уровня и его мониторинга.

Цель настоящей монографии – обобщение результатов исследований изменчивости уровня Черного моря (прежде всего, полученных авторами). При этом нами были учтены результаты, полученные другими исследователями за весь период изучения уровенного режима Черного моря.

В первой главе рассматриваются факторы, влияющие на изменчивость уровня Черного моря. Показан их относительный вклад в общую изменчивость на различных временных масштабах.

Вторая глава посвящена особенностям изменчивости уровня на временных масштабах от сейш до долгопериодных колебаний. Отдельно рассматриваются колебания уровня в черноморских проливах, а также в системе Черное – Мраморное – Эгейское моря. Здесь же показан вклад отдельных видов колебаний уровня в суммарную изменчивость. Рассмотрены возможности использования спутниковых данных для изучения уровенного режима и его мониторинга.

В третьей главе обсуждаются, главным образом, возможные последствия изменений уровня, прежде всего, их влияние на перестроение берегов.

В приложении 1 приведена краткая история наблюдений за уровнем Черного моря, а также современное состояние сети пунктов наблюдений за уровнем.

В приложении 2 дан словарь терминов, используемых в получении, обработке и анализе данных по уровню моря на русском и украинском языках, адаптированных к международным стандартам.

Авторы не претендуют на бесспорность выводов и считают, что в процессе дальнейших исследований результаты, полученные ими, будут уточнены, дополнены, а может быть и пересмотрены. Одна из целей монографии – привлечь внимание к проблеме изменений уровня Черного моря и дать исследованиям в этом направлении определенный импульс.

На протяжении работы авторы тесно сотрудничали с Морским отделением УкрНИГМИ, кафедрой океанологии МГУ им. М.В. Ломоносова, Институтом океанографии Греческого центра морских исследований (Афины) и Техническим университетом Восточного Средиземноморья (Эрдемли, Турция).

Отдельные результаты, представленные в монографии, получены при участии Белокопытова В.Н., Коновалова А.В., Лемешко Е.М., Липченко М.М., Манилюк Ю.В., Репетина Л.Н., Фомичевой Л.А, Хмара Т.В., Черкесова Л.В., Ястреба В.П., Besiktepe S., Georgoulous D., Getin N., Gregg M., Latif M., Ozsoy E., Zervakis V.

Большую помощь при подготовке монографии к печати оказала Рыженко З.Я.

Всем им авторы выражают искреннюю благодарность.

Глава 1

ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ В ЧЕРНОМ МОРЕ

Как известно, уровенная поверхность – это поверхность, перпендикулярная направлению силы тяжести в любой её точке. Такая поверхность в первом приближении совпадает со среднемноголетним уровнем Мирового океана и принимается за поверхность геоида. В реальности уровень не остается в состоянии покоя, а находится в непрерывном изменении под воздействием различных сил, отклоняясь от поверхности геоида. Уровенный режим Черного моря формируется под воздействием факторов, которые приводят как к изменению объема вод, так и перераспределению его по пространству.

Эвстатические факторы* (т.е. факторы, приводящие к изменению объема вод и объема чаши моря) в Черном море – это речной сток, испарение, осадки, выпадающие над морем, водообмен с Мраморным и Азовским морями, антропогенный сток, оседание и уплотнение осадков. Изменения объема чаши моря под действием тектонических движений, по-видимому, невелики и ими, в первом приближении, можно пренебречь. Влияние этих факторов на уровенный режим в Черном море в настоящее время имеет различную степень изученности. Главным препятствием является отсутствие достаточно надежных, продолжительных наблюдений за испарением и осадками над открытым морем и водообменом в проливах. Это приводит к необходимости использовать косвенные методы оценки. Другие факторы (антропогенный и твердый сток) до настоящего времени вообще не рассматривались.

Основные факторы, перераспределяющие воды по пространству и времени, действующие в Черном море, – это ветер; пространственно-временные изменения атмосферного давления (статическая реакция) и плотности морской воды (стерический эффект); сгонно-нагонные колебания, связанные с циркуляцией вод, возникающей в результате тангенциального трения между воздушным потоком и водной поверхностью, ограниченной береговой чертой. Эти факторы существенно изменчивы в пространстве и времени.

* (от греч. *éu* – хорошо, полностью и *stásis* – стояние на месте, покой, положение)

Интересно, что в Черном море основные колебания уровня ветрового происхождения совпадают с изменениями уровня, обусловленными изменениями атмосферного давления и плотности воды. Это можно объяснить тем, что понижение атмосферного давления над сушей и повышение давления над морем сочетаются с нагонными по отношению к берегу ветрами. Следовательно, уровень повышается одновременно под действием двух факторов: ветра и атмосферного давления. В обратном случае, когда давление над сушей повышается, а над морем понижается, происходит понижение уровня моря у берега под воздействием обоих факторов. Кроме этого, при нагонном процессе более легкие поверхностные воды перемещаются в прибрежную область, образуя значительный слой, и, следовательно, являются дополнительным фактором, приводящим к повышению уровня. При сгонах происходит обратный процесс; при этом уровень понижается как из-за оттока вод, так и за счет их замещения более плотными глубинными водами.

Изменения уровня вследствие изменения давления (статическая реакция) значительно меньше изменений, обусловленных действием ветров и течений, как вдоль береговой черты, так и в открытом море (динамическая реакция). Кроме указанных процессов определенное влияние на перераспределение объема вод оказывают волновые процессы различного происхождения, сейши и приливные колебания.

Отдельно можно выделить геодинамические силы, приводящие к вековым колебаниям уровня. Они обусловлены медленными вертикальными движениями земной коры (поднятием или опусканием). Однако эти колебания являются кажущимися, так как происходят не от изменений уровня, а от поднятия или опускания берега, на котором расположены регистраторы уровня. Вместе с тем, для хозяйственной деятельности человека они важны и их следует учитывать. На черноморском побережье – это, прежде всего, район Одессы и Колхидской низменности, которые испытывают значительные современные вертикальные движения земной коры (опускание). В других районах побережья они существенно меньше. Кроме этого, резкие тектонические колебания земной коры, приводящие к землетрясениям, вызывают цунами, которые также регистрировались в Черном море. Ниже более подробно рассматриваются вклады отдельных факторов в формирование уровня режима Черного моря.

1.1 Речной сток

Межгодовые и сезонные изменения уровня Черного моря в значительной мере связаны с речным стоком. Впервые это было подмечено еще в конце XIX века [1, 2]. В 20-х годах прошлого столетия влияние стока на уровень было рассмотрено более подробно [3, 4], а наиболее обоснованные оценки, опирающиеся на фактический материал, сделаны в [5 – 7]. В этих работах отмечается, что основной причиной сезонных и годовых колебаний уровня Черного моря являются колебания речного стока (и в особенности стока Дуная). К таким же выводам на основе анализа данных о стоке Дуная и уровне на болгарском побережье приходят в [8, 9]. Более подробно характеристики стока рек и их влияние на уровень на основе данных до 1985 г. рассмотрены в [10 – 12]. Здесь же определены коэффициенты корреляции годовых значений среднего уровня Черного моря со стоком Дуная, с суммарным стоком в северо-западный район Черного моря и суммарным стоком в Черное море, а также рассмотрены некоторые другие статистические характеристики. Собственно, этим и исчерпываются публикации по влиянию стока рек на уровень Черного моря.

Для оценки многолетних и сезонных изменений уровня, связанных с речным стоком, и их режимно-статистических характеристик нами использовались среднемесячные данные о суммарном речном стоке за период 1923 – 1998 гг.* Для этого объем стока (км^3) был переведен в изменения уровня, исходя из площади моря $423\,000\text{ км}^2$. Полученные величины приведены в табл. 1.1.

Средний многолетний речной сток в Черное море за этот период составил 336 км^3 , при этом на долю трех рек, впадающих в северо-западную часть моря, – Дуная, Днепра и Днестра приходилось около 80 % суммарного стока. В терминах приращения уровня моря вклад материкового стока составляет в среднем 79 см/год, при наибольшем и наименьшем значениях 120 и 56 см, соответственно (151 и 70 % от нормы). Изменения уровня моря, связанные с речным стоком, имеют выраженный годовой ход (рис. 1.1). Начиная с октября, сток нарастает; особенно существенные приращения наблюдаются от февраля к марту и от марта к апрелю; среднемноголетний макси-

* Здесь и далее обсуждаются ряды наблюдений до 1999 г., поскольку после этого был прекращен обмен данными между Украиной и Российской Федерацией

мум стока отмечается в мае. За 75 лет максимум отмечался в мае (59 % случаев), апреле (25 %), марте (5 %), июне (4 %), ноябре (3 %), в январе и октябре (по 1 %).

Таблица 1.1. Изменения уровня, обусловленные речным стоком (см)

Год	Месяц												За год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1923	6,3	6	10,6	12,2	10,7	7,7	6,4	4,1	3,1	3,3	3,8	6,6	80,9
1924	5,7	6,0	7,4	12,3	14,7	10,6	8,0	5,5	5,4	4,8	3,5	3,6	87,3
1925	2,6	2,8	6,0	6,1	7,7	6,6	5,8	4,8	5,0	4,8	5,1	6,8	64,0
1926	8,1	8,1	8,0	9,3	11,8	8,3	8,5	9,6	7,5	4,5	5,9	6,3	95,9
1927	5,3	5,2	6,6	10,1	10,5	8,1	5,7	4,3	4,8	5,1	4,3	5,4	75,3
1928	5,9	6,6	5,6	8,8	12,1	9,3	6,0	3,3	3,0	4,1	4,1	5,2	73,9
1929	4,8	3,1	5,2	11,0	14,6	10,1	6,9	4,2	3,7	3,1	4,1	4,6	75,3
1930	3,6	4,4	4,7	7,4	8,1	6,9	4,2	3,5	3,6	4,0	5,8	6,5	62,7
1931	5,6	5,4	8,1	10,2	17,5	9,4	5,5	4,1	4,3	5,6	6,3	5,8	87,9
1932	5,9	5,9	7,1	15,1	17,4	10,6	6,8	5,4	3,3	3,1	4,4	4,5	89,4
1933	3,2	3,9	6,6	8,8	10,7	10,1	10,5	7,0	5,3	6,4	7,8	7,1	87,3
1934	6,9	6,3	9,6	11,2	7,4	5,2	5,6	5,1	4,8	4,1	4,4	4,9	75,5
1935	4,3	4,3	9,0	10,5	11,7	8,2	5,8	3,9	2,9	2,9	3,7	4,5	71,6
1936	5,6	6,7	8,7	9,6	8,5	7,3	6,6	4,9	4,0	5,5	6,1	4,9	78,4
1937	3,6	5,4	10,5	13,8	13,0	9,5	6,7	5,9	6,0	6,7	6,0	7,5	94,9
1938	9,2	8,5	8,1	11,1	10,6	9,2	5,8	4,1	5,0	3,6	3,5	3,6	82,4
1939	4,4	4,9	6,1	8,6	8,5	8,1	7,1	4,3	3,6	5,0	6,4	7,0	74,1
1940	7,3	6,5	9,9	15,4	15,8	11,6	10,8	7,2	5,5	6,6	6,5	7,9	111,1
1941	8,2	9,9	12,0	13,5	16,2	13,0	9,7	7,1	7,0	6,9	8,7	8,0	120,3
1942	7,1	6,1	9,5	15,6	19,3	12,2	8,0	5,0	3,5	3,1	3,8	3,5	96,7
1943	3,2	4,6	4,9	6,1	6,9	6,5	6,0	4,3	2,9	2,8	2,8	4,9	56,0
1944	3,9	5,3	8,6	9,3	12,7	9,8	7,8	5,9	3,7	5,1	6,5	7,8	86,4
1945	7,8	5,1	8,8	10,8	10,9	7,9	5,4	3,7	3,3	4,2	3,9	4,2	75,9
1946	4,9	5,5	7,9	8,8	8,9	5,6	4,5	3,3	2,4	2,5	3,3	5,5	63,0
1947	4,9	5,3	9,9	12,7	9,4	4,8	4,1	3,2	2,9	2,7	3,2	5,2	68,5
1948	7,5	8,8	8,8	8,9	9,2	8,4	9,1	7,3	4,3	3,5	3,5	3,1	82,2
1949	3,6	3,7	4,0	7,3	7,7	6,2	5,8	4,8	4,3	2,9	2,8	4,9	58,1
1950	4,8	4,6	8,7	7,4	7,0	4,2	3,3	2,8	2,3	3,2	4,1	5,9	58,3
1951	5,6	5,0	7,9	10,6	11,3	9,0	6,5	4,8	3,2	3,7	3,3	4,0	75,0
1952	3,9	4,6	5,9	9,4	10,2	6,6	4,6	2,8	2,6	3,5	5,7	8,0	67,8
1953	9,1	7,5	8,1	11,3	11,0	8,5	6,8	4,9	3,7	3,1	2,9	2,4	79,3
1954	2,4	2,7	6,0	8,5	10,0	9,3	7,6	5,6	3,4	3,9	3,9	4,6	68,0
1955	6,4	6,7	9,1	11,5	12,8	8,7	7,6	8,6	6,5	5,9	6,8	6,5	97,1
1956	7,0	7,6	8,6	11,5	13,6	10,7	8,7	5,3	4,3	3,9	5,1	5,2	91,5
1957	4,5	5,1	8,2	8,1	9,3	8,9	6,2	5,4	4,4	4,5	3,5	5,1	73,0
1958	5,0	5,4	9,7	11,4	15,2	9,9	6,5	4,5	4,0	4,1	5,2	5,0	85,8
1959	7,1	5,3	6,7	7,0	7,4	6,8	6,4	5,7	4,8	3,5	4,2	5,3	70,4

Продолжение табл. 1.1

Год	Месяц												За год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1960	5,7	7,2	8,5	7,9	7,0	6,7	5,3	5,4	4,0	4,4	5,5	7,5	75,1
1961	7,7	5,7	6,8	6,0	7,5	7,9	5,5	4,0	3,0	2,7	3,8	4,7	65,2
1962	5,3	5,3	8,0	10,9	11,8	9,2	7,1	5,5	3,7	3,4	3,4	5,7	79,2
1963	7,7	6,6	10,2	10,8	10,7	7,7	5,6	3,6	4,0	4,0	3,6	4,8	79,3
1964	3,8	3,6	5,4	8,4	8,1	6,0	5,0	3,7	3,5	4,3	6,7	7,5	65,9
1965	7,3	6,7	8,4	9,6	10,9	11,0	10,3	7,0	4,9	4,6	3,8	6,5	91,0
1966	7,5	7,6	11,3	11,4	10,6	8,2	7,2	7,1	7,0	4,0	4,9	7,5	94,4
1967	8,1	7,7	10,5	10,9	12,4	10,1	7,8	4,7	3,6	3,9	3,5	4,6	87,9
1968	6,6	7,4	9,2	8,2	7,3	5,3	4,2	4,5	5,1	6,3	4,6	5,5	74,3
1969	5,4	6,8	10,5	11,2	9,2	8,5	8,7	4,9	4,8	3,6	3,4	6,3	83,4
1970	7,4	9,6	12,6	15,3	17,3	13,4	10,0	6,9	6,2	5,5	5,3	6,8	116,2
1971	6,7	7,4	8,0	9,5	9,2	6,3	5,8	3,7	3,2	3,3	3,7	5,6	72,5
1972	5,3	5,1	5,0	5,2	7,2	5,9	5,1	5,8	5,5	8,0	5,7	7,5	71,2
1973	4,3	5,3	6,9	8,3	9,4	7,2	6,1	4,1	3,1	4,0	4,2	4,8	67,7
1974	5,8	5,7	5,2	5,0	6,7	7,4	8,8	6,5	4,1	6,0	9,7	9,3	80,1
1975	9,5	6,5	6,5	8,9	10,6	10,0	10,1	6,7	5,3	4,6	4,0	4,7	87,4
1976	4,9	5,3	6,3	9,0	9,3	8,2	4,3	4,4	4,5	5,3	5,1	7,5	73,9
1977	6,3	9,3	11,6	9,9	10,2	6,5	5,2	5,2	5,2	5,0	4,3	6,2	85,0
1978	5,3	6,3	11,1	10,3	11,4	10,3	8,3	5,7	4,6	5,6	4,5	5,6	89,0
1979	7,5	9,9	10,7	12,7	11,7	7,2	7,2	5,5	4,1	4,0	5,4	7,5	93,4
1980	6,5	8,2	7,1	10,9	12,0	11,6	8,6	8,1	5,7	6,5	8,8	9,6	103,4
1981	9,2	7,9	11,6	13,3	11,5	7,8	5,9	5,3	4,3	5,1	7,7	9,1	98,5
1982	11,1	7,2	8,1	10,1	10,3	7,3	6,9	5,6	4,2	4,7	4,6	4,9	84,9
1983	6,9	6,7	7,1	6,6	8,0	5,7	5,3	4,1	3,2	3,3	3,6	3,6	64,0
1984	4,3	5,8	6,8	8,6	8,6	7,9	5,5	4,2	3,4	5,6	4,1	4,7	69,6
1985	4,5	5,9	8,5	9,5	9,3	8,2	6,9	4,6	4,5	3,8	4,4	5,9	75,9
1986	7,0	7,4	8,9	10,1	8,9	7,4	5,7	3,6	3,2	3,0	3,5	3,2	72,1
1987	5,4	6,7	7,3	9,1	11,2	10,9	6,8	4,7	3,7	3,8	4,0	6,0	79,7
1988	5,4	5,5	7,8	12,7	10,6	9,5	5,9	4,1	4,7	4,9	4,9	6,3	82,2
1989	5,2	3,6	7,2	7,4	8,2	7,0	6,2	4,5	5,3	5,5	5,1	5,1	70,1
1990	4,7	4,4	5,8	6,1	6,3	4,8	4,2	2,7	2,5	3,6	4,8	6,4	56,2
1991	5,8	4,8	5,4	5,6	8,0	9,4	7,8	8,4	3,9	3,9	5,7	6,6	75,3
1992	4,8	4,5	5,9	9,1	8,0	6,3	5,1	3,3	2,6	3,7	6,3	7,8	67,4
1993	4,8	4,3	4,7	8,9	7,9	4,6	3,7	3,9	4,2	4,7	5,9	5,9	63,5
1994	8,3	6,8	7,4	9,0	10,3	7,4	5,1	3,0	3,0	3,5	3,8	4,4	72,1
1995	4,8	5,8	8,3	9,3	10,2	8,6	7,3	4,0	5,1	4,9	4,7	5,3	78,4
1996	8,7	6,0	7,0	10,9	10,9	7,4	5,4	4,0	5,0	7,1	6,4	8,4	87,2
1997	7,9	6,2	8,1	9,0	10,9	7,5	6,6	7,6	4,6	4,7	4,7	6,5	84,1
1998	6,8	5,5	6,8	7,5	8,9	6,6	6,4	4,5	4,4	6,7	8,6	7,8	80,4
Средн.	6,0	6,0	7,9	9,8	10,5	8,2	6,6	5,0	4,2	4,4	4,8	5,8	79,4
Макс.	11,1	9,9	12,6	15,6	19,3	13,4	10,8	9,6	7,5	8,0	9,7	9,6	120,3
Мин.	2,4	2,7	4,0	5,0	6,3	4,2	3,3	2,7	2,3	2,5	2,8	2,4	56,0

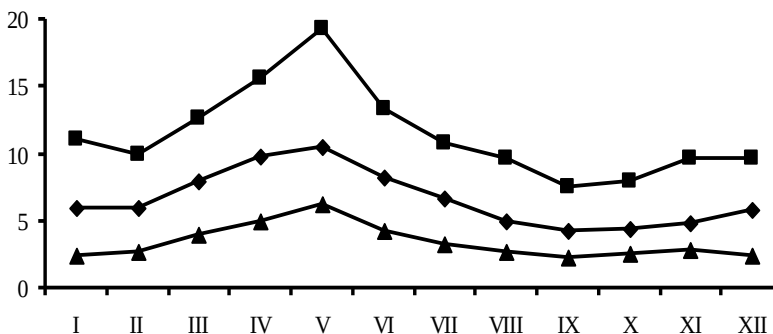


Рис. 1.1. Среднемноголетний годовой ход вклада стока рек в изменения уровня моря (см).
Представлены средние, максимальные и минимальные величины

Начиная с июня, сток довольно значительно уменьшается и достигает среднемноголетнего минимума в сентябре. В отличие от максимума, минимум стока имеет бóльший разброс во времени. За вышеуказанный период в сентябре он наблюдался в 36 % случаев, в октябре в 23 %, ноябре 15 %, августе 11 %, январе 7 %, июле 4 %, декабре 3 % и по 1 % в феврале и марте. Отметим, что наличие минимумов в декабре – марте не означает, что не отмечалось резкое снижение стока в осенний период. Просто в эти годы наблюдались два минимума, которые незначительно отличались по абсолютным величинам. Это хорошо иллюстрирует рис. 1.2. Он показывает, что в целом годовой ход выражен хорошо и относительно стабилен во времени. Вместе с тем отмечаются периоды увеличения и уменьшения стока. В исходном ряде выделяются колебания с периодичностью 3 – 5 лет и размахом 15 – 25 см (в отдельные периоды до 40 – 60 см).

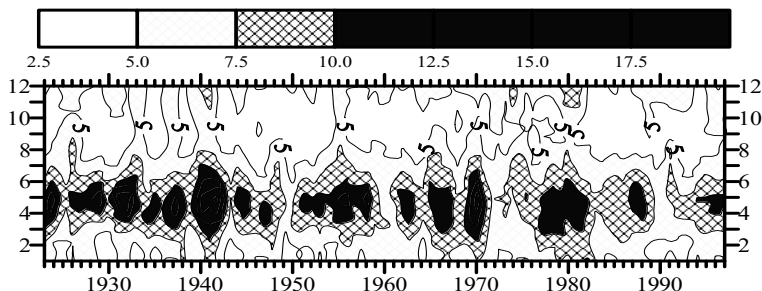


Рис. 1.2. Распределение во времени вклада стока рек в изменения уровня (см). По вертикали месяцы

При осреднении ряда скользящим средним по пяти годам выделяются колебания с периодом 11 и 15 лет (рис. 1.3). Аппроксимация полиномом 7-ой степени позволяет выделить периоды, когда вклад стока в изменения уровня был максимален (1935 – 1945, 1970 – 1980 гг.) и минимален (1950 – 1960, 1985 – 1995 гг.).

На фоне межгодовых колебаний отмечается небольшой отрицательный тренд, угловой коэффициент которого составляет 0,0435 см/год, что в пересчете на период наблюдений дает размах 3,2 см.

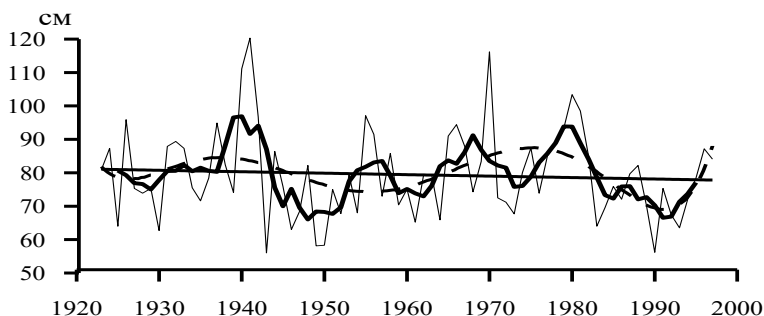


Рис. 1.3. Межгодовые колебания вклада речного стока в изменения уровня. Осреднение скользящим средним по 5-ти годам (*жирная линия*); аппроксимация полиномом 7-ой степени (*пунктир*); линейный тренд (*сплошная*)

В [12] приводится угловой коэффициент стока $2,4 \text{ км}^3/\text{год}$ (размах 82 км^3) за период 1945 – 1985 гг., однако эта величина определена неправильно. В действительности угловой коэффициент стока за указанный период составляет $1,5 \text{ км}^3/\text{год}$. В целом тренд за весь период относительно невелик. Вклад каждого месяца в суммарный тренд представлен на рис. 1.4. Заметно, что в период с марта по июль, когда материковый сток максимален, величина тренда отрицательна, с максимумом в мае ($0,04 \text{ см/год}$) и, напротив, в месяцы с минимальным стоком угловые коэффициенты трендов положительны, однако величина их незначительна ($0,01 - 0,02 \text{ см/год}$). Это позволяет заключить, что за весь период наблюдений с 1923 по 1997 гг. вклад стока рек в наблюдаемое повышение уровня (о чем будет идти речь ниже) был отрицательным, но величина углового коэффициента была крайне мала.

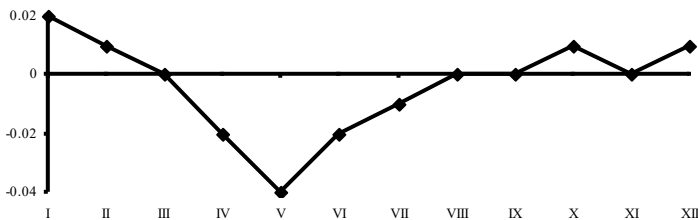


Рис. 1.4. Помесячные угловые коэффициенты трендов межгодовых колебаний уровня, связанных со стоком рек за период 1923 – 1998 гг. (см/мес)

Что касается коэффициента корреляции между колебаниями стока рек и наблюдаемым уровнем Черного моря, то он распределяется следующим образом. Для среднемесячных величин в период 1923 – 1997 гг. (исключая 1942 – 1943 гг. и январь – август 1944 г.) он составляет 0,65; для среднегодовых величин за этот же период он равен 0,69. Эти значения несколько ниже, чем приведенные в [12]. В качестве среднего уровня Черного моря использовались данные 12 уровней постов, относительно равномерно расположенных по побережью бывшего СССР.

Как уже отмечалось, определяющим для суммарного стока рек является сток Дуная, поэтому полезно привести связи его стока с уровнем. Для среднегодовых величин коэффициент корреляции составляет 0,60, а для среднемесячных 0,71. При этом коэффициент корреляции между суммарным стоком и стоком Дуная за этот же период равен 0,82 и 0,90, соответственно. Приведенное в [12] уравнение связи между средним годовым уровнем моря и стоком Дуная $\xi = 0,131Q_d + 448,8$, где ξ – средний годовой уровень Черного моря, Q_d – годовой сток Дуная в Черное море (км³), является ошибочным; проверка его на фактическом материале за период наблюдений в 75 лет показала, что оно плохо передает изменение уровня как качественно, так и количественно. Ошибка достигает 13 см, в среднем составляя около 8 см, что делает его неприменимым для практических целей. Здесь же приведено уравнение связи между средним уровнем моря и суммарным стоком рек $\xi = 0,090Q_{\text{см}} + 446,0$, где ξ – средний годовой уровень Черного моря, $Q_{\text{см}}$ – суммарный годовой сток рек в Черное море (км³). Это уравнение хорошо передает характер межгодовых изменений уровня, однако и здесь ошибки в абсолютной величине достигают 10 см, что существенно больше заявленной в работе (± 4 см),

причем, значения в основном занижаются. Учитывая значительный вклад стока Дуная в суммарный речной сток и изменчивость уровня, полезно рассмотреть его межгодовую изменчивость на максимально возможном промежутке времени. Для этого мы использовали данные по стоку на румынском участке реки за 1860 – 1987 гг., по суммарному стоку в период 1951 – 1987 гг., рассчитали переходной коэффициент и построили график межгодовой изменчивости стока Дуная за 136 лет (рис. 1.5).

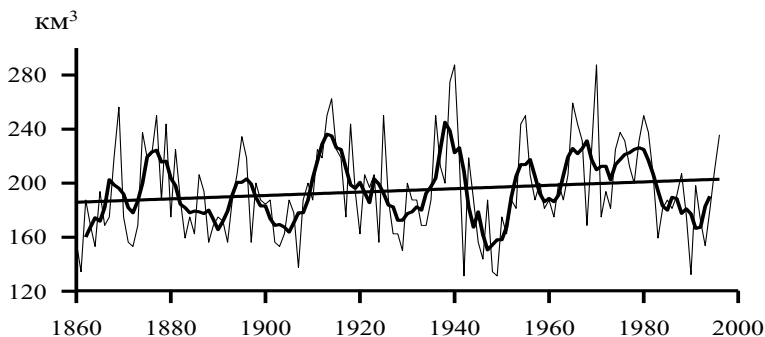


Рис. 1.5. Межгодовые колебания стока Дуная
Осреднение скользящим средним по 5-ти годам
(жирная линия); тренд (прямая)

Необходимо отметить, что данные, полученные по румынскому створу Дуная и пересчитанные в суммарный сток Дуная, и данные о суммарном стоке по створу 54 миля (по которому рассчитывается сток Дуная в отечественной литературе) за одинаковый промежуток времени качественно подобны, количественные же расхождения составляют до 7 % (стандартное отклонение около 15 км³).

Из рис. 1.5 видно, что сток Дуная испытывает довольно значительную межгодовую изменчивость; на фоне колебаний 2 – 5 лет заметны флуктуации с периодом 18 – 20 лет и размахом 80 – 100 км³, что соответствует изменению уровня в 19 – 23 см. Угловой коэффициент тренда за этот период составил +0,126 км³/год, что дает довольно незначительный размах 17 км³ (или 4 см). Для большей сравнимости мы рассчитали коэффициенты корреляции между стоком Дуная и уровнем в Сулине, Констанце (Румыния) и Севастополе в период с 1875 по 1990 гг.; они составили 0,51, 0,46 и 0,61, соответственно. Вместе с тем, для уровня в Сулине и Севастополе он составляет за этот же период 0,74, а для Констанцы и Севастополя

0,83. Все это может свидетельствовать о том, что на больших масштабах изменчивости вклад стока в межгодовые вариации уровня меньше, чем за отдельные периоды. Здесь могут сказываться как другие факторы, влияющие на уровенный режим моря в целом, так и региональные особенности.

Подводя итог, можно сказать, что материковый сток оказывает существенное влияние на формирование режима уровня Черного моря на масштабах сезонных и межгодовых флуктуаций. Вместе с тем, знак и величина тренда не может объяснить факт наблюдаемого повышения уровня Черного моря.

1.2 Атмосферные осадки, выпадающие над морем

В отличие от стока рек, величина которого определяется по результатам инструментальных наблюдений, количество атмосферных осадков, выпадающих над акваторией Черного моря, определяют косвенным способом, используя в основном данные наблюдений на береговых станциях. При этом наиболее оправданно использование двух методов оценки: среднеарифметическим (или средневзвешенным) осреднением сумм осадков по выборке из сети береговых станций и планиметрированием изогий на картах, полученных, опять-таки, с помощью данных береговых станций и эпизодических судовых наблюдений. Первый метод реализован, например, в [13], а последний в [12]. Несмотря на недостатки, которые нами подробно рассмотрены в [14], полученные оценки можно с определенными допущениями признать близкими к реальным величинам [15]. Эти данные, пересчитанные в изменения уровня моря за период 1923 – 1998 гг. (исключая 1941 – 1944 гг.), представлены в табл. 1.2.

Среднее многолетнее количество атмосферных осадков, выпадающих над акваторией Черного моря, за этот период составило 570 мм или 241 км³ в единицах объема. В терминах приращения уровня моря вклад атмосферных осадков составляет в среднем 57 см/год при наибольшем и наименьшем значениях 84 и 38 см, соответственно (147 и 67 % от нормы). В изменениях уровня моря, связанных с атмосферными осадками, хорошо выражен годовой ход (рис. 1.6).

**Таблица 1.2. Изменения уровня, обусловленные
атмосферными осадками (см)**

Год	Месяц												За год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1923	6,4	9,6	3,2	2,4	1,9	2,4	1,5	2,5	1,4	6,0	2,5	13,0	52,8
1924	3,4	9,5	3,6	3,9	1,2	0,7	1,8	3,3	1,6	5,0	7,4	2,1	43,5
1925	3,6	3,0	5,9	2,1	3,0	3,0	3,5	4,1	2,1	6,2	7,9	15,0	59,4
1926	4,3	2,6	5,2	3,6	1,4	3,8	4,5	2,4	7,6	5,4	0,6	7,6	49,0
1927	3,7	5,9	2,2	3,8	2,0	0,5	3,3	3,8	1,2	5,2	6,1	8,5	46,2
1928	2,8	7,8	1,7	3,0	2,3	1,8	0,6	2,3	3,4	3,0	8,4	9,7	46,8
1929	6,2	3,9	5,2	4,7	0,6	2,2	1,2	0,0	7,9	4,8	2,1	4,7	43,5
1930	3,4	4,2	2,9	3,0	2,4	3,0	2,6	3,6	3,5	6,5	5,9	7,4	48,4
1931	7,6	1,6	8,6	3,6	2,1	4,3	4,2	5,3	9,4	6,9	7,5	4,9	66,0
1932	3,2	8,7	3,2	8,1	5,0	2,1	3,4	2,5	1,9	3,8	7,7	3,2	52,8
1933	5,0	10,9	5,9	6,7	3,8	3,2	4,2	2,4	6,4	7,1	7,1	8,0	70,7
1934	3,8	6,3	1,1	1,2	1,6	2,1	2,5	6,4	5,1	5,1	8,2	2,8	46,2
1935	4,1	9,1	3,0	3,9	0,9	1,1	2,0	0,7	4,6	5,9	6,8	5,8	47,9
1936	5,8	5,8	1,8	4,1	1,1	3,1	1,2	1,7	3,3	10,7	5,3	6,7	50,6
1937	11,2	9,6	3,8	2,3	0,9	2,2	0,8	4,2	2,9	8,9	9,2	7,8	63,8
1938	8,4	4,6	5,4	4,6	1,8	2,0	0,6	2,5	5,4	6,1	5,4	4,4	51,2
1939	5,9	3,8	6,3	2,0	1,4	2,1	2,6	6,6	7,9	14,0	8,6	13,6	74,8
1940	5,9	6,3	8,2	2,8	3,1	2,8	4,4	2,5	4,6	6,9	3,0	11,1	61,6
1945	6,1	5,2	7,4	6,5	1,5	2,4	3,1	3,6	3,0	5,8	2,7	5,0	52,3
1946	3,2	7,4	3,5	1,7	1,0	1,2	1,4	1,6	1,5	10,3	3,7	4,7	41,2
1947	5,5	3,3	2,5	0,9	0,0	1,5	3,1	5,0	3,8	7,7	10,0	9,0	52,3
1948	5,4	7,1	6,7	0,4	2,4	4,1	1,1	2,5	2,6	2,9	3,5	1,5	40,2
1949	3,4	8,4	2,8	5,1	1,0	3,5	1,7	2,9	6,0	1,8	2,8	7,9	47,3
1950	7,6	2,7	5,5	2,4	1,3	1,9	1,8	2,1	1,8	13,9	5,9	3,7	50,6
1951	6,6	3,4	5,6	2,1	3,6	2,1	3,0	2,2	3,8	2,8	5,5	5,5	46,2
1952	7,3	9,4	6,5	0,6	3,0	3,7	0,5	2,1	2,2	9,9	11,6	3,7	60,5
1953	9,6	12,2	3,4	2,2	2,7	2,7	0,9	2,0	3,5	2,7	3,7	2,3	47,9
1954	9,9	7,8	1,9	0,9	2,4	1,4	3,1	1,0	3,8	4,0	8,0	7,5	51,7
1955	4,3	11,9	4,3	4,5	1,0	2,8	3,4	5,3	5,3	6,2	12,8	10,3	72,1
1956	7,2	6,4	5,5	2,6	5,3	4,1	3,4	1,5	5,7	4,8	5,3	5,4	57,2
1957	5,9	4,6	3,4	1,2	3,2	0,0	2,7	1,2	4,1	4,5	5,4	8,9	45,1
1958	10,4	5,6	8,5	4,0	1,5	3,1	2,6	1,5	5,5	4,7	1,9	5,2	54,5
1959	9,8	3,9	4,3	4,1	2,9	0,9	1,8	2,5	6,3	2,5	7,3	4,9	51,2
1960	9,6	7,0	2,3	2,8	3,6	3,1	3,7	4,7	1,7	6,9	7,4	9,9	62,7
1961	7,1	3,1	8,9	2,8	3,9	3,1	2,5	1,2	5,1	3,8	8,1	12,0	61,6
1962	5,2	9,2	5,8	2,5	1,6	2,0	1,9	1,5	5,5	2,5	5,2	12,1	55,0
1963	14,1	6,5	5,4	3,6	0,8	2,2	2,3	0,6	4,4	2,9	3,5	10,3	56,6
1964	3,6	7,6	4,8	1,8	5,9	1,4	2,1	5,0	3,2	3,0	8,5	3,7	50,6
1965	2,7	11,5	2,7	6,1	1,6	2,6	3,0	1,9	2,0	4,9	8,9	8,7	56,6
1966	10,8	6,5	6,2	2,8	3,7	2,5	3,1	6,2	3,6	1,6	5,4	12,5	64,9

Продолжение табл. 1.2

Год	Месяц												За год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1967	11,4	7,7	5,0	1,8	3,9	2,0	2,0	3,2	3,7	3,3	10,4	13,3	67,7
1968	17,1	8,2	6,9	0,6	0,5	2,5	3,4	5,4	9,1	8,0	4,3	6,1	72,1
1969	5,2	8,9	5,8	5,5	1,8	1,9	3,1	1,0	4,0	4,7	3,9	9,2	55,0
1970	7,3	8,7	8,3	3,8	5,4	2,3	2,0	5,6	1,2	5,1	10,0	9,1	68,8
1971	2,0	7,3	6,3	0,5	2,4	3,5	1,6	2,2	5,2	5,0	8,3	12,9	57,2
1972	4,1	2,0	2,9	2,7	2,1	2,6	2,7	5,0	6,1	9,0	9,0	2,4	50,6
1973	6,2	7,5	8,8	2,3	5,2	2,6	4,0	4,1	2,4	4,2	10,1	8,1	65,5
1974	3,9	2,4	3,9	3,0	3,5	1,9	3,2	3,4	4,0	4,2	9,0	12,6	55,0
1975	7,5	4,4	3,6	3,6	1,4	1,9	2,6	1,3	3,2	8,5	5,4	6,1	49,5
1976	4,9	7,0	4,1	6,8	1,9	4,6	4,5	5,2	4,5	4,3	5,7	8,5	62,0
1977	12,1	3,4	4,8	1,2	1,9	3,1	3,6	7,8	9,2	2,0	4,8	9,9	63,8
1978	5,7	9,1	5,0	5,9	2,2	2,4	2,1	4,1	5,5	4,5	2,1	10,8	59,4
1979	8,6	6,2	2,9	5,9	2,5	4,0	6,5	1,9	3,3	4,3	5,3	5,2	56,6
1980	11,1	1,7	10,7	4,8	2,6	2,1	2,0	2,3	9,0	6,1	10,4	11,1	73,9
1981	7,1	8,1	7,4	4,1	3,9	1,2	2,4	4,6	4,2	7,0	15,0	11,2	76,2
1982	6,1	7,6	6,7	5,4	1,0	2,5	4,5	5,4	2,2	6,1	1,3	5,1	53,7
1983	7,1	8,3	3,9	1,1	1,6	5,1	6,6	3,4	1,7	5,7	5,8	4,5	54,7
1984	4,9	6,8	7,3	5,4	0,8	3,4	0,9	4,9	1,7	3,6	8,5	5,0	53,3
1985	6,6	16,2	2,1	3,8	1,3	3,5	4,3	1,1	5,9	6,9	4,5	7,3	63,5
1986	10,5	8,4	0,7	3,3	3,2	3,0	1,4	0,7	1,4	5,8	4,2	8,3	50,9
1987	12,0	3,9	8,1	5,5	3,3	3,0	0,9	3,3	1,4	4,0	6,3	12,9	64,7
1988	7,1	6,4	9,6	4,0	3,4	6,0	3,2	4,5	9,1	7,6	13,2	10,6	84,8
1989	3,1	4,7	2,7	1,2	3,4	3,0	1,9	2,0	12,8	5,8	9,6	3,9	53,8
1990	5,8	5,2	2,6	3,2	3,0	4,3	2,0	2,7	8,7	4,5	5,7	8,2	55,8
1991	4,1	4,5	3,8	4,2	5,0	3,6	1,9	4,1	11,8	5,4	2,8	9,5	60,7
1992	6,7	9,6	6,1	4,1	2,4	3,9	4,1	1,8	3,6	6,4	12,0	5,4	65,9
1993	2,6	5,0	4,4	3,6	2,0	2,4	1,7	2,8	3,3	2,0	2,8	5,6	38,2
1994	6,1	2,7	5,7	2,0	3,6	2,0	1,2	3,7	1,4	4,5	10,0	8,2	51,2
1995	10,9	5,5	8,6	7,1	3,3	2,3	3,4	3,4	5,5	3,7	12,2	10,1	76,0
1996	3,9	5,8	5,4	2,8	1,4	1,8	0,7	4,0	12,6	7,6	4,4	9,2	59,3
1997	4,5	6,6	8,6	7,0	2,2	2,0	5,2	7,7	4,7	13,9	7,0	9,4	78,8
1998	7,2	8,2	7,6	1,5	3,5	3,8	3,3	1,3	4,1	6,1	8,0	7,0	61,6
Средн.	6,6	6,5	5	3,4	2,4	2,6	2,6	3,2	4,6	5,6	6,6	7,8	57
Макс.	17,1	16,2	10,7	8,1	5,9	6	6,6	7,8	12,8	14	15	15	84
Мин.	2,0	1,6	0,7	0,4	0	0	0,5	0	1,2	1,6	0,6	1,5	38,2

Наибольшее количество осадков выпадает в осенне-зимний период с сентября по февраль; в этот период приращения уровня составляют в среднем 5 – 8 см/мес, при максимальных и минимальных значениях 17 и 2 см, что больше соответствующих значений для материкового стока. Среднемноголетний максимум атмосферных

осадков отмечается в декабре (рис. 1.6). За 71 год максимум отмечался в декабре в 32 % случаев, январе в 18 %, ноябре 17 %, феврале 15 %, сентябре 8 %, октябре 7 % и 1 % в марте. Наименьшее количество осадков выпадает в весенне-летний период, с абсолютным максимумом в мае, однако разброс минимальных значений по времени существенно больше, чем максимальных. Минимум в мае наблюдался в 21 % случаев, августе в 20 %, июле 18 %, апреле 13 %, июне 13 %, сентябре 7 %, феврале 4 % и по 1 % в марте и октябре.

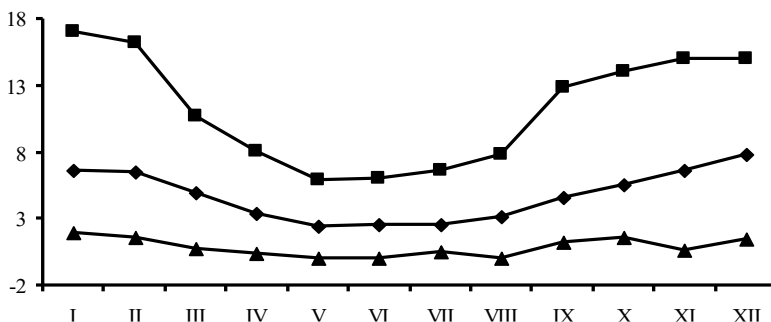


Рис. 1.6. Среднемноголетний годовой ход вклада атмосферных осадков в изменения уровня моря (см)
Представлены средние, максимальные и минимальные величины

Вклад атмосферных осадков в изменения уровня в весенне-летний период крайне незначителен, в среднем не более 3 см, максимальный не более 7 см. В отдельные годы в период с мая по август осадки вообще не наблюдаются. Это иллюстрирует рис. 1.7, на котором показана изменчивость вклада атмосферных осадков в изменчивость уровня по годам. Заметно, что сезонный ход довольно устойчив во времени, вместе с тем весьма значительна межгодовая изменчивость абсолютных величин (рис. 1.8).

На графике выделяются колебания с периодом 2 – 5 лет и размахом 15 – 20 см, максимально до 35 см. При аппроксимации скользящим средним по 5-ти годам более низкочастотная периодичность выделяется недостаточно отчетливо; вместе с тем в период с 60-х по 90-е годы выделяются колебания с периодом около 11 лет и размахом до 10 см. Минимальное количество осадков отмечено в 40-х годах XX века. На фоне межгодовых колебаний заметен значительный положительный тренд с угловым коэффициентом 0,167 см/год, что в пересчете на период наблюдений дает размах 12,5 см (повышение

уровня моря за этот же период составило 10,9 см). Вклад каждого месяца в суммарный тренд представлен на рис. 1.9.

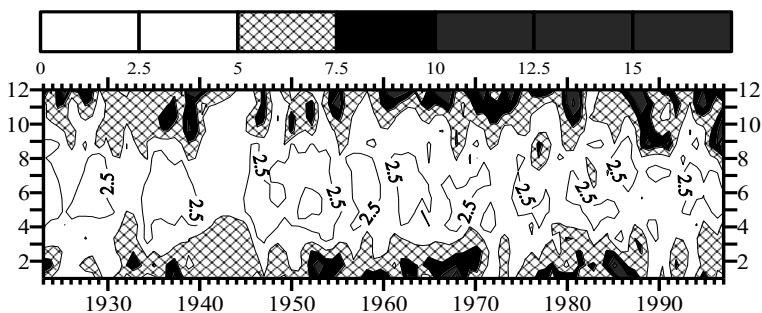


Рис. 1.7. Распределение во времени вклада атмосферных осадков в изменения уровня (см) По вертикали месяцы

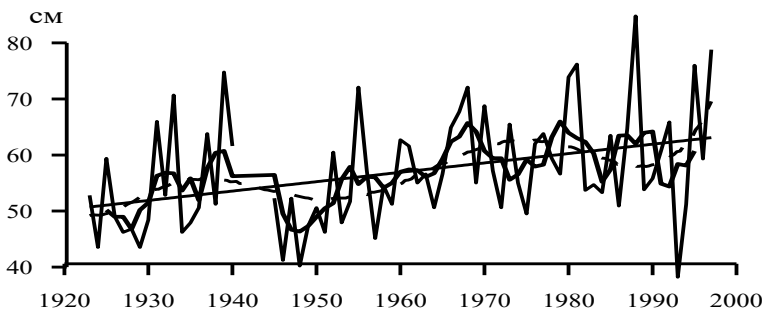


Рис. 1.8. Межгодовые колебания вклада атмосферных осадков в изменения уровня Осреднение скользящим средним по 5-ти годам (*жирная линия*); аппроксимация полиномом 7-ой степени (*пунктир*); линейный тренд (*сплошная*)

Во все месяцы, за исключением февраля и октября, наблюдается положительный тренд; величина его особенно существенна в осенне-зимний период, когда выпадает наибольшее количество осадков (до 0,03 см/год). В весенне-летний период величины трендов меньше, но тоже довольно значительны (около 0,01 см/год).

Коэффициент корреляции между колебаниями уровня моря, связанными с атмосферными осадками, и наблюдаемым уровнем

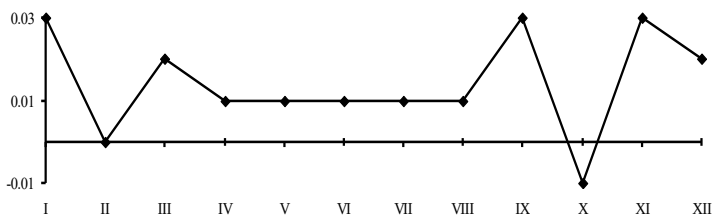


Рис. 1.9. Помесячные угловые коэффициенты трендов межгодовых колебаний уровня, связанных с атмосферными осадками, за период 1923 – 1998 гг. (см/мес)

Черного моря составляет для среднегодовых величин $-0,6$, а для среднемесячных лежит ниже доверительного интервала.

Итак, несмотря на то, что объем атмосферных осадков, выпадающих над Черным морем, меньше материкового стока и их межгодовые изменения менее существенны, вклад осадков в формирование уровня в отдельные годы и сезоны варьирует довольно значительно. Так, даже по среднемноголетним данным в осенне-зимний период вклад их в формирование уровня превышает вклад материкового стока. Кроме того, величина и знак тренда межгодовых изменений близки к соответствующим величинам для уровня Черного моря.

1.3 Испарение с поверхности моря

Определение испарения с поверхности Черного моря представляет собой до настоящего времени нерешенную задачу, в отличие от величины материкового стока и атмосферных осадков, которые можно определить по данным измерений или полуинструментальными методами. Для получения количественных значений применяют косвенные методы оценки с использованием теоретических и эмпирических формул. Не останавливаясь подробно на обзоре этих методов (некоторые из них изложены в [12]), отметим, что в последние десятилетия каких-либо шагов для дальнейшего продвижения в данном вопросе, как в теоретическом, так и в практическом плане предпринято не было. Поэтому в этом разделе анализируются данные, полученные с помощью методики, описанной в [12]. Несмотря на всю спорность методики и отдельных ее допущений, на данном этапе это, вероятно, наилучший из возможных подходов к проблеме.

Расчетные величины испарения с поверхности Черного моря, переведенные в изменения его уровня, приведены в табл. 1.3.

Таблица 1.3. Изменения уровня, обусловленные испарением (см)

Год	Месяц												За год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1923	7,0	4,2	2,6	3,5	2,0	7,2	12,9	16,2	13,8	11,9	9,2	10,2	100,7
1924	7,3	5,3	1,7	3,3	2,0	6,6	13,1	15,7	10,2	15,1	10,9	10,0	101,3
1925	7,9	3,2	3,5	2,0	2,7	7,1	10,9	12,9	11,8	12,3	11,4	9,6	95,3
1926	6,9	3,9	3,3	2,6	2,3	7,3	16,2	15,7	11,5	10,8	7,0	10,7	98,0
1927	6,3	7,3	1,5	2,2	3,2	7,1	11,0	12,0	14,5	9,6	13,4	8,8	96,8
1928	4,1	5,9	2,7	1,8	2,4	5,4	12,1	10,8	13,6	11,1	7,7	7,4	85,0
1929	8,3	6,1	4,9	1,9	1,6	5,9	9,7	11,8	15,9	7,7	9,8	8,7	92,3
1930	5,0	7,3	2,9	2,5	2,8	6,2	12,3	15,8	10,6	11,6	10,2	9,5	96,5
1931	4,9	3,6	4,5	2,8	1,4	5,6	10,0	16,7	15,0	7,8	10,7	8,9	92,0
1932	7,0	5,3	2,5	1,2	1,4	5,0	7,9	13,4	12,7	10,7	12,9	6,8	86,6
1933	6,5	3,7	3,1	2,5	1,7	4,4	8,2	14,8	12,6	8,0	12,7	10,9	89,1
1934	6,8	6,1	2,4	3,0	4,8	7,0	12,9	13,6	13,7	10,5	10,3	8,1	99,1
1935	4,8	5,3	4,0	1,3	2,2	6,9	10,8	11,8	13,8	8,5	12,1	6,8	88,4
1936	7,1	5,0	2,3	1,8	3,4	4,2	15,0	18,3	12,1	10,0	8,3	9,0	96,5
1937	9,1	4,5	1,9	2,3	2,5	6,3	11,4	10,6	11,2	12,2	9,4	8,7	90,2
1938	7,2	7,6	4,0	2,2	1,2	4,1	11,6	17,2	18,0	9,4	9,9	8,4	100,7
1939	6,2	7,4	5,4	1,7	2,2	5,3	15,5	15,5	15,2	10,8	10,4	10,4	105,9
1940	8,2	4,9	6,1	0,8	2,1	4,2	12,6	14,2	9,6	13,6	8,3	12,7	97,4
1945	7,6	7,0	4,0	2,5	2,9	5,7	11,0	13,9	14,7	11,1	9,7	8,3	98,3
1946	7,2	4,3	2,4	1,8	2,4	8,5	12,2	15,3	13,8	11,2	7,2	8,8	95,3
1947	7,8	2,2	3,0	5,1	5,2	6,8	14,6	13,1	10,9	13,1	9,8	9,4	101,0
1948	6,4	7,4	5,2	2,0	0,2	6,9	12,9	18,4	20,6	13,5	11,4	9,5	114,3
1949	8,0	6,4	4,8	2,5	2,5	5,2	7,2	17,9	14,3	12,2	7,2	10,9	98,9
1950	13,3	4,3	2,2	0,4	3,8	10,5	12,5	17,8	13,6	14,4	10,5	6,1	109,6
1951	6,6	4,2	1,3	0,7	4,0	8,6	14,9	15,2	18,6	22,9	7,6	9,9	114,4
1952	7,8	7,2	6,5	2,9	3,0	6,0	12,1	14,4	14,1	9,8	11,0	9,5	104,4
1953	9,7	8,1	6,0	1,6	2,1	6,1	12,2	15,6	15,3	11,3	14,0	9,7	111,9
1954	8,0	3,1	2,5	1,8	1,1	4,8	11,8	16,1	16,3	9,0	9,1	9,3	92,8
1955	8,4	5,4	3,8	2,7	2,3	3,7	11,6	14,2	14,9	9,2	16,8	11,0	103,9
1956	7,7	6,1	5,7	2,4	3,0	3,7	8,7	12,9	16,6	7,9	10,0	6,9	91,6
1957	5,8	3,2	5,6	0,9	0,3	5,4	13,3	14,3	11,6	9,0	10,2	9,0	88,5
1958	6,6	4,8	4,0	1,4	2,0	6,3	11,4	13,4	14,8	13,2	7,5	6,7	92,1
1959	7,8	8,2	3,2	2,3	0,8	6,1	11,8	17,0	15,3	8,4	8,2	5,6	94,5
1960	6,8	4,5	3,9	1,1	1,9	5,0	9,3	15,0	17,4	9,8	9,5	6,5	90,7
1961	8,8	6,8	3,8	1,9	1,4	5,2	14,6	18,5	14,9	10,7	9,2	9,0	104,9
1962	7,2	6,4	3,4	3,0	3,1	5,9	10,6	15,4	10,3	11,1	7,3	11,3	95,1
1963	9,2	5,7	5,4	0,6	2,8	5,3	13,8	17,7	11,7	9,4	9,4	10,4	101,4
1964	8,4	3,9	1,8	2,7	0,6	5,2	12,0	14,2	11,7	9,9	11,5	6,6	88,4

Продолжение табл. 1.3

Год	Месяц												За год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1965	6,3	5,9	1,7	1,9	1,5	4,2	11,1	13,1	11,1	11,3	8,8	6,0	82,8
1966	5,5	3,4	3,7	0,1	4,5	5,0	11,3	14,7	14,4	9,9	9,4	9,9	91,8
1967	9,2	5,3	3,3	2,0	2,4	3,5	14,1	13,4	13,8	7,9	9,5	9,7	94,3
1968	10,3	4,9	3,3	3,2	3,6	6,9	10,8	9,7	14,6	10,2	8,0	9,3	94,8
1969	8,2	4,3	3,2	1,6	2,1	6,2	8,1	10,1	15,5	12,3	6,9	6,9	85,3
1970	5,4	4,2	3,9	1,5	3,0	5,0	11,8	13,3	11,4	11,0	8,3	8,2	87,1
1971	6,0	6,6	2,7	4,0	1,0	7,7	9,4	19,5	12,5	12,9	9,7	10,7	102,7
1972	8,1	2,7	4,3	0,2	0,7	7,4	12,0	16,3	17,0	12,3	12,3	9,0	102,3
1973	6,5	3,5	3,1	1,5	1,6	3,6	11,7	13,7	12,6	12,9	11,4	9,6	91,6
1974	6,0	3,2	2,3	2,3	1,0	4,6	9,6	16,3	13,5	9,2	12,3	8,9	89,1
1975	8,1	7,9	2,8	0,9	0,5	6,2	15,7	16,8	14,4	13,5	12,1	10,3	109,2
1976	5,9	3,6	1,7	1,5	2,4	7,5	9,4	11,9	11,1	7,9	7,6	7,2	77,7
1977	6,6	2,8	3,1	1,5	2,0	2,6	7,6	11,9	12,8	10,5	8,4	8,7	78,3
1978	6,0	3,6	1,9	2,0	2,6	5,4	12,5	12,3	11,7	9,2	9,2	9,2	85,6
1979	5,6	6,0	1,0	2,2	0,9	9,5	9,9	10,6	9,1	11,1	7,5	8,3	81,6
1980	7,2	3,9	2,6	1,4	1,4	3,7	7,8	13,3	9,0	7,4	8,2	7,1	73,1
1981	7,0	5,8	2,7	2,1	1,9	3,2	8,3	14,3	10,2	8,6	9,8	7,6	81,6
1982	7,0	5,4	3,4	0,8	1,6	5,5	8,3	9,7	11,4	11,5	7,8	7,0	79,4
1983	6,7	5,2	2,9	1,5	1,2	5,0	7,7	10,3	12,1	8,9	9,5	6,1	77,1
1984	5,1	3,4	2,3	1,8	1,5	5,3	9,2	11,8	9,8	8,4	8,9	8,0	75,4
1985	5,7	7,8	1,3	0,7	0,8	4,0	6,7	11,1	9,0	6,9	8,3	6,0	68,3
1986	6,3	3,7	1,9	1,6	2,5	7,9	9,8	12,5	11,6	8,3	8,1	7,6	81,7
1987	5,8	3,0	3,3	2,6	0,7	1,0	8,1	8,6	8,5	7,0	5,4	7,7	61,7
1988	5,0	3,1	2,1	0,8	1,0	2,8	7,0	12,7	9,0	10,3	11,2	7,9	72,8
1989	5,1	3,7	1,0	0,3	3,3	2,1	9,7	11,8	8,9	6,9	8,9	7,0	68,6
1990	5,5	3,7	3,2	1,0	2,2	3,3	10,5	10,2	9,8	8,9	5,7	6,6	70,5
1991	5,6	4,8	1,3	0,2	1,8	1,3	8,9	14,7	8,6	9,1	6,0	8,5	70,7
1992	7,6	4,4	1,3	1,8	1,3	2,6	9,2	10,4	12,3	9,2	9,6	7,2	76,9
1993	6,1	4,4	1,8	1,3	0,0	4,2	7,2	10,5	9,8	6,7	9,0	4,1	65,0
1994	3,7	4,6	2,4	0,7	2,9	4,9	12,0	13,5	9,6	9,7	9,4	6,4	79,9
1995	4,5	3,4	2,0	0,1	0,7	4,5	7,9	12,2	9,7	10,3	10,3	6,0	71,6
1996	4,3	2,8	2,2	1,1	0,8	5,2	6,9	10,6	10,0	6,6	6,3	7,8	64,6
1997	5,2	4,4	3,1	1,3	1,9	0,9	6,8	9,5	11,3	7,5	5	6,23	63,3
1998	5,0	4,3	3,5	1,0	0,8	2,2	7,5	12,1	8,3	8,4	8,3	6,7	67,9
Средн.	6,9	4,9	3,1	1,8	2	5,3	10,8	13,8	12,7	10,3	9,4	8,4	89,6
Макс.	13,3	8,2	6,5	5,1	5,2	10,5	16,2	19,5	20,6	22,9	16,8	12,7	114,4
Мин.	3,7	2,2	1	0,1	0	0,9	6,7	8,6	8,5	6,6	5,4	4	61,7

Среднее многолетнее количество испарения с акватории Черного моря за период с 1923 по 1997 гг. (исключая 1941 – 1944 гг.) составило 379 км³. В терминах приращения уровня моря вклад испарения составляет в среднем 90 см/год, при наибольшем и наименьшем

значениях 114 и 62 см (127 и 69 % от нормы). В изменениях уровня моря, связанных с испарением, отмечается выраженный годовой ход (рис. 1.10).

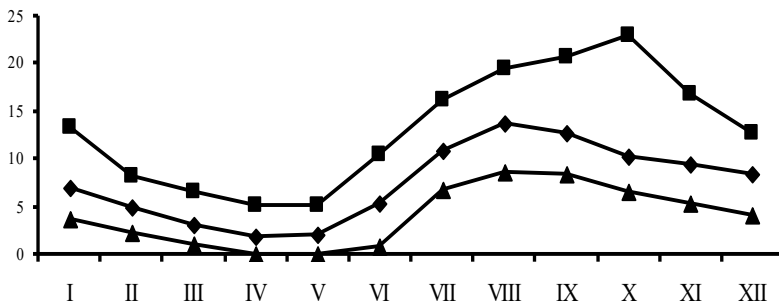


Рис. 1.10. Среднегодовой ход вклада испарения в изменения уровня моря (см)
Представлены средние, максимальные и минимальные величины

Наибольшие величины испарения отмечаются в летне-осенний период с июля по ноябрь, что связано как с увеличением поступающей солнечной радиации, так и с увеличением скорости ветра в осенний период. В это время изменения уровня, связанные с испарением, составляют в среднем 10 – 14 см/мес, при максимальных и минимальных значениях 22 и 5 см, что больше соответствующих значений для материкового стока и атмосферных осадков в этот период. Среднегодовой максимум испарения отмечается в августе (рис. 1.10). По сравнению с материковым стоком и атмосферными осадками максимум довольно стабилен во времени. Так, за 71 год максимум отмечался в августе в 61 % случаев, в сентябре в 27 %, октябре 8 % и июле 4 %.

Наименьшая величина испарения характерна для зимне-весеннего периода с абсолютным минимумом в апреле, когда его вклад в изменения уровня составляет всего около 2 см, а максимальный – не более 5 см. Как и максимум, минимум довольно стабилен во времени. В апреле он отмечался в 51 % случаев, в мае 31 %, марте 11 % и по 1 % в феврале и июне. Рис. 1.11 иллюстрирует такое распределение. Из него видно, что два сезона выражены достаточно хорошо и их существование стабильно во времени. Вместе с тем, абсолютные величины испытывают существенную межгодовую изменчивость (рис. 1.12).

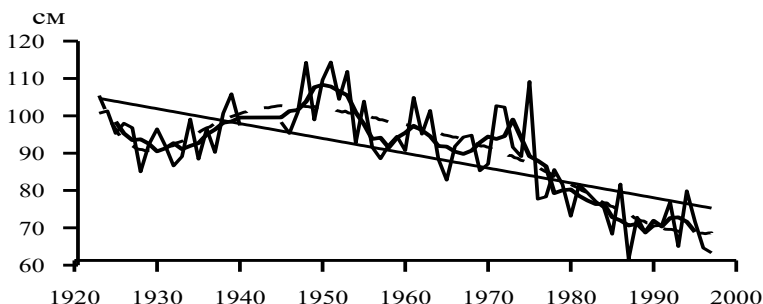


Рис. 1.12. Межгодовые колебания вклада испарения в изменения уровня моря Осреднение скользящим средним по 5-ти годам (*жирная линия*); аппроксимация полиномом 7-ой степени (*пунктир*); линейный тренд (*сплошная*)

На графике выделяются колебания с периодом 2 – 5 лет и размахом 5 – 15 см. При аппроксимации скользящим средним по 5-ти годам в период с 50-х по 70-е гг. XX века выделяются два колебания с периодом около 12 лет и размахом 5 – 10 см. Максимальным величинам испаряемости, отмеченным в конце 40-х – начале 50-х гг. XX века, предшествовал период минимума.

Начиная с 50-х гг. XX века, наблюдалось уменьшение испарения, особенно заметное с начала 70-х, что в целом дало значительный отрицательный тренд, угловой коэффициент которого составляет 0,397 см/год, при размахе 28,2 см. Вклад каждого месяца в суммарный тренд представлен на рис. 1.13.

Заметно, что во все месяцы он имеет отрицательную величину. В зимне-весенний период (время минимального испарения) его значения мало изменчивы и составляют 0,02 – 0,03 см/год. В период увеличения испаряемости летом и осенью помесечные тренды возрастают до 0,04 – 0,06 см/год.

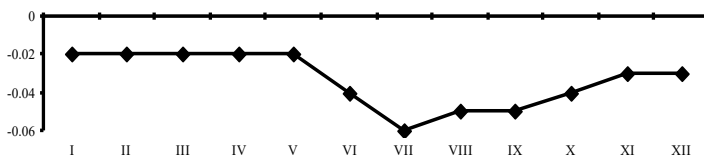


Рис. 1.13. Помесечные угловые коэффициенты трендов межгодовых колебаний уровня, связанных с испарением, за период 1923 – 1998 гг. (см/мес)

Коэффициент корреляции между колебаниями уровня моря, связанными с испарением, и наблюдаемым уровнем Черного моря составляет для среднегодовых значений величину, лежащую ниже доверительного интервала.

Резюмируя, отметим, что влияние испарения на изменения уровня моря в масштабах межгодовых вариаций, по-видимому, незначительно. Вместе с тем, отрицательный тренд испарения, который особенно увеличился за последние 50 лет, должен вносить существенный вклад в изменения уровня моря (как фактор, приводящий к его повышению) на масштабах вековых вариаций.

1.4 Суммарный баланс пресных вод

Выше были рассмотрены покомпонентно вклады составляющих баланса пресных вод в изменения уровня Черного моря на различных масштабах. В этом разделе мы рассмотрим суммарное влияние баланса пресных вод, которое определено, как $\xi_{\text{сум}} = \xi_{\text{р}} + \xi_{\text{о}} - \xi_{\text{и}}$, где $\xi_{\text{сум}}$ – суммарные приращения уровня, связанные с балансом пресных вод; $\xi_{\text{р}}$ – приращения, связанные со стоком рек, $\xi_{\text{о}}$ – приращения, связанные с атмосферными осадками, $\xi_{\text{и}}$ – приращения, связанные с испарением. Полученные величины приведены в табл. 1.4.

Анализ табл. 1.4 показывает, что практически во все годы, за исключением 1950 г. (аномально маловодного), вклад баланса пресных вод в изменения уровня был положительным. Среднегодовое приращение уровня моря составляет 196 км³ или 46 см в приращениях уровня моря при максимальных и минимальных значениях 104 и 0,2 см (226 и 1 % от нормы). Как видим, разброс экстремальных среднегодовых величин существенно бóльший, чем для отдельных компонентов баланса.

На рис. 1.14 показан среднегодовой ход приращений уровня, связанных с суммарным балансом пресных вод. Заметно, что большую часть года он положительный. Особенно высокие значения отмечаются в период с марта по май. Это связано с тем, что в этот период отмечается значительный сток, атмосферные осадки еще значительны, а испарение минимально.

**Таблица 1.4. Изменения уровня, обусловленные
суммарным балансом пресных вод (см)**

Год	Месяц												За год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1923	5,7	11,4	11,2	11,1	10,6	2,9	-5,0	-9,6	-9,3	-2,6	-2,9	9,4	33,0
1924	1,8	10,2	9,4	12,9	13,8	4,7	-3,3	-6,9	-3,2	-5,4	-0,1	-4,3	29,5
1925	-1,7	2,6	8,4	6,2	8,0	2,5	-1,6	-3,9	-4,8	-1,3	1,5	12,2	28,1
1926	5,5	6,8	10,0	10,3	10,9	4,8	-3,2	-3,7	3,6	-0,9	-0,4	3,2	46,9
1927	2,7	3,8	7,2	11,7	9,3	1,5	-2,0	-3,9	-8,5	0,7	-3,0	5,1	24,7
1928	4,6	8,5	4,6	10,0	11,9	5,7	-5,5	-5,2	-7,2	-4,0	4,8	7,5	35,7
1929	2,7	0,9	5,6	13,8	13,7	6,5	-1,6	-7,6	-4,3	0,1	-3,6	0,5	26,6
1930	2,0	1,3	4,7	7,9	7,7	3,7	-5,4	-8,7	-3,5	-1,1	1,6	4,4	14,5
1931	8,3	3,5	12,1	10,9	18,1	8,2	-0,3	-7,3	-1,3	4,7	3,1	1,9	61,9
1932	2,1	9,3	7,8	22,0	21,0	7,8	2,3	-5,5	-7,5	-3,8	-0,8	1,0	55,7
1933	1,7	11,1	9,4	13,0	12,8	8,9	6,5	-5,4	-0,9	5,5	2,2	4,2	68,9
1934	3,9	6,5	8,3	9,4	4,2	0,2	-4,8	-2,1	-3,8	-1,3	2,3	-0,4	22,6
1935	3,5	8,1	8,1	13,0	10,4	2,5	-3,0	-7,2	-6,3	0,3	-1,6	3,4	31,2
1936	4,3	7,5	8,2	12,0	6,3	6,2	-7,2	-11,8	-4,8	6,3	3,1	2,6	32,6
1937	5,8	10,6	12,4	13,8	11,4	5,4	-3,9	-0,5	-2,3	3,4	5,8	6,6	68,5
1938	10,4	5,6	9,5	13,5	11,2	7,1	-5,2	-10,6	-7,5	0,3	-1,0	-0,3	32,9
1939	4,2	1,3	6,9	8,9	7,8	4,9	-5,8	-4,6	-3,7	8,2	4,6	10,3	43,0
1940	5,0	7,9	12,0	17,4	16,8	10,2	2,6	-4,5	0,4	-0,1	1,3	6,3	75,3
1945	6,3	3,3	12,2	14,8	9,5	4,6	-2,5	-6,6	-8,4	-1,1	-3,1	0,9	29,9
1946	0,9	8,6	9,0	8,7	7,5	-1,7	-6,3	-10,4	-10,0	1,6	-0,2	1,3	9,0
1947	2,6	6,4	9,5	8,5	4,2	-0,4	-7,4	-4,9	-4,2	-2,7	3,4	4,8	19,8
1948	6,5	8,5	10,3	7,4	11,4	5,6	-2,7	-8,6	-13,7	-7,1	-4,5	-4,9	8,1
1949	-1,0	5,8	2,0	9,8	6,3	4,5	0,4	-10,1	-4,0	-7,5	-1,6	1,9	6,6
1950	-0,9	3,1	12,1	9,3	4,5	-4,4	-7,4	-13,0	-9,5	2,7	-0,5	3,4	-0,7
1951	5,6	4,1	12,3	12,0	11,0	2,5	-5,4	-8,2	-11,5	-16,4	1,2	-0,4	6,8
1952	3,4	6,7	5,8	7,1	10,2	4,3	-7,0	-9,5	-9,4	3,6	6,3	2,2	23,9
1953	9,0	11,5	5,5	11,9	11,6	5,1	-4,6	-8,7	-8,1	-5,5	-7,4	-5,0	15,3
1954	4,3	7,3	5,4	7,6	11,3	5,9	-1,1	-9,5	-9,1	-1,0	2,8	2,8	26,9
1955	2,3	13,2	9,7	13,2	11,6	7,8	-0,5	-0,3	-3,1	2,9	2,8	5,7	65,2
1956	6,4	7,8	8,4	11,8	15,9	11,1	3,4	-6,1	-6,6	0,9	0,3	3,7	57,1
1957	4,5	6,6	6,0	8,4	12,1	3,6	-4,3	-7,7	-3,2	-0,1	-1,3	5,0	29,6
1958	8,8	6,2	14,2	14,0	14,7	6,7	-2,2	-7,4	-5,3	-4,4	-0,4	3,4	48,3
1959	9,2	1,0	7,8	8,8	9,6	1,5	-3,6	-8,7	-4,1	-2,4	3,3	4,7	27,1
1960	8,6	9,7	6,9	9,6	8,7	4,8	-0,3	-4,8	-11,7	1,5	3,3	10,9	47,1
1961	6,0	2,0	11,9	6,8	10,0	5,7	-6,6	-13,2	-6,8	-4,2	2,7	7,7	22,0
1962	3,3	8,1	10,3	10,3	10,3	5,3	-1,6	-8,5	-1,1	-5,2	1,2	6,5	39,1
1963	12,5	7,4	10,3	13,8	8,7	4,6	-5,9	-13,5	-3,3	-2,5	-2,2	4,6	34,5
1964	-1,0	7,3	8,4	7,5	13,4	2,2	-4,9	-5,5	-5,0	-2,6	3,6	4,6	28,1
1965	3,7	12,3	9,4	13,9	11,0	9,4	2,2	-4,2	-4,2	-1,8	3,8	9,2	64,8
1966	12,8	10,7	13,8	14,1	9,8	5,7	-1,0	-1,5	-3,8	-4,3	0,9	10,2	67,5

Продолжение табл. 1.4

Год	Месяц												За год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1967	10,2	10,1	12,2	10,7	13,9	8,6	-4,4	-5,5	-6,5	-0,8	4,4	8,3	61,3
1968	13,5	10,7	12,8	5,6	4,2	0,9	-3,2	0,2	-0,4	4,0	0,9	2,4	51,5
1969	2,4	11,4	13,1	15,1	8,9	4,2	3,8	-4,2	-6,7	-4,0	0,4	8,6	53,1
1970	9,3	14,1	17,1	17,6	19,6	10,7	0,2	-0,8	-4,1	-0,4	7,0	7,7	98,0
1971	2,7	8,0	11,6	5,9	10,7	2,1	-2,0	-13,6	-4,0	-4,6	2,3	7,8	26,9
1972	1,3	4,4	3,5	7,7	8,6	1,1	-4,2	-5,5	-5,4	4,7	2,4	0,8	19,5
1973	4,1	9,3	12,6	9,2	13,0	6,2	-1,6	-5,5	-7,1	-4,7	2,9	3,4	41,6
1974	3,7	4,9	6,7	5,7	9,2	4,7	2,4	-6,5	-5,4	0,9	6,4	12,9	45,9
1975	8,9	3,0	7,3	11,6	11,4	5,7	-3,0	-8,7	-5,9	-0,4	-2,7	0,5	27,7
1976	3,8	8,7	8,7	14,3	8,8	5,2	-0,7	-2,2	-2,1	1,6	3,2	8,8	58,2
1977	11,9	9,9	13,4	9,6	10,2	7,0	1,2	1,1	1,6	-3,5	0,7	7,4	70,5
1978	5,0	11,8	14,2	14,2	11,1	7,3	-2,1	-2,5	-1,6	0,8	-2,6	7,2	62,8
1979	10,5	10,1	12,6	16,4	13,4	1,7	3,9	-3,3	-1,7	-2,8	3,2	4,4	68,4
1980	10,4	5,9	15,2	14,2	13,1	10,0	2,8	-2,9	5,7	5,1	11,0	13,6	104,2
1981	9,3	10,2	16,2	15,3	13,5	5,7	0,0	-4,5	-1,8	3,5	12,9	12,7	93,1
1982	10,2	9,4	11,4	14,8	9,6	4,3	3,1	1,3	-5,0	-0,8	-1,9	3,0	59,2
1983	7,3	9,9	8,1	6,2	8,4	5,7	4,2	-2,8	-7,2	0,0	-0,1	1,9	41,6
1984	4,2	9,1	11,8	12,2	8,0	6,0	-2,8	-2,7	-4,7	0,8	3,7	1,8	47,6
1985	5,4	14,3	9,4	12,6	9,8	7,7	4,5	-5,3	1,4	3,7	0,6	7,1	71,1
1986	11,2	12,1	7,7	11,9	9,7	2,5	-2,8	-8,1	-7,0	0,5	-0,3	4,0	41,3
1987	11,6	7,6	12,0	12,0	13,7	12,9	-0,4	-0,5	-3,4	0,8	4,9	11,3	82,6
1988	7,5	8,8	15,4	16,0	13,1	12,6	2,1	-4,1	4,9	2,2	6,9	9,0	94,3
1989	3,1	4,6	8,9	8,3	8,2	7,9	-1,7	-5,3	9,2	4,4	5,7	2,0	55,4
1990	5,0	5,9	5,1	8,3	7,1	5,8	-4,2	-4,9	1,3	-0,8	4,9	8,0	41,4
1991	4,2	4,4	7,9	9,6	11,2	11,7	0,9	-2,1	7,1	0,2	2,5	7,7	65,3
1992	3,8	9,8	10,6	11,5	9,0	7,5	0,0	-5,3	-6,1	0,9	8,8	6,0	56,4
1993	1,3	5,0	7,2	11,2	9,9	2,8	-1,9	-3,8	-2,2	0,1	-0,3	7,4	36,7
1994	10,7	4,9	10,7	10,2	11,0	4,5	-5,7	-6,7	-5,1	-1,8	4,4	6,2	43,4
1995	11,3	7,9	14,9	16,3	12,8	6,5	2,8	-4,8	0,9	-1,8	6,6	9,5	82,8
1996	8,3	9,0	10,2	12,6	11,6	4,0	-0,8	-2,6	7,5	8,0	4,5	9,7	81,9
1997	7,2	8,4	13,5	14,6	11,1	8,6	5,0	5,9	-2,0	11,1	6,7	9,6	99,6
1998	9,1	9,4	10,9	8,0	11,6	8,2	2,2	0,6	0,1	4,3	8,4	8,2	74,1
Средн.	5,7	7,6	9,8	11,4	10,7	5,4	-1,7	-5,6	-3,9	-0,3	2	5,2	46,3
Макс.	13,5	14,3	17,1	22	21	12,9	6,5	5,9	9,2	11,1	12,9	13,6	104,2
Мин.	-1,7	0,9	2	5,6	4,2	-4,4	-7,4	-13,6	-13,7	-16,4	-7,4	-5	-0,7

Среднегодовое количество осадков отмечается в апреле (10 см); в этом месяце он был в 45 % случаев, в мае в 31 %, в марте 15 %, в феврале 6 %, в январе и июне по 1 %. Среднегодовое количество осадков, который отмечается в августе, более устойчив во времени; так в августе он фиксировался в 61 % случаев, сентябре 27 %, июле 7 %, ок-

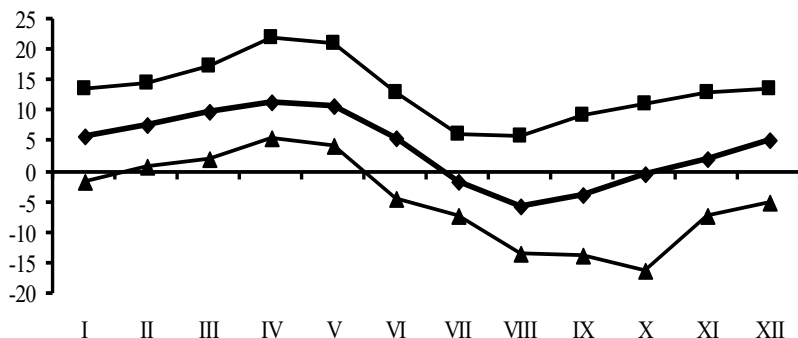


Рис. 1.14. Среднеголетний годовой ход вклада баланса пресных вод в изменения уровня моря (см)
Представлены средние, максимальные и минимальные величины

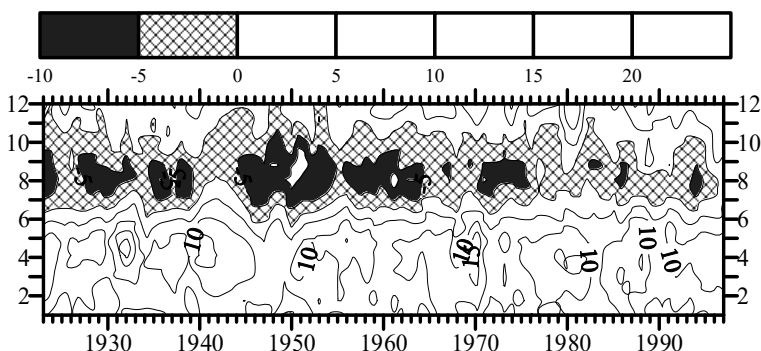


Рис. 1.15. Распределение во времени вклада баланса пресных вод в изменения уровня моря (см)
По вертикали месяцы

тябре 6 % и в декабре 1 %. Экстремальные значения в целом показывают аналогичный ход. Ход вклада баланса пресных вод в изменения уровня во времени иллюстрирует рис. 1.15.

Заштрихованной области соответствуют моменты времени, когда вклад был отрицательным, т.е. приводил к понижению уровня. Характерно, что в последние десятилетия положительный вклад неуклонно повышался. Более заметно это на рис. 1.16.

На фоне довольно значительных межгодовых колебаний с периодом 2 – 5 лет и размахом до 80 (!) см, а также колебаний с 11-летним периодом и размахом 15 – 30 см выделяется значимый по-

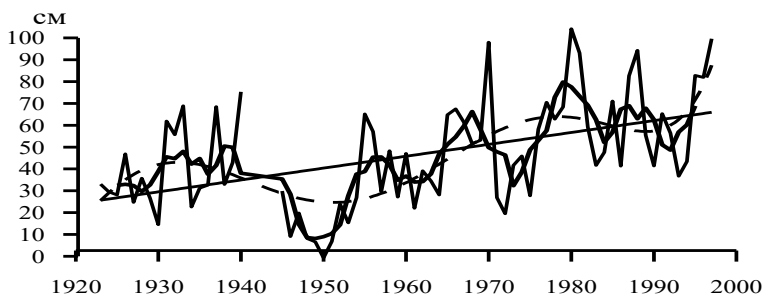


Рис. 1.16. Межгодовые колебания вклада баланса пресных вод в изменения уровня моря
Осреднение скользящим средним по 5-ти годам (*жирная линия*); аппроксимация полиномом 7-ой степени (*пунктир*); линейный тренд (*сплошная*)

ложительный тренд с угловым коэффициентом 0,544 см/год, что в пересчете на изменения уровня дает величину 39 см. Напомним, что величина прироста уровня моря за этот период составила около 11 см. Такое распределение величин должно привести к значительным изменениям в водообмене через Босфор, а именно, к увеличению оттока вод из Черного моря в Мраморное.

Помесячные угловые коэффициенты трендов свидетельствуют о том, что практически во все месяцы (кроме мая) наблюдаются положительные значения, причем особенно высокие (до 0,08 см/год) в июле – сентябре, т.е. в период максимума испарения. Коэффициент корреляции для среднегодовых значений уровня моря и приращений, связанных с изменениями водного баланса, равен 0,71; для среднемесячных величин он отрицателен.

1.5 Пространственное распределение речного стока, осадков и испарения

Как указывалось выше, речной сток в среднем за год дает 79 см приращения уровня. Однако специфика Черного моря заключается в том, что 80 % стока (63 см в терминах приращения уровня) сосредоточено в северо-западной части (рис. 1.17). Это приводит к распространению волны повышения уровня, связанной с весенним половодьем, с запада на восток. Бассейны остальных районов дают незначительный вклад в повышение уровня: реки Кавказа дают око-

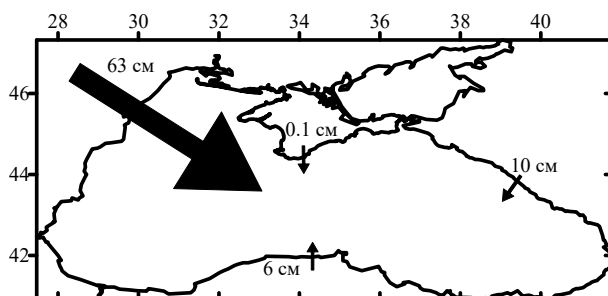


Рис. 1.17. Среднемноголетний вклад отдельных бассейнов в суммарное увеличение уровня Черного моря за счет речного стока

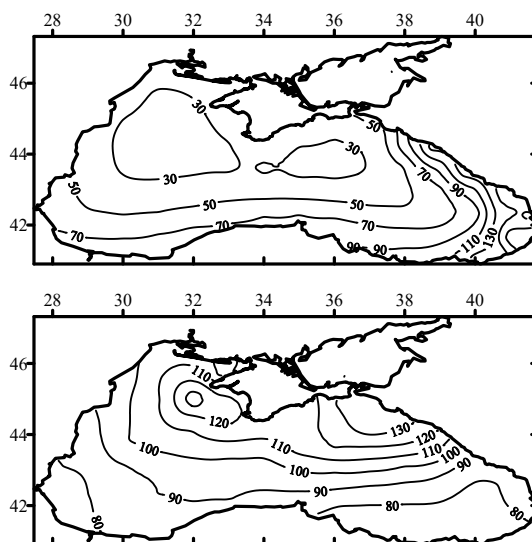


Рис. 1.18. Среднемноголетнее количество осадков, выпадающих над Черным морем (*вверху*), и испарения (*внизу*) (см)

ло 13 %, Анатолийского побережья Турции – менее 8 %. Вклад рек Крыма крайне незначителен.

На протяжении года южные и восточные районы отличаются наибольшим количеством осадков, что связано с преобладающими траекториями циклонов, которые большей частью проходят с запада

на восток над южными районами моря. В связи с этим с севера на юг количество осадков возрастает от 300 до 700 мм/год (рис. 1.18).

В восточной части наличие горных хребтов Кавказа на пути воздушных масс приводит к максимальному количеству осадков над морем (до 1500 мм). В противоположность осадкам испарение возрастает от юга к северу и достигает максимума севернее параллели 44° с.ш., что связано с наблюдающимися здесь максимальными скоростями ветра.

Пространственное распределение разницы испарения и осадков показывает, что испарение преобладает над осадками в западной и северной части моря (рис. 1.19).

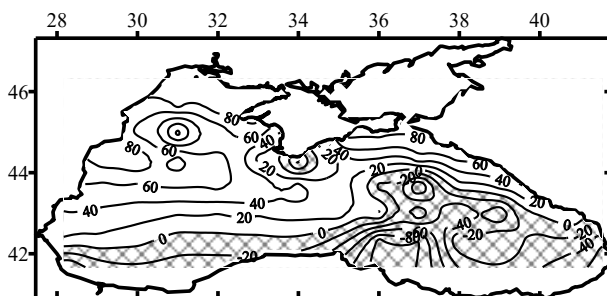


Рис. 1.19. Среднегодовое значение разницы испарение – осадки над акваторией Черного моря (см)
Заштрихована область с преобладанием осадков над испарением

Нулевая изолиния проходит примерно по 42° с.ш., восточнее 36° в.д. резко смещается к северу, отделяя область со значительным преобладанием осадков над испарением в восточной части моря. Второе локальное пятно с преобладанием осадков над испарением расположено вблизи Южного берега Крыма (ЮБК) и связано с увеличением количества осадков в районе главного хребта Крымских гор.

1.6 Обмен через проливы

Как известно, Черное море через проливы Босфор и Керченский осуществляет непрерывный водообмен, который предопределяет особенности гидрологического и уровня режима моря. По характеру обмена проливы существенно отличаются друг от друга.

Босфор представляет собой пролив с устойчивой стратификацией вод, в котором водообмен происходит в вертикальной плоскости

и играет исключительно важную роль в формировании гидрологического режима Черного моря. В отсутствии водообмена, при наличии положительной пресной составляющей водного баланса, уровень Черного моря непрерывно бы повышался. Босфор является своего рода клапаном, через который, вследствие наличия разности в уровне на обоих концах пролива, избыток вод переливается с верхним босфорским течением в Мраморное море. Вместе с тем, из-за наличия разности в плотности вод двух морей, с нижним босфорским течением происходит приток вод из Мраморного моря. Впервые этот факт инструментально подтвержден более 100 лет назад исследованиями С.О. Макарова [16].

Результаты наблюдений в проливе были сформулированы Макаровым в виде выводов, которые в части, касающейся уровня моря, заключались в следующем:

- верхнее течение происходит от разности уровней двух морей;
- разность уровней обуславливается, главным образом, разностью удельных весов воды в двух морях, но на нее имеют также значительное влияние количество осадков, температура моря, барометрическое давление и пр.;
- разность уровней должна составлять около 1 фута 5 дюймов (43,2 см).

В дальнейшем, более детальные исследования течений были проведены А. Мерцем [17], однако наблюдения за уровнем оба исследователя не проводили. В конце XX столетия наблюдения за уровнем моря в Босфоре были проведены турецкими учеными; результаты этих исследований будут обсуждены в следующей главе.

В настоящее время не подлежит сомнению, что основная причина, создающая разницу в продольном уровне в Босфоре, связана с разницей пресных составляющих водного баланса Черного и Мраморного морей. Увеличение положительной составляющей баланса пресных вод в Черном море сопровождается увеличением разницы уровня между двумя бассейнами и усилением верхнебосфорского течения, что, в свою очередь, увеличивает мощность опресненного слоя и ослабляет нижнебосфорское течение. При уменьшении положительной составляющей баланса пресных вод верхнебосфорское течение ослабляется, и мощность опресненного слоя уменьшается, при этом разность в плотности на обоих концах пролива возрастает, что приводит к усилению нижнебосфорского течения.

Количественные оценки водообмена через Босфор выполнялись многими авторами. Не останавливаясь детально на методике оценок и полученных результатах, отсылаем читателей к [12], где они довольно подробно изложены. Предложенная здесь же балансовая схема косвенной оценки годового водообмена использована нами для расчета вклада вытекающих черноморских вод и притекающих мраморноморских в суммарные изменения уровня моря (рис. 1.20).

В среднем за год отток черноморских вод с верхнебосфорским течением дает понижение уровня в Черном море на 91 см при максимуме 128 и минимуме 59 см. Соответствующие величины для нижнебосфорского течения составляют 40, 65 и 23 см. Таким образом, разница отрицательного вклада в баланс уровня верхнебосфорского течения и положительного вклада нижнебосфорского течения составляет в среднем 51 см. В многолетней изменчивости отмечается положительный тренд расхода верхнебосфорского течения (0,34 см/год) и отрицательный тренд расхода нижнебосфорского те-

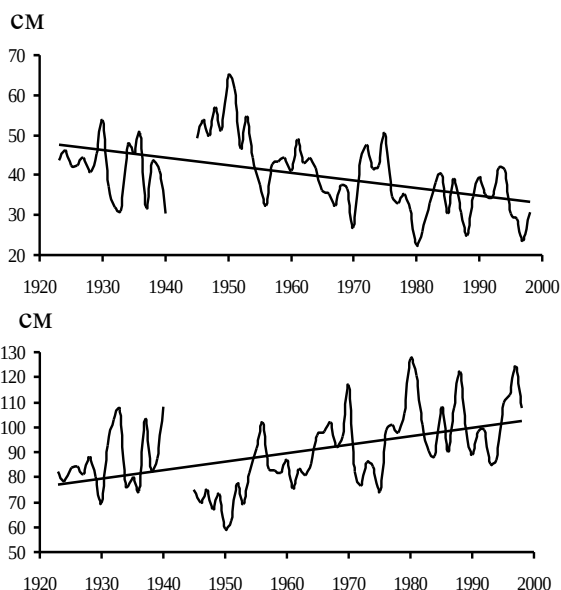


Рис. 1.20. Межгодовые колебания вклада нижнебосфорского течения (*вверху*) и верхнебосфорского течения (*внизу*) в изменения уровня Черного моря
Линейный тренд (*сплошная линия*)

чения (0,19 см/год). В многолетней изменчивости выделяются периоды в 11 и 6 лет.

Керченский пролив, соединяющий Черное и Азовское моря, в отличие от Босфора, представляет собой мелководный нестратифицированный пролив, в котором обмен происходит, главным образом, попеременно из одного моря в другое. Основная роль в водообмене принадлежит ветру, действие которого обуславливает сгонно-нагонные колебания уровня на концах пролива, определяющие перенос вод через Керченский пролив. Кроме этого, определенную роль играет внутригодовой ход речного стока в Азовское море.

Разработанный в СОГОИН эмпирико-гидродинамический метод [12] позволяет вычислять водообмен в Керченском проливе. Расчет этой величины и перевод её в значения уровня дал следующие результаты.

Среднегодовой приток вод из Азовского в Черное море дает повышение уровня на 11,7 см при максимуме 16,8 и минимуме 8,3 см. Величина понижения уровня Черного моря вследствие оттока вод из Черного моря в Азовское составляет в среднем 7,9 при максимуме 10,9 и минимуме 4,9 см. Таким образом, в среднем за год перенос вод из Азовского моря в Черное положителен, но дает очень

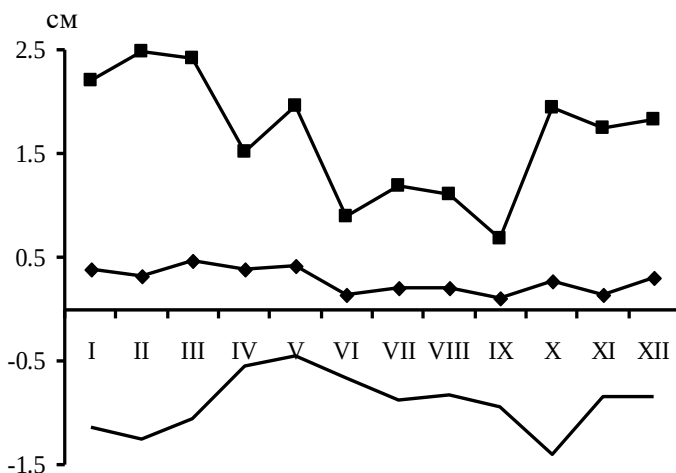


Рис. 1.21. Среднегодовой ход вклада обмена в Керченском проливе в изменения уровня Черного моря (*средняя кривая*) Максимальные (*верхняя кривая*) и минимальные (*нижняя кривая*) значения

маленькую величину в изменение уровня (3,8 см) при максимуме 11,5 см и минимуме около 0. В среднемноголетнем годовом ходе бóльший перенос отмечается в период весеннего паводка (рис. 1.21), вместе с тем годовая амплитуда крайне мала. В максимуме средне-месячный перенос может давать вклад в увеличение уровня Черного моря на 2,5 см, а в минимуме может уменьшать его до 1,5 см. Меж-годовая изменчивость вклада обмена в Керченском проливе в изменения уровня Черного моря (рис. 1.22) обнаруживает отрицательную тенденцию. Несмотря на малую величину углового коэффициента тренда, за 1923 – 1998 гг. вклад притока из Азовского моря в уровень Черного моря уменьшился на 2 см. Возможной причиной этого является уменьшение стока рек в Азовское море из-за изъятия воды для хозяйственных целей в течение XX века. В многолетней изменчивости преобладают колебания с периодом в 2 – 3 года.

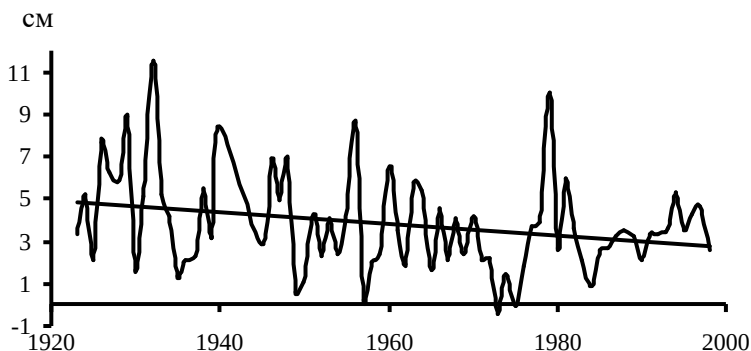


Рис. 1.22. Межгодовая изменчивость вклада обмена в Керченском проливе в изменения уровня Черного моря

1.7 Атмосферное давление

В открытом океане отклик уровня моря на атмосферное давление известен как эффект обратного барометра (ОБ):

$$h_{ib}(t) = -[P(t) - P_{ref}(t)] / \rho g, \quad (1.1)$$

где P_{ref} – среднее атмосферное давление над океаном, которое на практике полагают константой; ρ – плотность воды; g – ускорение свободного падения.

Таким образом, изменение атмосферного давления на 1 мб приводит к изменению уровня моря на 1 см, причем в противофазе. В замкнутых водоемах P_{ref} должно быть равно среднему давлению над бассейном. В этом случае (т.к. масса воды должна сохраняться) средний уровень совпадает с изостатическим, и возможна только локальная подстройка уровня, связанная с пространственной неоднородностью поля давления над бассейном. В открытых водоемах уровень моря будет испытывать также отклик на изменчивость среднего давления над морем с учетом подстройки уровня моря к изменениям водообмена через проливы. Кроме того, колебания атмосферного давления вызывают собственные колебания уровня в бухтах и заливах, причем, периоды колебаний уровня определяются конфигурацией водоемов. Эти колебания подробно рассмотрены в разд. 2.5.

Расчеты среднегодежных изменений уровня за счет статической реакции на годовой ход атмосферного давления, выполненные по данным 13 гидрометеостанций на побережье бывшего СССР и 3 станций турецкого побережья, представлены на рис. 1.23.

Из рис. 1.23 видно, что размах среднегодовых аномалий составляет около 8 см. С апреля по август атмосферное давление повышает средний уровень, с сентября по март уменьшает. Максимум положительного вклада наблюдается в июле, отрицательного – в ноябре.

Вместе с тем, Черное море является бесприливным бассейном, размеры которого сравнимы с характерными пространственными масштабами атмосферных систем. Подстройка среднего уровня в

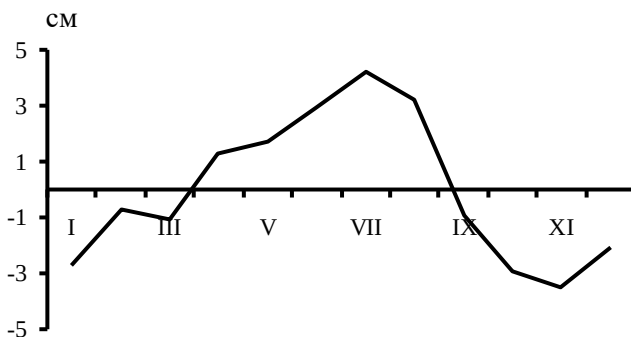


Рис. 1.23. Годовой ход изменений уровня, обусловленных изменениями атмосферного давления (в отклонениях от среднегодежного)

этом случае, в отличие от условий открытого океана, может отличаться от эффекта ОБ [18].

Для проверки этой гипотезы нами были выбраны две станции для двух различных типов шельфа в Черном море: Одесса (широкий и мелководный шельф) и Севастополь (вблизи приглубого шельфа). Для анализа использовались среднесуточные данные, полученные осреднением срочных наблюдений уровня моря h , атмосферного давления P и компонент приземной скорости ветра U , V за период 1993 – 1995 гг. Информация о статистических характеристиках данных приведена в табл. 1.5.

Таблица 1.5. Атмосферное давление P , уровень моря h , зональная U и меридиональная V компоненты скорости ветра; их средние значения и среднеквадратичные отклонения (СКО) в Севастополе и Одессе

Параметры	Севастополь				Одесса			
	Мин.	Макс.	Средн.	СКО	Мин.	Макс.	Средн.	СКО
P , мб	996,5	1040,2	1016,3	7,2	998,1	1046,8	1017,3	8,1
h , см	457,0	487,0	473,1	5,4	461,0	508,0	488,0	8,7
U , м/с	-7,8	6,9	-0,10	1,9	-10,0	6,6	-0,62	2,6
V , м/с	-7,6	8,1	0,24	2,5	-6,3	9,1	0,51	2,7

Сравнение аномалий уровня моря, приземного давления и ветра для береговых постов позволило проследить общую тенденцию влияния атмосферного воздействия на изменчивость уровня моря. Аномалии рассчитывались как отклонения от среднегодового значения. Временной ход уровня моря в течение года соответствовал своему многолетнему сезонному циклу: минимум уровня наблюдался в феврале, максимум в июне, что согласуется с сезонным ходом водного баланса Черного моря. Изменчивость величин аномалий атмосферного давления и ветра также соответствовала своим сезонным циклам. На синоптических временных масштабах удалось проследить влияние аномалий давления по формуле (1.1) и выделить периоды, когда амплитуды аномалий уровня моря и давления находятся в противофазе.

Было установлено, что отклик уровня моря на воздействие атмосферного давления принципиально отличается от эффекта ОБ, как по величине, так и по фазе; кроме того, он различен для различных временных масштабов воздействия. Этот эффект проявляется в ло-

кальном отклике в прибрежной зоне и в отклике среднего уровня моря. Величина отклика близка к ОБ лишь на периодах $T \sim 3 - 4$ дня и $T > 50$ дней, меньше изостатического в основном на периодах от 4 до 50 сут и превосходит изостатический отклик в высокочастотной области спектра на периодах меньше 2,5 дней. Анализ составляющих отклика уровня моря, связанных с изменчивостью атмосферного давления и ветра, а также их спектров, показал, что для условий Черного моря они коррелируют в противофазе. Это приводит к занижению амплитуды характеристической функции для оценки отклика уровня на давление до 50 % в квазиизостатическом режиме в диапазоне частот 0,02 – 0,12 цикл/сут. Временной масштаб выхода отклика среднего уровня на квазиизостатический режим равен 45 – 50 сут. Таким образом, для адекватного описания отклика уровня необходимо учитывать особенности низкочастотной изменчивости полей ветра и давления над Черным морем. Более подробно локальный отклик уровня Черного моря на изменчивость атмосферного давления в прибрежной и глубоководной частях Черного моря рассмотрен нами в [19, 20].

В [21] проанализированы взаимные спектры уровня моря и атмосферного давления за 1955 – 1971 гг. в Туапсе. Показано, что они имеют высокий уровень когерентности (0,8) на масштабах годовой и полугодовой гармоник. Вместе с тем отмечается, что статический отклик уровня на изменения давления составляет 20 – 30 % ожидаемого отклика ОБ. Здесь же рассмотрена межгодовая изменчивость градиента атмосферного давления между Восточным Средиземноморьем и Черным морем. Отмечено, что изменчивость давления в двух бассейнах подобна, а различия в абсолютных значениях не превышают 2 мб, следовательно, этот фактор не может существенно влиять на изменения обмена в черноморских проливах.

Для межгодовой изменчивости атмосферного давления над Черным морем характерны периоды в 2 – 4 года, размахом около 2 мб. С середины до конца XX века отмечалась тенденция к его повышению. Рассчитанный нами угловой коэффициент тренда составил 0,05 мб/год, что в пересчете на рассматриваемый период дает увеличение атмосферного давления на 2 мб. Таким образом, в многолетней тенденции в XX веке давление действовало как фактор, уменьшающий уровень Черного моря.

1.8 Стерические эффекты

Уровень моря зависит от изменений плотности водной толщи, поскольку вода старается прийти к изостатическому и динамическому равновесию. Поверхность моря не является плоской, т.к. на нее влияют изостатические процессы, гравитационное притяжение и динамические процессы. Например, в океане, в районе течений Гольфстрим и Куро시오, существует различие в средней величине уровня моря примерно на 1 м. Вдоль атлантического побережья США изменения плотности становятся причиной ежегодных колебаний с размахом 20 – 30 см. В Китае, вдоль побережья Желтого моря подобные изменения могут составлять более 50 см.

Стерический эффект в океане является ответом на изменения температуры и солёности его вод. Когда океан приходит к гравитационному равновесию, высота водяного столба над неизменным уровнем давления в любом месте зависит от плотности вод. Воды с меньшей плотностью располагаются в верхних слоях, тогда как с большей плотностью – ниже. Более теплые и более пресные воды менее плотные, при этом температура и солёность совместно влияют на уровень моря. Увеличение давления с глубиной также влияет на плотность воды.

О влиянии изменений температуры на уровень в Черном море впервые упоминалось в [22, 23]. Влияние сезонных изменений плотности на уровень моря исследовалось в [24]. Обработав данные о се-

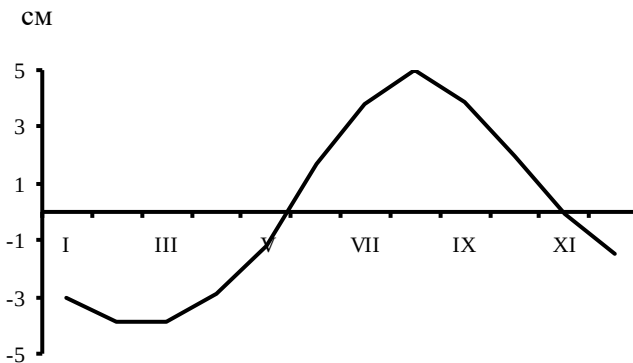


Рис. 1.24. Годовой ход изменений уровня, обусловленных изменениями плотности воды (в отклонениях от среднеемноголетнего)

зонных изменениях плотности за 1923 – 1966 гг., автор приводит таблицу приращений уровня, обусловленных стерическим эффектом. На рис. 1.24 приводится построенный по этим данным график. Из него видно, что изменения уровня носят выраженный годовой ход, при этом их размах составляет около 9 см. Повышение уровня наблюдается с июня по октябрь с максимумом в августе (5 см), понижение – с ноября по май с максимумом в феврале – марте (около 4 см). Изменения плотности в [24] объясняются годовым ходом температуры, при этом отмечается, что в северо-западной части моря плотностные колебания уровня выражены в меньшей степени.

В [25] на основе обработки массива данных, включавшего 65 000 станций, проанализированы особенности пространственно-временных стерических колебаний уровня Черного моря, а также вклад температуры и солёности в суммарный сигнал. Среднегодовой стерический уровень и уровень для наиболее характерных месяцев зимнего и летнего гидрологических сезонов показан на рис. 1.25. Из него видно, что среднегодовой уровень в центральных районах моря самый низкий и повышается по направлению к берегам; пространственные различия достигают 12 см. Зимой они возрастают до 20 см, при этом резко выраженная ложбина занимает большую часть акватории моря. Летом стерический уровень повсеместно повышается относительно среднегодового; максимальное увеличение отмечается между п-овом Крым и Анатолийским побережьем Турции. Наибольший годовой размах стерических колебаний уровня отмечается в центральном и юго-восточном районах (16 – 20 см), а наименьший – в центре восточного (6 см.).

Пространственную структуру среднегодового стерического уровня определяет, главным образом, солёность; вклад ее в большинстве случаев составляет 70 – 90 %. Амплитуда годовой гармоничности термической составляющей равна 3 – 4 см, причем максимум наступает почти одновременно (в августе) из-за расположения Черного моря в одной климатической зоне. Амплитуда солёностной составляющей колеблется от 1 до 5 см. Разность фаз наступления максимума солёностной составляющей достигает 7 – 8 месяцев. Так, в прибрежных районах максимум амплитуды, связанный с изменением солёности, наблюдается в весенний период, в центральных районах – в августе.

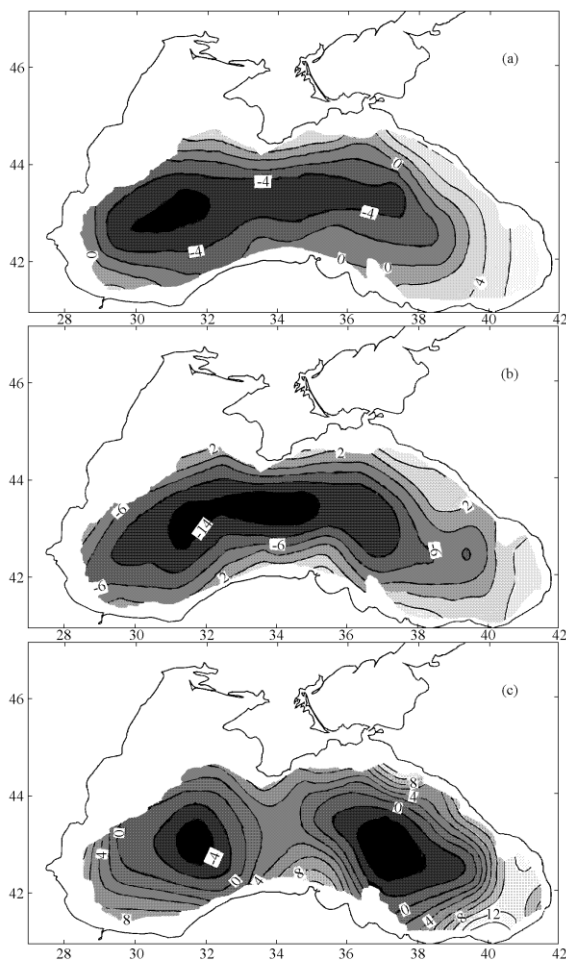


Рис. 1.25. Среднеголетний стерический уровень Черного моря (см): среднегодовой (а); март (b); сентябрь (с)

В [21] рассматривается временная изменчивость вклада плотности в изменения уровня за 1960 – 1998 гг. на основе данных массива MEDAR (Mediterranean Data Archeology and Rescue). Этот массив довольно плохо обеспечен данными для исследования временной изменчивости. Тем не менее, анализируя его, авторы приходят к следующим выводам.

В слое 0 – 30 м наблюдается тенденция к опреснению вод. Угловой коэффициент тренда оценивается незначительной величиной

$0,004 \pm 0,014$ епс/год. Напротив, в слое 30 – 150 и 150 – 500 м наблюдается увеличение солёности, оцениваемое за период 1960 – 1998 гг. величиной 0,1 – 0,2 епс. Что касается температуры, то в слое 0 – 150 м отмечается тенденция к ее уменьшению, а в слое 150 – 500 м – к увеличению. Все вместе это дает за указанный период отрицательный угловой коэффициент тренда вклада изменений плотности в уровень ($-0,9 \pm 0,2$ мм/год). В верхнем слое основной вклад в многолетние изменения стерического уровня вносит температура, а глубже 30 м – солёность. Сравнивая межгодовую изменчивость полученного ими стерического уровня с изменчивостью уровня моря в Туапсе (такое сравнение вызывает большое сомнение, особенно учитывая результаты, представленные в [24]), авторы приходят к выводу, что они не связаны между собой.

Для определения долговременных тенденций изменения плотности воды нами были рассчитаны линейные тренды межгодовых изменений температуры и солёности по данным береговых станций, расположенных на Крымском п-ове (Ялта, Феодосия, Севастополь) и в северо-западной части моря (Одесса, Очаков, Южный), за 1950 – 2000 гг. На всех станциях обнаруживается отрицательный тренд по солёности (в среднем уменьшение на 0,5 епс) и положительный по температуре (в среднем увеличение на $0,3^{\circ}\text{C}$). Таким образом, для температуры и солёности наблюдается положительная тенденция вклада в многолетнее уменьшение плотности (увеличения уровня). Оценка изменения плотности показывает ее уменьшение на 0,44 у.е. в поверхностном слое моря за последние 50 лет XX века, при этом вклад солёности составляет около 90 %. К сожалению, данные береговых станций не позволяют оценить величину абсолютного увеличения уровня, связанного со стерическим эффектом.

1.9 Твердый сток

Твердый сток (сток взвешенных частиц, содержащихся в речной воде), вытесняя объем воды, поднимает уровень моря. До настоящего времени вклад этой составляющей не учитывался; оценим его.

Сток взвешенных частиц в Черное море оценивается величиной 68 000 000 т/год. Из них 80 % приходится на 4 реки: Дунай (51 200 000 т/год), Днестр (1 730 000 т/год), Днепр (800 000 т/год), Южный Буг (200 000 т/год). Приняв среднюю плотность частиц равной 2,75, ежегодный объем осадков, отлагающихся на дне, можно

оценить величиной $0,025 \text{ км}^3$, что в пересчете на изменение уровня дает величину примерно 6 мм за 100 лет (без учета увеличения площади бассейна). На самом деле, эта оценка даст меньшую величину, если вес осадков вызвал изостатическое опускание дна. Как видим, оценка дает довольно значительную величину, на два порядка превышающую оценку, сделанную для Мирового океана в целом [26].

1.10 Современные тектонические движения

Помимо колебаний уровня, обусловленных выше рассмотренными факторами, измеряемые высоты уровня содержат сигнал, связанный с геодинамикой побережья, на котором расположены посты наблюдений. Этот сигнал является кажущимся, так как происходит не от изменений уровня, а от поднятия или опускания берега, на котором расположен пост. Обычно вертикальные движения земной коры неотектонического этапа подразделяют на *новейшие*, начавшиеся в плиоцене (9 ± 3 млн. лет назад), *молодые*, охватывающие последние 10 тысяч лет, и *современные*, совершающиеся в последнее столетие. Далее речь будет идти о современных вертикальных движениях земной коры.

В настоящее время существуют несколько способов получения данных о скорости и направлении движений земной коры. Первый – проведение точных геодезических нивелировок; второй связан с анализом непосредственно данных об уровне моря. В последнее время также появились космические геодезические методы и метод абсолютной гравиметрии.

В Крыму создан замкнутый нивелирный полигон, на котором установлены репера и ежегодно проводится повторное прецизионное нивелирование. Полученные данные показали, что побережье Крыма погружается со скоростью в отдельных точках до 0,2 см/год (Черноморское 0,1 см/год, Евпатория 0,07 см/год, Алушта 0,14 см/год) [32]. Они же выявили, что вертикальные движения испытывают микроритмы, период которых определяется несколькими годами. Повторные нивелировки показали, что средняя скорость опускания реперов в Одессе составляет 0,51 см/год, а в районе Поти до 0,65 см/год [33].

Основываясь на анализе данных уровня моря, скорости современных вертикальных движений земной коры для Черного моря в [34] были оценены величинами менее -0,1 см/год для всех пунктов,

кроме Одессы и Поти, где они были оценены, как $-0,51$ и $-0,62$ см/год, соответственно. В [35] приведена методика определения современных вертикальных движений берегов по уровненным рядам и расчеты для всех пунктов наблюдений за уровнем Черного моря. По этим данным все берега испытывают современное погружение со скоростями от $0,03$ до $0,16$ см/год. В Одессе и Поти они возрастают до $-0,52$ и $-0,66$ см/год, соответственно. Точность определения оценивается как $\pm(0,03 - 0,04)$ см/год. Примечательно, что автор полностью игнорирует эвстатический фактор в изменении уровня, относя его на вертикальные движения земной коры. Эти данные, более детализированные, вошли в Карту современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы, изданную Международным союзом геодезии и картографии [36]. Здесь же приведена карта точности определения величин скоростей, из которой следует, что точность для побережий Черного моря составляет $0,1$ см/год, т.е. на порядок хуже, чем заявлено в [35], и фактически соответствует самой величине изменений.

Другой подход к решению проблемы, опубликован в цикле работ [37 – 39]. В них авторы исходят из того, что длительные ряды наблюдений за уровнем моря (Поти, Батуми, Очаков, Севастополь и Одесса) содержат две выборки. Одна из них (с начала наблюдений до 20-х годов XX столетия) показывает тенденцию к понижению уровня, а вторая (с 20-х годов XX столетия до настоящего времени) – тенденцию к повышению уровня. Первую авторы связывают с влиянием только вертикальных движений земной коры, а вторую определяют, как сумму вертикальных движений земной коры и эвстатического фактора. Исходя из этого, получив регрессионным анализом величины трендов, после несложных преобразований получают, что в Поти, Одессе и Констанце величина опускания суши составляет $0,56$, $0,43$ и $0,35$ см/год, соответственно. Во всех остальных пунктах, где установлены измерители уровня, суша поднимается со скоростью от $0,01$ до $0,09$ см/год (в Севастополе $0,03$ см/год).

В основу работы [40] положена гипотеза, что регистрируемые в разных местах высоты уровня отражают общие изменения, связанные с изменением объема вод моря, и локальные изменения, обусловленные, главным образом, вертикальными движениями участков побережья, где установлены футштоки.

С помощью итерационной процедуры была выполнена низкочастотная фильтрация, которая позволила выделить и отфильтровать

регулярный сезонный ход. Далее оценивался полиномиальный тренд исходных рядов. На втором этапе, после исключения индивидуального тренда из каждого ряда, был определен общий квазипериодический режим изменения уровня моря. Для этой цели было использовано разложение по естественным ортогональным составляющим флуктуационной части поля уровня, представленного данными в 12 пунктах. Такой подход автор оправдывает локальной неоднородностью геодинамических процессов, генерирующих некоррелированный шум в данных. Было получено, что 92 % суммарной дисперсии описывает общий компонент изменчивости, а 8 % связаны с изменчивостью уровня в отдельных районах. После ряда процедур для определения локальных изменений уровня в каждом пункте из исходных рядов были удалены составляющие, характеризующие общие трендовые и вариационные изменения уровня. Затем для каждого ряда был определен тренд и статистически проанализированы остаточные флуктуации. После проведения всех достаточно сложных процедур в работе делаются следующие выводы:

- северо-западный регион Черного моря опускается со скоростью 0,1 – 0,16 см /год;
- побережья горного Крыма и Кавказа поднимаются со скоростью 0,02 – 0,04 см /год;
- западный Крым не испытывает вертикальных движений.

Что касается Колхидской низменности (Поти), то автор делает неожиданный вывод, что в 70-х годах здесь значительное опускание сменилось подъемом со скоростью 0,19 см /год, что прямо противоречит данным наблюдений. Действительно, в это время отмечалось значительное уменьшение уровня (автор располагал данными до 1985 г.), но оно было синхронное для всех уровенных постов Черного моря, после чего уровень стал снова значительно подниматься (см. гл. 2). Все неувязки в анализе автор (видимо, не знакомый с существом вопроса) относит к качеству нивелировок.

В Черном море максимальная величина тренда зафиксирована в Варне и Бургасе. Здесь тренд за период 1928 – 1980 гг. составил 1,07 и 0,73 см /год, соответственно. В [41] этот тренд связывают со значительным опусканием суши.

Таким образом, можно сказать, что определение вертикальных движений земной коры с использованием данных уровенных наблюдений дает два взаимоисключающих результата. По одному побережья испытывают подъем [35], по-другому – опускание [38],

кроме этого есть и компромиссная точка зрения [41]. В одном все авторы едины: районы Поти и Одессы испытывают опускание, что трудно отрицать, поскольку повторные нивелировки дают однозначный результат.

Сделаем еще одну оценку скорости вертикальных движений, исходя из предположения о современном погружении северного побережья Черного моря (в пределах бывшего СССР), что не противоречит данным повторных нивелировок.

Рассчитаем помесечные тренды для периода 1927 – 1990 гг. в 14 пунктах побережья. Выбор начала этого периода обусловлен тем, что именно со второй половины 20-х годов XX века начался значимый подъем уровня, а конца – тем, что после распада СССР ухудшилось качество исходных данных, и практически был прекращен обмен ими между Украиной, Россией и Грузией.

Предположим, что изменчивая часть тренда связана с годовым ходом эвстатического фактора, а остальная часть содержит сигнал, связанный с опусканием суши. Действительно, трудно представить, что скорость вертикальных движений имеет внутригодовой ход (хотя полностью исключить это нельзя). Вычитая из общей величины углового коэффициента тренда минимальное значение годового хода, которое примем за величину скорости вертикальных движений, получим остаток, связанный с эвстатическим фактором, а также локальными факторами изменчивости.

Результаты расчетов представлены на рис. 1.28. Из него видно, что на всех пунктах годовой ход качественно практически подобен. Это может свидетельствовать о преимущественном вкладе эвстатического фактора в повышение уровня, что не противоречит выводам, сделанным в [42].

Для подтверждения этой гипотезы рассмотрим совместно помесечные угловые коэффициенты трендов для 3-х наиболее продолжительных рядов в Черном море: Одесса, Севастополь и Поти для периодов 1875 – 1918 гг. и 1927 – 1990 гг. Отметим при этом сразу, что качество данных для первого периода значительно хуже, чем второго. Кроме этого длина выборок различна (рис. 1.29).

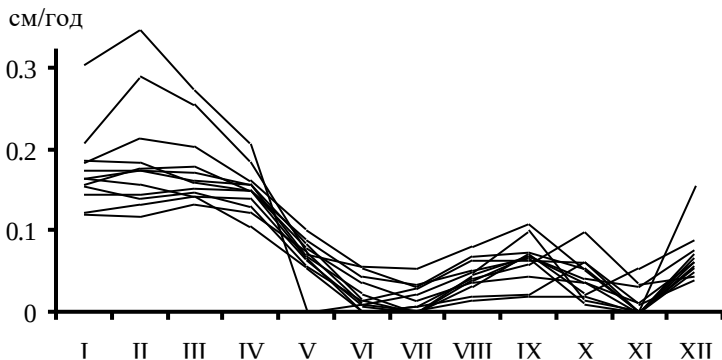


Рис. 1.28. Помесячные угловые коэффициенты тренда для 14 пунктов за период 1927 – 1990 гг. за вычетом минимального значения в годовом ходе

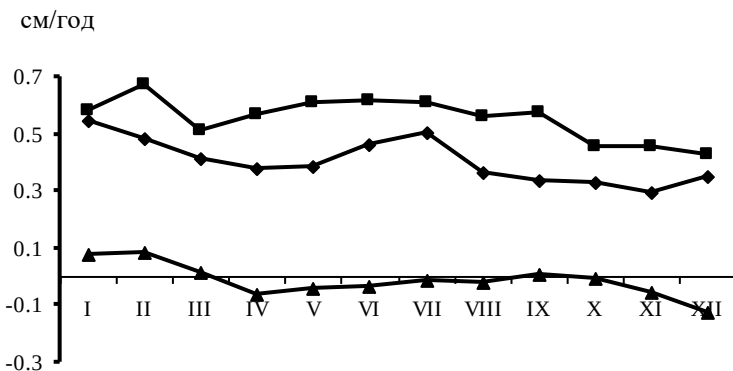


Рис. 1.29. Помесячные угловые коэффициенты тренда за период 1875 – 1918 гг. для Одессы (линия с ромбом), Севастополя (линия с треугольником) и Поти (линия с квадратом)

Из рис. 1.29 видно, что в отличие от периода 1927 – 1990 гг. (рис. 1.28), выраженного синхронного внутригодового хода не отмечается, хотя и присутствует внутригодовая изменчивость величины угловых коэффициентов трендов. Возможно, она связана с межгодовой изменчивостью водного баланса, которая не имела однонаправленных тенденций, и суперпозиция которой дает некую изменчивость. Здесь же заметим, что при довольно близких величинах трендов в целом в течение всего года для двух близко расположенных

пунктов (Одесса и Очаков), отмечаются повышенные величины трендов в зимний период (рис. 1.26).

Выполненные таким образом оценки скорости вертикальных движений земной коры для периода 1927 – 1990 гг. дают величины, приведенные в табл. 1.7. Из неё видно, что повсюду, за исключением района Одессы и Колхидской низменности, скорости вертикальных движений невелики и варьируют вокруг величины 0,1 см/год.

Дальнейшие перспективы решения вопроса о вертикальных движениях земной коры на побережье Черного моря связаны с применением новых методов их определения. К таким методам, прежде всего, необходимо отнести использование системы глобального спутникового позиционирования (GPS). Достигнутая к настоящему времени с ее помощью точность определения вертикальных движений составляет 1 мм/год на ряде длиной порядка 10 лет [43]. Для сравнения, измерения на стандартных мареографах дают стандартную ошибку определения тренда примерно 0,5 мм/год на ряде в 30 – 40 лет.

Другой современный способ – абсолютная гравиметрия (определение ускорения силы тяжести в вакууме). Он базируется на представлении о том, что согласно закону Ньютона изменение верти-

Таблица 1.7. Вертикальные скорости движений земной коры (см/год)

Пункт	Скорость
Одесса	0,36
Очаков	0,21
Хорлы	0,10
Черноморское	0,10
Евпатория	0,16
Севастополь	0,11
Ялта	0,15
Феодосия	0,08
Анапа	0,09
Новороссийск	0,11
Туапсе	0,08
Сухуми	0,02
Поти	0,41
Батуми	0,17

кального положения земной поверхности в 1 см эквивалентно изменению силы тяжести в $3 \cdot 10^{-8}$ м/с⁻² или 3 микрогала. Использование методик измерения силы тяжести с применением гелий-неоновых лазеров нового поколения и атомных рубидиевых часов позволило достигнуть точности определения в 3 – 4 микрогала [44]. Таким образом, оба способа имеют практически эквивалентную точность. Нет сомнений в том, что точность определения в будущем будет возрастать.

По программе MedGloss (Mediterrannien Global Sea Level Observing System) предполагается в добавление к уже установленным современным мареографам на постах Кацивели, Туапсе, Бургас и Констанца развертывание под-

систем для определения вертикальных движений. Планируется, что на каждой станции они должны включать дополнительный репер, ресивер GPS и абсолютный гравиметр.

Литература к главе 1

1. *Врангель Ф.Ф.* О колебаниях уровня Черного моря // Речи протока. VI съезда русск. естеств. и врачей в СПб в 1879.– отд. 1.– СПб, 1880.– 58 с.
2. *Майдель Э.* О колебаниях уровней Черного моря // Морской сборник, 1884.– 205, № 12.– С. 1-24.
3. *Рыльске С.Д.* *Рыльске С.Д.* Средний уровень Балтийского, Черного и Азовского морей // Тр. военно-топограф.– СПб.– 1890.– № 3.– С. 24-36.
4. *Иванов С.Н.* За равнището на Черно море и неговите колебания (Уровень Черного моря и его колебания) // Морски сговор.– 1924.– год I, брой 5.– С. 11-15.
5. *Беренбейм Д.Я.* Многолетние колебания уровня Черного моря и речной сток // Метеорология и гидрология.– 1959.– № 1.– С. 41-44.
6. *Беренбейм Д.Я.* Водный баланс и колебания среднегодового уровня Черного моря // Гидрофизические и гидрохимические исследования в Черном море.– М., 1967.– С. 42-45.
7. *Гнусин А.* О причинах ежегодного колебания уровня воды в Черном и Азовском море // Морской сборник. Неофиц. отдел.– 1895.– кн. 4.– С. 161-202.
8. *Зюмбюлева Е.* Върху сезонните колебания на морското ниво по Българското крайбрежие (о сезонных колебаниях уровня моря у болгарского побережья) // Океанология (НРБ).– 1977.– № 2.– С. 43-50.
9. *Зюмбюлева Е.* За влиянието на речния отток върху сезонните колебания на морското ниво по Българското крайбрежие (о влиянии речного стока на сезонные колебаниях уровня моря у болгарского побережья) // Хидрол. и метеорол.– 1973.– т. 22, № 3.– С. 73-79.
10. *Фомичева Л.А.* Многолетние колебания среднего уровня Черного моря // Тр. Гос. океаногр. ин-та.– 1986.– № 176.– С. 25-30.
11. *Фомичева Л.А.* Сезонный и годовой ход уровня Черного моря //

- Тр. Гос. океаногр. ин-та.— 1986.— № 168.— С. 19-26.
12. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР*. т. 4. Черное море.— вып. 1.— СПб: Гидрометеиздат, 1991.— 429 с.
 13. *Ozsoy E., Latif M.A., Turgul S., et al.* Water fluxes through the Bosphorus to the Mediterranean and Black Sea // *Sevastopol: MHI UAS.*— 1992.— Р. 54-67.
 14. *Горячкин Ю.Н., Липченко М.М.* О количестве атмосферных осадков, выпадающих на поверхность Черного моря. // *Труды УкрНИГМИ.*— вып. 248.— Киев, 2000.— С. 221-228.
 15. *Репетин Л.Н., Долотов В.В., Липченко М.М., Липченко А.Е.* Метод расчета количества атмосферных осадков и растворенных химических веществ, выпадающих на акваторию Черного моря, на основе данных натурных измерений и оперативной Интернет-информации // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.*— Вып. 11.— Севастополь, 2005.— С.
 16. *Макаров С.О.* Об обмене вод Черного и Средиземного моря. — С.-Петербург, 1885. — 56 с.
 17. *Merz A.* Hydrographische Untersuchungen in Bosphorus and Dardanelen. — Berlin, 1928. — 284 p.
 18. *Garret C. And F.Majaess.* Nonisostatic response of sea level to atmospheric pressure in the Eastern Med // *J.Phys.Oceanogr.*— 1983.— v. 14.— Р. 656-665.
 19. *Лемешко Е. А., Иванов В.А., Белокопытов В.Н., Горячкин Ю.Н.* Локальный отклик уровня Черного моря на атмосферное воздействие в прибрежной зоне // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.*— Севастополь, 2000.— С. 53-62.
 20. *Лемешко Е. А., Иванов В.А., Белокопытов В.Н., Горячкин Ю.Н.* Сравнительный анализ отклика уровня Черного моря на атмосферное воздействие в прибрежной и глубоководной зонах // *Глобальная система наблюдений Черного моря. Фундаментальные и прикладные аспекты.*— Севастополь, 2000.— С. 56-70.
 21. *Tsimplis M.N., Josey S.A., Rixen M., Stanev E.V.* On the forcing of sea level in the Black sea // *J. Geophys. Res.*— 2004.— v. 109.
 22. *Ducet N., Le Traon P.Y., Gauzelin P.* Response of the Black sea

- mean leel to atmospheric pressure and wind forcing // J. of Marine System.– 1999.– v. 22.– P. 311-327.
23. Клоссовский А.В. Колебания уровня и температуры воды берегов полосы Черного и Азовского морей // Записки по гидрографии.– 1890.– вып. 2 (11).– С. 1-70.
 24. Klossovsky A. Les ostillations du niveau de la Mer Noire le long du litoral russe (Колебания уровня на русском побережье Черного моря) // Ciel et Terre.– 1894.– № 9.
 25. Подпругина Т.М.К вопросу об изменчивости средних уровней в Черном море // Сборник работ ЛЮМ ГОИН.– 1972.– Вып. 9.– С. 136-141.
 26. Архипкин В.С., Бережной В.Ю. Стерические колебания уровня Черного моря // Океанология.–1995.– 35, № 6.– С. 80-816.
 27. Джаошвили Ш. Реки Черного моря // Технический отчет № 71 Европейскому агентству по защите окружающей среды.– Тбилиси, 2003.– С. 58.
 28. Emery K.O., Uchupi E. The geology of Atlantic ocean.– New York: Springer-Verlag.– 1050 p.
 29. Genov I. Lithological features of the upper Holocene in the east part of Black sea // Трудове на Института по океанология Българска академия на науките.– Том 3.– Варна, 2001.– С. 43–50.
 30. Bondar C., Blendea V. Water and Sediment Transport by the Danube into the Black Sea during 1840-1995 // IOC-BSRC Workshop «Black Sea Fluxes». Workshop Report.– № 145.– Paris: UNESCO, 2000.– P. 58-63.
 31. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли.– Гидрометеоздат, 1974.– 637 с.
 32. Багрова Л.А., Боков В.А., Багров Н.В. География Крыма.– Киев: Лыбидь, 2001.– 304 с.
 33. Каталог наблюдений над уровнем на Черном и Азовском морях.– Севастополь, 1990.– 268 с.
 34. Каталог уровенных наблюдений на Черном и Азовском морях / Под ред. Т.М. Подпругиной.– Л.: Гидрометеоздат, 1965.– 227 с.
 35. Победоносцев С.В. Современные вертикальные движения побережий морей, омывающих Европейскую территорию СССР // Океанология.– 1972.– т. 12, вып. 4.– С. 741-745.

36. *Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы.* М. 1:10 000 000.– М.: ГУГК при СМ СССР, 1971.– 18 с.
37. *Метревели Г.С., Плоткина И.А.* Особенности расчета среднего многолетнего уровня Черного моря // *Сакартвелос ССР Мецниеребата Академиის მოამბე: Сообщ. АН ГССР.*– 1981.– 103, № 1.– С. 89-92.
38. *Метревели Г.С., и др.* Особенности расчета скоростей колебаний уровня моря и поверхности суши по уровненным рядам // *Метеорология и гидрология.*– 1985.– № 2.– С.
39. *Метревели Г.С., Кучуашвили Н.К.* Исследование влияния эвстатического повышения уровня воды на внутренние моря // *Метеорология и гидрология.*– 1987.– № 8.– С. 90-95.
40. *Рева Ю.А.* Межгодовые колебания уровня Черного моря // *Океанология.*– 1997.– 37, № 2.– С. 211-219.
41. *Trifonova E., Demireva D.* An investigation of sea level fluctuations in Varna and Bourgas // *Трудове на Института по океанология Българска академия на науките.*– Том 4.– Варна, 2003.– С. 3-8.
42. *Калинин Г.П., Клиге Р.К., Шлейников В.А.* К вопросу учета современных вертикальных движений морских побережий при исследовании Мирового океана // *Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии.*– М.: Наука, 1975.– С. 93-101.
43. *Johansson, J. M., Carlsson, T. R., Davis, J. L., Elgered, G., Jarlemark, P. O. J., Mitrovica, J. X., Pysklywec, R. N., Ronnang, B. O., Scherneck, H-G. and Shapiro, I. I.* (1996): First result from a continuously operating GPS network in Fennoscandia // *Ann. Geophy.*– 1996.– 14 (1).– С. 271 *European Geophysical Society Symposium, The Hague.*
44. *Vilibic I.* Global sea level rise? New techniques for the absolute sea level measurement // *Geofizika.*– 1997.– vol. 14.– P. 23-28

Глава 2

ИЗМЕНЧИВОСТЬ УРОВНЯ ЧЕРНОГО МОРЯ

Колебания уровня Черного моря формируют спектр изменчивости, охватывающий периоды от нескольких минут до тысячи и более лет. *Долгопериодные* колебания уровня – периоды геологического масштаба (тысячи и миллионы лет) – обусловлены как изменением массы воды в Мировом океане, так и медленными, эпейрогеническими движениями земной коры. Первые связаны, главным образом, с изменением объема материковых ледников вследствие изменения климата, а вторые – с тектоническими процессами, изменением формы и размеров океанов и собственно Черного моря. Размах этих колебаний достигает десятков метров. *Многолетние* или межгодовые колебания отражают изменчивость такого же характера в атмосфере, которая проявляется в изменении суммарного речного стока, определяющего эти колебания. Их размах достигает 30 см. *Сезонные* (внутригодовые) изменения уровня вызваны изменением массы (водным балансом), плотности воды и сезонными колебаниями атмосферного давления. Наиболее высокое положение уровня обычно приходится на лето, когда эти факторы ведут к его росту: меньшее атмосферное давление, высокие температуры морской воды, весеннее половодье рек. Зимой эти же факторы способствуют понижению уровня. Сезонные колебания уровня моря составляют 20 – 30 см. Атмосферные процессы вызывают *синоптические* колебания уровня, которые проявляются, главным образом, в сгонно-нагонных явлениях. Размах этих колебаний обычно меньше у приглубых берегов и больше у отмелей. В целом в Черном море он может достигать 1 м и более. Сгонно-нагонные колебания уровня связаны лишь с перемещением масс воды, при этом средний уровень моря не изменяется. То же самое относится к *мезомасштабным* колебаниям, к которым можно причислить сейши, приливы и инерционные колебания. Размах сейш может достигать первых десятков сантиметров. Величина приливов в замкнутом Черном море в основном не превышает 10 см. Инерционные колебания, как правило, невелики (несколько сантиметров). Отдельно можно отметить *цунами* – волны, которые возникают в Черном море при сильных землетрясениях. Их высота достигает 50 см.

2.1 Долгопериодные колебания уровня

Данные о долгопериодных изменениях уровня моря получают, главным образом, геолого-геоморфологическими, радиоуглеродным, споро-пыльцевым и археологическими методами. В этом разделе речь будет идти об изменениях уровня в четвертичное время: в позднем плейстоцене и голоцене. Первый период соответствует наиболее длительной эпохе четвертичного периода и характеризуется общим похолоданием климата Земли, а также периодическим возникновением в средних широтах обширных материковых оледенений. Второй составляет незакончившийся отрезок четвертичного (антропогенного) периода. Его начало совпадает с окончанием последнего материкового оледенения северной Европы (10 тыс. лет тому назад), две трети приходится на историческое время.

Характерной чертой четвертичной истории Черного моря являются многократные трансгрессии и регрессии. В ледниковые эпохи уровень значительно снижался, в первую очередь потому, что огромные массы воды образовывали ледниковые щиты и покровы и тем самым были на длительный срок выведены из влагооборота. Подобное гляциоэвстатическое снижение уровня Мирового океана в позднеплейстоценовую ледниковую эпоху составляло около 100 – 110 м; при таянии ледников в межледниковые периоды уровень океана снова повышался.

Собственно, формирование Черного моря в границах, близких к современным, можно отнести к концу плейстоцена, когда закончилось существование Новозвксинского бассейна. Положение уровня моря 17 – 18 тыс. лет назад (в период вюрмской регрессии Мирового океана) соответствовало отметкам коренного ложа долины, существовавшей на месте Босфора (-100 м) [1]. В [2] описана береговая линия на внешнем крае ЮБК, отвечающая возрасту 18 тыс. лет назад, с отметкой -80 м. По данным [3] отметка наиболее низкого стояния уровня в эту регрессию составляла -60 м. Начало трансгрессии Черного моря относят к периоду 13 – 15 тыс. лет назад. Начиная с этого момента до настоящего времени, на фоне общего повышения уровня выделено восемь существенных понижений уровня с амплитудой 20 – 25 м [4]. В [5] для последних 9 тыс. лет выделено четыре этапа трансгрессий.

Проанализировав геологические материалы (положение древних террас и состав фауны), данные спорово-пыльцевого анализа и ар-

хеологические данные за последние 4500 лет, в [6 – 8] выделяют две трансгрессии. Первая – новочерноморская (3500 – 4500 лет назад), проходившая в две стадии, когда уровень моря превышал современный на 2 – 3 м, и вторая – нимфейская (1300 лет назад), когда уровень был на 1 м выше современного. Между ними, 2500 лет назад, проявилась фанагорийская регрессия со снижением уровня на 2 – 3 м от современного. При этом трансгрессии совпадали с сухими и теплыми эпохами, а регрессии – с влажными и прохладными.

Результаты проведения крупномасштабных геолого-съёмочных работ прибрежной суши и шельфа, радиоуглеродных датировок и археологических данных обобщены в [9]. Авторы выделяют три основных этапа эволюции уровенного режима Чёрного моря.

1. «Минимум» (20 – 16 тыс. лет назад) – регрессивный этап, соответствующий поздневалдайскому оледенению, отметка уровня -60 м.

2. «Восходящая ветвь» (от 16 до 6 тыс. лет назад) – переходный этап, связан с волной голоценового потепления, характеризуется направленным повышением уровня до -(3,5 – 4) м.

3. «Максимум» (последние 6 тыс. лет) – трансгрессивный этап, уровень достиг современных значений.

Кроме основных этапов отмечен ряд других трансгрессий и регрессий. Такую датировку подтверждает анализ колонок донных осадков [10]. В [11] доказывается наличие девяти регрессивно-трансгрессивных эвстатических циклов, развивавшихся на фоне постледниковой трансгрессии. Различные аспекты проблемы изучения долгопериодных изменений уровня Чёрного моря и восстановления кривых его изменения содержатся в [12 – 28]. Не останавливаясь подробно на их анализе, отметим основные выводы (с отдельными разночтениями), к которым пришли авторы.

От 18 до 8 тыс. лет назад происходило устойчивое повышение уровня Чёрного моря со средней скоростью 9 – 10 мм/год. Наибольшие скорости (до 20 мм/год) отмечались в начале новозвксинской трансгрессии. За указанное время уровень повысился от отметки -85 до -25 м, что подтверждается положением древних береговых линий. В отдельные периоды этого времени уровень был стабилен и даже понижался на величины до 15 – 20 м. От 8 до 5 тыс. лет назад повышение уровня продолжалось, однако с меньшей скоростью.

В отдельные периоды уровень даже превышал современный на величину до 2 м. Представление о характере колебаний уровня дает рис. 2.1.

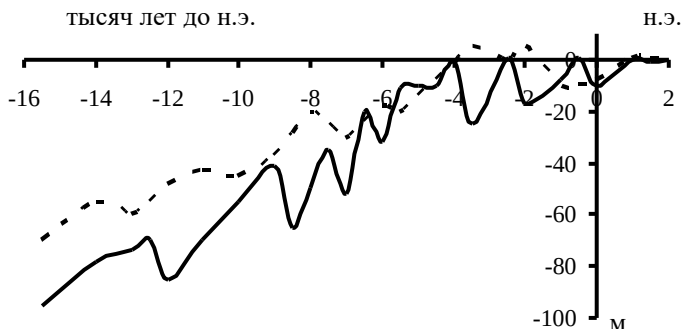


Рис. 2.1. Изменения уровня моря за последние 18 тыс. лет по [11] (сплошная линия); по [1] (пунктир)

Особое значение имеет реконструкция уровенного режима Черного моря по археологическим данным, позволяющая восстановить его за историческое время. Этому вопросу посвящено большое число работ. В них, как на основании непосредственных археологических данных, так и с привлечением других выводятся кривые изменений уровня. В [29] показано, что фактический материал позволяет наметить лишь три этапа колебаний уровня моря в историческое время.

1. Новочерноморская трансгрессия (2 – 3 тыс. лет до н. э.) – высокое положение уровня: +(3 – 4) м по отношению к современному.

2. Фанагорийская регрессия (2,5 – 1 тыс. лет назад) – низкое положение уровня: до -3 м по отношению к современному.

3. Современная трансгрессия, начавшаяся в XX веке.

В [30] отмечается, что на рубеже старой и новой эры уровень Черного и Азовского морей был ниже современного. В [31] также выделяют фанагорийскую регрессию, однако отметку уровня определяют на 13 – 15 м меньше современного, с чем, по нашему мнению, согласиться нельзя, поскольку при этом невозможно было бы существование гавани древнего Херсонеса. Подробное изучение гавани показало, что 2,5 тыс. лет назад она была намного меньше современной, а береговая линия античного времени расположена сейчас на глубине в среднем 4 м [32]. В [33] указывается, что признаком низкого уровня в античное время служат древнеримские дороги, которые уходят у мыса Херсонес в сторону очень отлогого морского дна, а также погружение городов Фанагории в Таманском заливе и

Диоскурии в Сухумском. В ходе раскопок в долине Дуная были найдены артефакты культуры даков и эллинов на уровне 4 м ниже современного русла реки [34]. На рис. 2.2 нанесены кривые изменения уровня в историческое время, полученные различными авторами.

Видно, что, несмотря на отдельные несовпадения, можно выделить главное: за последние 6 тыс. лет уровень Черного моря был, как минимум, два раза выше и ниже современного. Период колебаний грубо можно определить, как 3000 лет. Отклонения уровня от современного составляли от -5 до +2 м. Скорость изменения уровня можно оценить величиной 3 – 4 мм/год.

Отдельно можно выделить вопрос о так называемом Ноевом потопе. В последние годы появилось большое количество публикаций, главным образом, в научно-популярной литературе, в которых утверждается, что 7,6 тыс. лет назад в результате землетрясения произошел катастрофический прорыв вод из Мраморного моря в Черное. Последствия катастрофы были грандиозны. Уровень воды в Черном море за короткий срок поднялся более чем на 100 м. Были

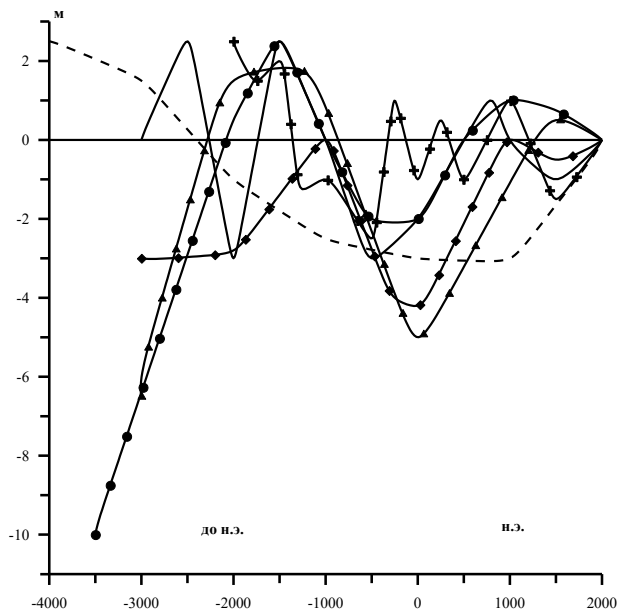


Рис. 2.2. Изменения уровня моря за последние 6 тыс. лет по: [22] (сплошная линия), [29] (пунктир), [35] (сплошная с точкой), [36] (с крестом), [37] (с треугольником), [28] (с ромбом)

затоплены огромные площади Черноморского побережья. Береговая линия в низменной западной части моря отодвинулась почти на 200 км. Это явление получило название Ноева или Дарданова (в честь царя Дардана, основателя Трои) потопа.

Толчком к подобным публикациям послужили находки известного американского исследователя Р. Балларда, который, исследуя дно Черного моря в 20 км от берега на траверзе турецкого города Синоп на глубине 100 м нашел хорошо сохранившуюся постройку, состоящую из каменных подпорок, деревянных балок и перекрытий. Размеры конструкции составляли примерно 4×15 м. Морские археологи использовали подводный аппарат «Аргус» (Argus) с гидролокатором и видеокамерами [38]. Какие же к настоящему времени есть научные доказательства реального существования такого катастрофического явления?

Наиболее важным геологическим доказательством являются сапропелевые осадки, состоящие из перегнившего органического материала и представляющие собой продукт массового вымирания фито- и зоопланктона. Они покрывают глубоководную котловину моря, а возраст их нижней границы по радиоуглеродной датировке составляет от 6800 до 7600 лет [39]. Их образование можно связать с быстрым вымиранием организмов вследствие резкого увеличения солености, вызванного вторжением средиземноморских вод. Второе доказательство – хорошая сохранность новоэвксинских береговых валов и дюн на глубинах 90 – 120 м по всему периметру моря. Обычно, в условиях трансгрессии при повышении уровня моря подводный склон берега разрушается. Почти не разрушенные валы свидетельствуют о том, что они не подвергались волновому воздействию, а повышение уровня было очень быстрым. Этим, пожалуй, исчерпываются факты в пользу доказательства катастрофического изменения уровня моря, связанного с прорывом средиземноморских вод через Босфор.

Часто цитируемые археологические доказательства, в частности, находки в Дуранкулурском и Варненском некрополях в Болгарии, свидетельствующие о существовании центра высокоразвитой цивилизации и, в особенности, так называемая «тарелка Ноя» (Noah's plate) [40], которую американские исследователи нашли на глубине 93 м, нам представляются малоубедительными и носящими налет нездоровой сенсации. Возможно, в будущем на дне моря будут

найжены новые доказательства реальности этой катастрофы, произошедшей уже в историческое время.

2.2 Многолетние колебания уровня

Изучение многолетних изменений уровня океанов и морей, способствующих изменениям береговой линии, разрушению или наращиванию побережий, что необходимо учитывать при строительстве портов и берегозащитных сооружений, эксплуатации и освоении курортных зон, привлекает в последнее время исследователей многих стран. В полной мере это касается и Черного моря, наступление которого, наряду с другими факторами, уже сейчас приводит к деградации побережий, например, в районе Одессы и Каламитского залива.

Средний многолетний уровень Черного моря за период 1923 – 1993 гг., определенный по 14 постам северного побережья, равен 477 см в Главной высотной основе (ГВО) СССР. В отдельных пунктах отклонения от среднего уровня моря составляют от +7 до -2 см. Они обусловлены как природными факторами (динамикой вод, характером сгонно-нагонных явлений и др.), так и особенностями методики измерений уровня. На уровневых постах используют и магеографы, и футштоки, при этом измерения проводятся как в 3, так и в 4 срока в сутки, что приводит к ошибке в определении среднего. Наибольшие положительные отклонения отмечаются в Одессе, Черноморском, Евпатории и Батуми (2, 7, 3 и 2 см, соответственно), отрицательные – в Хорлах, Севастополе и Новороссийске (-2, -3 и -2 см, соответственно).

Межгодовые колебания уровня моря на всех постах носят практически синхронный характер. Расчет корреляционной матрицы для всех пунктов измерения уровня показал, что коэффициент корреляции в большинстве случаев близок к 1. Только для Поти и Констанцы он уменьшается до 0,8. В наилучшей степени межгодовую изменчивость среднего уровня моря отражают его колебания в Севастополе [41 – 42].

Разница в средних годовых значениях уровня составила 40 см за период 1875 – 2005 гг. Наименьший уровень наблюдался в 1921 г. (450 см), а наибольший – в 1981 и 2005 г. (490 см). Как было показано в [43 – 45], межгодовые колебания уровня зависят в наибольшей степени от изменчивости речного стока. В [46] коэффициент корреляции между изменениями уровня моря и суммарным стоком рек за

период 1923 – 1977 гг. определен как 0,74, а со стоком Дуная 0,76. Рассчитанные нами соответствующие величины для периода 1923 – 1998 гг. дали несколько иные цифры: 0,70 и 0,60 соответственно. В межгодовой изменчивости уровня визуально выделяются периоды в 2 – 3, 4 – 5 и 10 – 30 лет. При этом размах наиболее долгопериодных колебаний достигает 25 см; колебания с периодом 2 – 3 года обычно имеют размах 2 – 3 см. В [47] с помощью спектрального анализа выделяют периоды колебаний в 2,4 – 2,6, 3,5 – 5 и 10 – 30 лет. Эти интервалы изменчивости разделены глубокими минимумами спектральной плотности, что, по мнению авторов, может свидетельствовать о независимости процессов, формирующих изменчивость в каждом интервале. Делается также вывод, о значительном превышении мощности колебаний с периодом 3,5 – 5 лет мощности низкочастотных колебаний. Это противоречит как фактическим данным, так и спектру изменчивости, который сами авторы рассчитали и приводят в работе.

На кривой изменения уровня за 1875 – 2005 гг. отчетливо выделяются два цикла многолетней изменчивости (рис. 2.3).

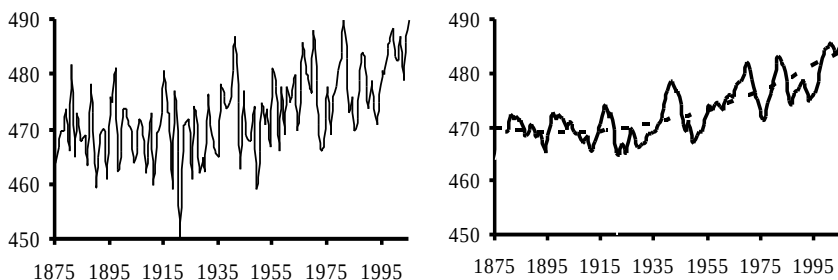


Рис. 2.3. Колебания уровня моря в Севастополе (см) (слева); осреднение скользящим средним: по 5 годам (*жирная*), по 22 годам (*тонкая*); аппроксимация полиномом 2 степени (*пунктир*) (справа)

С начала наблюдений в Черном море (1875 г.) до середины 20-х годов XX века уровень был относительно стабильным, с небольшой тенденцией к понижению, при этом значения тренда были сравнимы с ошибкой его определения. С середины 20-х годов XX века по настоящее время отчетливо проявляется тенденция к повышению уровня. В [48 – 50] нами анализировались угловые коэффициенты трендов для всех пунктов измерений уровня Черного моря.

Было показано, что за период 1946 – 1985 гг. в среднем для Черного моря тренд составляет 2,7 мм/год. За вычетом скорости вертикальных движений земной коры, повышение уровня за счет эвстатических факторов было определено величиной 1,7 мм/год. О величине тренда в Черном море равной 1,7 мм/год указывается и в [41]. В [51] интенсивность общего подъема уровня Черного моря оценивают величиной $1,83 \pm 0,7$ мм/год, что, по мнению автора, хорошо согласуется с интенсивностью подъема уровня Атлантического океана. По данным 20 пунктов в Средиземном море нами был определен средний угловой коэффициент тренда. Без учета вертикальных движений земной коры он составил 2,9 мм/год. В [52] средний тренд в Средиземном море за 1960 – 1990 гг. оценивается величиной менее 2,2 мм/год. В монографии [53] приводится среднее значение тренда по данным 61 пункта измерений в Атлантическом океане, который составил 3,1 мм/год (без учета вертикальных движений земной коры). Положительный тренд уровня в Мировом океане во второй половине XX столетия оценивают величиной 1,5 – 3 мм/год [54]. В [55] установлено, что постоянный рост уровня в последние десятилетия не зависит от изменений водного баланса рек бассейна Черного моря. Таким образом, большинство исследователей связывают положительный тренд в изменении уровня Черного моря с общим повышением уровня Мирового океана.

Исследуя изменчивость уровня в Черном и Каспийском морях, в [47] из данных по Черному морю устранили величину тренда уровня Атлантического океана и в предположении постоянной величины водообмена в Босфоре рассчитали многолетнюю изменчивость уровня. Авторы пришли к выводу, что оба моря имеют похожий характер изменчивости уровня, проявляющийся в понижении уровня с начала XX века до 70-х годов и повышении с этого периода до 1985 г. По их мнению, в Черном море короткопериодные флуктуации обусловлены изменениями составляющих водного баланса (главным образом, стоком рек), а тренд – долгопериодными изменениями уровня Атлантического океана. Напомним, что в XX веке наблюдалась тенденция уменьшения стока рек, однако величина тренда крайне мала. Его вклад в уменьшение уровня составляет около 3 см (см. гл. 1). Вместе с тем, межгодовые колебания уровня в значительной мере обуславливаются именно колебаниями стока, как основной изменчивой составляющей водного баланса. Поскольку средний многолетний водообмен в Босфоре не компенсирует аномалий баланса пресных вод в

каждый конкретный год, мы рассчитали тенденции изменения уровня, связанные только с изменениями баланса пресных вод (при этом результирующий водообмен в Босфоре принимался постоянным и соответствующим уменьшению уровня в Черном море на 50 см). Интегральная кривая показала: с 20-х по 70-е годы XX века отмечалась тенденция к уменьшению уровня моря, которая сменилась устойчивой тенденцией к повышению уровня вплоть до 1998 г., что подтверждает выводы, сделанные в [47]. Дополнительно нами были рассчитаны помесечные угловые коэффициенты тренда среднего уровня Черного моря за 1923 – 1995 гг. (рис. 2.4).

Наибольшие тренды отмечаются в январе – апреле (с максимумом в феврале), а наименьшие в июне – июле (период максимума стока). К сожалению, данные по уровню в Мраморном и Средиземном морях, изобилующие пропусками, не позволяют сделать аналогичные расчеты. Расчет на коротком ряде за 1986 – 1998 гг. в Ментеше (Эгейское море) показал, что максимум ежемесячных трендов отмечается в декабре, т.е. опережает максимум в Черном море на 2 месяца. Вместе с тем, в Мраморном море (Эрдек) за тот же период величины трендов в течение года малоизменчивы, некоторое их уменьшение отмечается в январе – марте.

Суммируя, можно сказать, что многолетние колебания уровня в значительной мере определяются колебаниями баланса пресных вод, а тренд обусловлен как общим повышением уровня Мирового океана, так и в определенной степени положительной тенденцией изменения баланса пресных вод.



Рис. 2.4. Помесечные угловые коэффициенты трендов межгодовых колебаний уровня (1923 – 1995 гг.)

Особого внимания заслуживают попытки связать изменения уровня с глобальными атмосферными процессами. Исследуя связь колебаний речного стока в Черном море с индексом САК*, в [56] отмечается, что хотя корреляция между ними невысока (0,47), однако почти каждый экстремум в речном стоке (и уровне) совпадает с соответствующим экстремумом в индексе САК с обратным знаком. Кроме этого, во многом схожи и многолетние тенденции изменений. Спектры изменчивости уровня моря и индекса САК содержат пики на периодах 8 и 4 – 5 лет. Связь уровня с индексом лучше проявляется в восточной части моря, хуже – в западной. Этот вывод кажется нам не вполне понятным, т.к. выше уже указывалось, что многолетние изменения для различных пунктов хорошо коррелированы между собой. Сравнение уровня Черного моря с индексом южной осцилляции (ENSO)** дало гораздо менее значимую связь. В [57] показано, что имеется обратная корреляционная связь колебаний индекса САК и T,S-характеристик верхнего 30-метрового слоя Черного моря. Для температуры коэффициент корреляции с 95 % уровнем значимости составляет -0,57, для солёности -0,42. Расчет этих связей важен, поскольку изменения термохалинных свойств верхнего слоя дают свой вклад в стериические колебания уровня. Расчет коэффициента корреляции между индексом САК и уровнем моря только в весенний период дал величину 0,45.

В [58] на рядах продолжительностью около 100 лет было показано, что индекс североатлантического колебания, сток Дуная и уровень Черного моря проявляют тенденцию изменяться в квазидвадцатидвухлетнем цикле. В межгодовой изменчивости этих характеристик существует тенденция смены знака аномалий соответственно с положительного (отрицательного) в годы спада нечетного цикла на отрицательный (положительный) в эти же годы четного цикла.

* индекс САК (NAO, северо-атлантическое колебание), представляет собой разницу в атмосферном давлении между Гибралтаром и Рейкьявиком в зимний период. Периоды высоких значений индекса обычно сопровождаются увлажнением климата в Скандинавии и севере Европы и засухой в центральной и южной Европе и противоположной ситуацией в периоды низкого индекса САК.

** индекс южной осцилляции (ENSO) – разница в атмосферном давлении между г. Дарвин (Австралия) и о. Таити. Как правило, он хорошо коррелирован с явлением Эль-Ниньо.

В заключение отметим, что в последние годы рост уровня Черного моря несколько замедлился. Если за 1946 – 1985 гг. угловой коэффициент тренда в Севастополе составлял 2,4 мм/год, то за 1946 – 2005 гг. он равен 2,2 мм/год.

2.3 Сезонные колебания уровня

Сезонная изменчивость уровня является, пожалуй, наиболее изученной, хотя рассматривается в относительно небольшом количестве работ. Собственно, первые исследования по изменчивости уровня в Черном море и были посвящены его сезонным колебаниям [59 – 62]. В них впервые было установлено, что сезонные флуктуации являются следствием колебаний в поступлении речного стока в море. Позже, в [63] отмечалось, что основной причиной сезонных колебаний уровня в Черном море является сток Дуная. Об этом же, применительно к болгарскому и румынскому побережью, указывается в [64 – 66]. Некоторые статистические характеристики сезонных колебаний приводятся в [67, 68].

Сезонная изменчивость уровня в Черном море в целом определяется соотношением составляющих водного баланса в течение года, в которых главным фактором является речной сток. Вклад каждого из факторов в изменения уровня нами подробно рассмотрен в гл. 1. Если говорить точнее, то сезонные изменения зависят не только от соотношения компонентов водного баланса в конкретный год, но также и от его особенностей в предшествующий период.

Наибольшие уровни воды наблюдаются в летний и весенний сезоны, когда превышение над среднегодовым значением составляет, соответственно, 9 и 5 см (рис. 2.5).

Этому периоду года соответствует и максимум стока рек, который является определяющим для режима уровня Черного моря. Среднегодовой максимум стока приходится на май, а уровня моря на июнь. В конце осени – начале зимы, вследствие уменьшения речного стока и увеличения испарения, уровень воды снижается на 8 – 9 см. Среднегодовой минимум приходится на ноябрь. В отдельные годы, при аномальном соотношении компонентов водного баланса, такой порядок нарушается. Так, в 1929 – 1930, 1972, 1974, 1989, 1997 и 2001 гг. минимум уровня наблюдался весной. Наибольшие среднемесячные величины уровня в конкретном году наблюдались в разные сезоны, за исключением периода сентябрь –

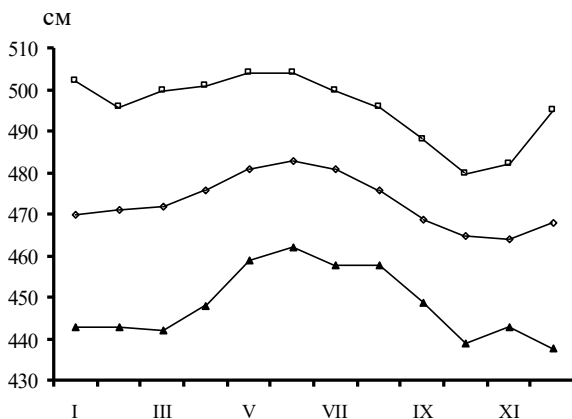


Рис. 2.5. Среднемноголетний сезонный ход уровня Черного моря (1875 – 2000 гг.): максимальные, средние, минимальные месячные значения

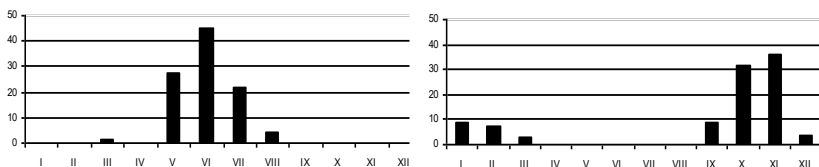


Рис. 2.6. Количество случаев годового максимума (*слева*) и минимума уровня моря по месяцам (*справа*) (%)

ноябрь. Интенсивные атмосферные осадки осенью могут приводить к появлению второго максимума. Например, это наблюдалось в декабре 1997 г., аномального по количеству осадков за последние 50 лет. Минимумы среднемесечных значений уровня моря в разные годы также отмечались в различные сезоны, за исключением периода май – июль. В отличие от максимальных значений, временные изменения минимума уровня менее устойчивы к своей норме. Наиболее часто минимальные значения наблюдаются в октябре и ноябре (рис. 2.6), причем, если абсолютный минимум отмечается в ноябре, то наиболее часто он отмечается и в октябре. Различия в сезонном ходе для отдельных районов моря невелики и касаются, главным образом, абсолютных величин. Аномальный сезонный ход уровня моря в основном связан с аномалиями речного стока, что иллюстрирует рис. 2.7.

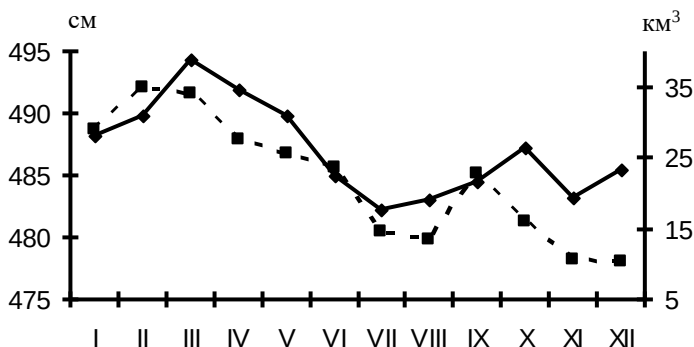


Рис. 2.7. Годовой ход речного стока (сплошная) и среднего уровня моря (пунктир) в аномальном 1968 г.

Волна повышения уровня моря относится к осени предыдущего года. Нарастание уровня в течение октября – марта идет медленно, но уже с апреля по июнь уровень резко растет, что связано с интенсивным поступлением речных вод. Период спада (июнь – октябрь) короче периода подъема. Такой же характер имеет изменчивость расхода Дуная [69]. Наибольшее изменение уровня за время подъема по многолетним данным составило 44, спада 48 см, наименьшее -12 и 5 см, соответственно [67].

Особенностью сезонных колебаний уровня является запаздывание фазы наступления максимума от западной к восточной части моря. Так, в западной части моря наивысшие средние месячные уровни в мае наблюдаются в два раза чаще, чем в центральной и в 3 раза чаще, чем в восточной части. Кроме того, разница во времени наступления максимума между западной частью (Одесса) и восточной (Батуми) может достигать одного, а иногда и двух месяцев. Вместе с тем, в отдельные годы (главным образом, с большим речным стоком) они могут наступать и одновременно. Характерен также и более сглаженный максимум в восточных районах по сравнению с западными. Зачастую два месяца подряд наблюдаются одинаковые значения уровня. Конечно, среднемесячные значения искажают реальный временной сдвиг. Использование нами среднесуточных данных для расчета сдвига фазы при распространении волны повышения уровня, связанной с речным стоком, не дало положительного результата из-за их сильной зашумленности.

Расчет среднеквадратических отклонений месячных уровней от их многолетних значений показал, что наиболее устойчив к своей норме уровень в восточной части моря, а наименее – в северо-западной. Центральный район занимает промежуточное положение [70].

2.4 Синоптические колебания уровня

Основными факторами, определяющими режим колебаний уровня в синоптическом диапазоне частот, являются ветер и атмосферное давление. При этом ветру принадлежит решающая роль. Колебания уровня в синоптическом диапазоне проявляются, главным образом, в виде сгонно-нагонных явлений. Их развитие определяется соотношением направления действующего ветра и конфигурации береговой линии. На мелководье, в заливах и, в особенности, в бухтах максимальные сгоны и нагоны формируют ветры, перпендикулярные береговой черте. У приглубых берегов максимальное развитие сгонно-нагонной циркуляции создают ветры, дующие вдоль берега.

Впервые механизм образования сгонов-нагонов применительно к Черному морю был рассмотрен в [71]. Позже этот вопрос освещался в [72, 73]. Механизм образования сгонов-нагонов и их связь с атмосферными процессами у Южного берега Крыма подробно изучен в [74 – 77]. Было показано, что при ветрах, действующих параллельно берегу (или близко к этому направлению), возникает дрейфовое течение, в котором из-за ускорения Кориолиса возникает поперечная составляющая течения, направленная или к берегу, или от него. При этом в первом случае возникает нагон, во втором сгон. При сгоне (вследствие образующегося компенсационного течения) наблюдается быстрое понижение температуры и сравнительно небольшие колебания уровня. Порядок величины таких колебаний составляет 10 – 20 см (рис. 2.8).

Большой вклад в изучение непериодических колебаний внесены болгарскими исследователями [78 – 87]. С помощью методов спектрального анализа были изучены непериодические изменения уровня моря у побережья Болгарии во взаимосвязи с определяющими факторами. Установлено, что основной вклад в формирование наиболее характерных колебаний уровня с периодом 2 суток и на частотах синоптической изменчивости (0,5 – 0,7 цикл/сут) вносит ветер. Было показано, что синоптический максимум в спектрах не-

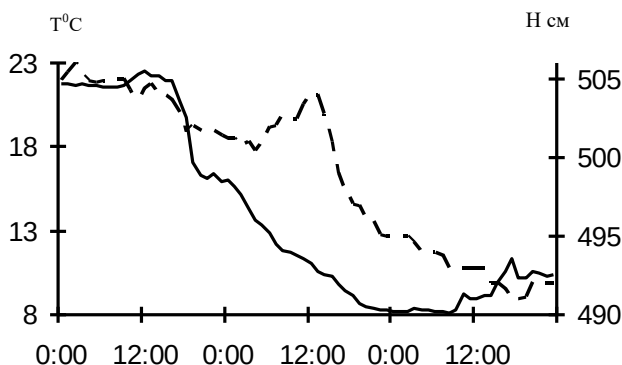


Рис. 2.8. Колебания температуры (сплошная) и уровня моря (пунктир) при сгоне 11 – 13.06.2005 на ЮБК

устойчив, энергия относительно невелика, а период меняется в отдельные сезоны от 48 до 60 ч.

Проведенное исследование влияния атмосферного давления и тангенциальных напряжений ветра на формирование среднесуточных уровней моря показало, что на частоте 0,25 цикл/сут когерентность уровня со всеми метеоэлементами повышается. Влияние давления наиболее значительно на частоте 0,5 цикл/сут, где реакцию можно принять приблизительно статической. Получены зависимости для расчета изменений уровня Черного моря в исследуемом районе под действием ветра и барических волн. В целом, проведенные исследования показали, что наибольшую роль в изменчивости уровня моря у болгарского побережья в синоптическом диапазоне частот играет вдольбереговой компонент ветрового напряжения. Вторым по значению является нормальная к берегу составляющая ветрового напряжения. Влияние атмосферного давления в возбуждении сгонно-нагонных колебаний уровня пренебрежимо мало.

Несмотря на долгую историю исследований колебаний уровня Черного моря, спектры изменчивости уровня, особенно в синоптическом диапазоне, изучены недостаточно. Данные синоптической изменчивости связаны в основном с изучением сгонно-нагонных колебаний уровня моря. Для определения спектральных характеристик изменчивости в синоптическом диапазоне частот нами был обработан массив данных, полученный с помощью самописцев уровня моря в городах Батуми, Потти, Туапсе, Геленджик, Керчь, Феодосия, Ялта, Севастополь и Одесса с 1980 по 1983 гг. с дискретностью 1 ч. [88]. Во временных спектрах колебаний уровня Черного моря

наблюдается наличие одних и тех же энергонесущих зон. В синоптическом диапазоне выделяются восемь периодов: 16,7; 10,7; 6,1; 5,0; 3,1; 2,2; 1,7 и 1,3 сут. В то же время, по величине суммарной дисперсии, количеству и интенсивности пиков спектры группируются по региональной принадлежности: одна группа спектров характеризует изменчивость уровня моря на Кавказском и северо-западном побережье моря, другая – у берегов Крымского полуострова.

На основе расчета взаимных спектральных характеристик (когерентности H и разности фаз $\Delta\varphi$) были оценены пространственные масштабы колебаний уровня моря. В результате получено, что периодам T , равным 16 – 17 и 9 – 11 сут, соответствуют длины волн $\lambda = 2000$ км; $T = 5 - 6$ сут, $\lambda = 300$ км; $T = 3,1$ сут, $\lambda = 200$ км; $T = 1,7$ сут, $\lambda = 100$ км.

Синоптические колебания уровня моря можно подразделить на *долгопериодные* ($T = 5 - 17$ сут, $\lambda \approx 2000$ км) и *короткопериодные* ($T = 1,7 - 5,0$ сут, $\lambda = 100 - 300$, в некоторых случаях 1000 км) колебания. Среди долгопериодных колебаний уровня Черного моря наибольшей интенсивностью обладают колебания с периодом 16,7 сут. Расчет величин H и $\Delta\varphi$ для всех пунктов наблюдений свидетельствует о распространении колебаний этого периода в виде волны, обходящей море по кругу со средней фазовой скоростью 165 км/сут (табл. 2.1). На отдельных участках побережья амплитуды и фазовые скорости могут иметь заметные отклонения от средних значений: у берегов Крымского полуострова размах волн не превышает 8 см, фазовые скорости 120 км/сут; на Кавказском побережье размахи достигают 18 см, а фазовые скорости возрастают до 260 км/сут.

Сопоставление характеристик колебаний для различных участков побережья указывает на то, что они, вероятно, зависят от удаленности берега от амфидромической точки. Отсюда можно предположить, что, по-видимому, наименьшие амплитуды колебаний будут находиться в районе Анатолийского побережья. Большие амплитуды и фазовые скорости должны быть характерны для прибофторского района и западного побережья моря.

Временной ход плотности потенциальной энергии в полосе частот 0,047 – 0,070 цикл/сут за 1980 – 1983 гг., показывает, что 16-суточные колебания появляются осенью, в период начала активизации атмосферных процессов над Черным морем, а весной гаснут.

Таблица 2.1. Характеристики колебаний уровня моря с периодом 16,7 сут

Пункты наблюдений	L , км	$H(\omega)$	$\Delta\varphi(\omega)$	Сф, км/сут
Одесса – Батуми	1020	0,70	138	165
Одесса – Ялта	300	0,54	35	168
Ялта – Феодосия	100	0,78	10	118
Феодосия – Геленджик	225	0,83	48	102
Геленджик – Туапсе	95	0,94	17	122
Туапсе – Поти	310	0,88	26	260
Пота – Батуми	55	0,90	8	150

Примечание. L – расстояние между точками наблюдений

Интенсификация 16-суточных колебаний в холодную половину года указывает на важную роль атмосферных процессов в их генерации. В то же время отсутствие аналогичных пиков на спектрах флуктуации приземного давления говорит о том, что атмосферные образования типа циклонов и антициклонов не могут быть причиной этих колебаний. Вероятно, возникновение таких колебаний связано с планетарными атмосферными волнами, отчетливо проявляющимися в поле атмосферного давления в тропосфере на изобарических поверхностях 300 и 500 мб. Планетарные атмосферные волны, распространяясь с запада на восток, по-видимому, возбуждают колебания уровня моря соответствующей частоты.

Примечательно, что колебания уровня с периодом 16,7 сут характерны также для Азовского, Каспийского [89] и Адриатического [90] морей. Квазисинусоидальный характер колебаний уровня с периодом 16,7 сут и последовательное перемещение фазы вокруг моря дают основание предполагать существование в Черном море волны с пространственными масштабами, близкими к горизонтальным размерам моря. Похожей пространственной структурой (наличие амфидромической системы, охватывающей все море) и характером поведения во времени (временная перемежаемость с годовым циклом) обладают колебания с периодом ~ 10 сут. Наибольшая амплитуда этих колебаний отмечается у берегов Крымского полуострова и в районе Керченского пролива. На спектрах Кавказского побережья пики с 10-суточным периодом менее выражены. Колебания с периодами 8,0, 7,5 и 6,2 сут развиты слабо и на среднегодовых спектрах не имеют статистически обеспеченных пиков.

В результате расчетов взаимных спектров установлено, что в интервале 2,2 – 5,0 сут колебания приземного атмосферного давления опережают колебания уровня моря на 5 – 8 ч; в интервале 1,3–2,2 сут на 9 – 14 ч. Известно, что временной сдвиг от 5 до 8 ч – это время установления сгонно-нагонной циркуляции вод, приводящей к изменениям уровня моря вблизи береговой черты.

Как указывалось выше, сгонно-нагонную циркуляцию вод вызывают вдольбереговые ветры. В силу этого пространственные размеры колебаний уровня моря в определенной мере зависят от протяженности прямолинейных участков побережья, вдоль которых дуют ветры. Так, в районе ЮБК продольные горизонтальные размеры прямоугольных участков берега достигают 150 – 200 км, а на Кавказском побережье 250 – 300 км. Горизонтальные масштабы колебаний уровня моря с периодами 1,7 и 1,3 сут не превышают 100 км и плохо разрешаются в рамках используемой антенны измерителей уровня. Более поздняя реакция на атмосферные возмущения в сравнении со сгонно-нагонными колебаниями свидетельствует о сложном характере приспособления уровенной поверхности к ним. Пространственно-временные характеристики позволяют идентифицировать их как шельфовые волны [91].

Для выявления энергонесущих частот в синоптическом диапазоне на более длительных рядах нами были рассчитаны энергетические спектры колебаний уровня в 12 пунктах побережья бывшего СССР для теплого (май – октябрь) и холодного (ноябрь – апрель) периодов. При этом были сформированы синхронные ряды средне-суточных значений уровня за период 1946 – 1990 гг. Расчеты показали несколько иную картину распределения энергии синоптических колебаний. И в холодный, и в теплый период на спектрах выделяется пик на периоде 14,2 сут, причем в теплый период он выражен несколько лучше, чем в холодный (рис. 2.9).

Колебания с таким периодом обладают наибольшей энергией в противоположных районах моря (Одесса и ПотI), практически не выделяются в Каламитском заливе (Черноморское, Хорлы) и на российском побережье Черного моря (Анапа, Новороссийск, Туапсе). В остальных пунктах колебания с периодом 14,2 сут выделяются, но обладают меньшей энергией, чем в Одессе и ПотI. Необходимо отметить, что пик на спектрах довольно широкий и захватывает периоды от 14 до 18 сут, что естественно при дискретности 1 сут и большом временном осреднении.

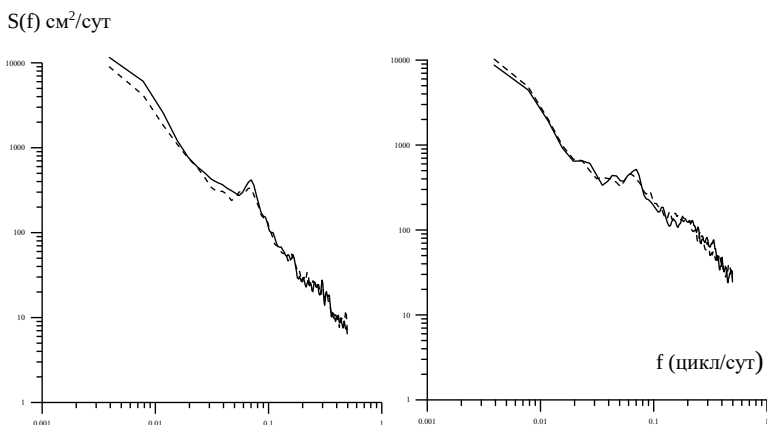


Рис. 2.9. Спектры колебаний уровня в теплый (сплошная) и холодный (пунктир) периоды в Потти (слева), Одессе (справа)

В [92] анализируются спектры изменчивости уровня на турецком побережье Черного моря, при этом использовался полугодовой ряд наблюдений. В Самсуне наибольшей энергией обладают колебания с периодом 11,1 сут, кроме этого, отмечаются пики на периодах 7,4; 9,5 и 21 сут. Эти пики не совпадают с характерными периодами изменчивости атмосферного давления, в которой преобладают колебания с периодом 7,7 сут.

Таким образом, синоптические колебания уровня в Черном море носят сложный характер. Их характеристики в значительной мере обусловлены конкретными физико-географическими условиями.

Статистические характеристики сгонно-нагонных колебаний уровня рассмотрены в ряде работ [70, 93 – 95]. Наиболее значительные сгонно-нагонные колебания уровня (≥ 30 см) отмечаются в осенне-зимний период в западном и северо-западном районах моря. Максимальный нагон у Приморского зафиксирован в феврале (115 см), максимальный сгон в октябре (76 см). У Одессы максимальный нагон отмечен в октябре (100 см), а максимальный сгон в ноябре (182 см). В Хорлах максимальный нагон был зарегистрирован в феврале (112 см), а максимальный сгон в январе (93 см) [70]. В северо-западном и западном районах моря наибольшее количество сгонов – нагонов по данным 4-срочных наблюдений составляет 30 – 40 см. Такие сгоны и нагоны у Приморского и Очакова наблюдаются осенью, зимой и весной. У Одессы и в Хорлах они бывают в те-

чение всего года, но в летнее время их повторяемость незначительна. Колебания, превышающие 40 см, наблюдаются редко и только осенью и зимой. У Приморского с 1952 по 1963 гг. нагоны более 40 см составили 3,9 %, сгоны 2,0 % всех случаев, у Одессы с 1948 по 1980 гг. нагоны составили 1,6 %, сгоны 7,0 %, у Хорлов нагоны и сгоны наблюдались, соответственно, в 4,0 и 6,1 % случаев. Сильные сгоны и нагоны, превышающие 50 см, наблюдались еще реже. Повторяемость нагонов более 50 см у Приморского, Одессы, Очакова и Хорлов составила, соответственно, 1,9; 0,5; 0,2; 1,8 %, сгонов 0,4; 3,2; 0,7; 2,0 % всех случаев. Таким образом, в районе Приморского за многолетний период обнаруживается преобладание сильных нагонов над сгонами, в районе Одессы и Очакова – преобладание сильных сгонов над нагонами, в районе Хорлов соотношение между количеством сильных сгонов и нагонов приблизительно одинаково. Сгоны и нагоны, превышающие 60 см, бывают очень редко [94].

У Крымского побережья сгоны и нагоны невелики и редко превышают 20 см. Однако, в единичных случаях в отдельных пунктах побережья наблюдались сгоны и нагоны 30 – 40 см и более. Иногда на относительно небольших расстояниях отмечается разный характер сгонов-нагонов. Так, особенности колебаний уровня моря в прибрежной зоне Гераклеийского полуострова (юго-западная часть Крыма) заключаются в том, что один и тот же ветер для одних пунктов является сгонным, а для других нагонным. Посты Севастополь и Камышовая бухта находятся в относительно мелководной шельфовой части моря, где наибольшие сгоны и нагоны формируются под действием ветров, направленных, в основном, по нормали к берегу. Посты Балаклава и Херсонесский маяк расположены на берегу глубоководной зоны моря, где сгонно-нагонная циркуляция возникает под действием ветров, направленных параллельно береговой линии. Кроме того, ориентация бухт относительно сторон света различна: Севастопольская бухта вытянута в субширотном направлении, а Камышовая и Балаклавская – в субмеридиональном.

Наибольшие сгоны и нагоны на юго-западном побережье Крыма формируются под воздействием сильных (≥ 6 баллов) и продолжительных ветров устойчивого направления. Несмотря на небольшое расстояние между постами (≈ 12 км), в районах постов Севастополь и Херсонесский маяк существуют различия в распределении ветров, связанные с выше упомянутыми различиями ориентации береговой линии и рельефа местности. Наибольшие подъёмы уровня при наго-

нах (> 30 см) наблюдаются на м. Херсонес в осенне-зимний период, реже весной. Анализ синоптических ситуаций показал, что наибольшее нагонное действие в районе м. Херсонес оказывают сильные (> 10 м/с) ветры от юго-юго-запада и запада-юго-запада. Например, в ноябре 1960 г., когда на посту Херсонесский маяк уровень достиг отметки 558 см, величина нагона составила 76 см по отношению к среднемесячному уровню, а амплитуда колебания 95 см. В Севастополе этот же ветер вызвал лишь небольшое (около 15 см) кратковременное повышение уровня воды. Повторяемость таких больших нагонов невелика. Продолжительность подъемов уровня при нагонах в районе Херсонесского маяка изменяется в широких пределах и зависит от скорости ветра, его продолжительности и устойчивости по направлению. Нагонные подъемы уровня одинаковой величины часто имеют разную продолжительность, но чаще всего она составляет 20 – 25 ч. В Севастопольской бухте максимальные нагоны изменяются в пределах 10 – 20 см. Здесь нагоны отмечаются в течение всего года при западных ветрах. Изменения уровня, связанные со сгонными явлениями в районе Херсонесского маяка и Севастопольской бухты, не превышают 30 см. В основном они находятся в пределах от 10 до 20 см и наблюдаются во все сезоны года. Наибольшее число случаев сгонов приходится на осенне-зимний период. В районе м. Херсонес и г. Балаклава они чаще наблюдаются при северных ветрах, в районе Севастопольской бухты при восточных и северо-восточных, в Камышовой бухте при южных ветрах [95]. У Кавказского побережья сгоны и нагоны редко превышают 20 и еще реже 30 см.

Моделированию сгонно-нагонных колебаний уровня посвящено небольшое число работ. Так в [96] предложен метод расчета непериодических колебаний уровня для открытой части моря, базирующийся на численном решении уравнений мелкой воды. Проведенные расчеты нескольких реальных нагонов показали удовлетворительное совпадение рассчитанных уровней с фактическими данными. Численная схема позволяет получить изменения уровня моря во времени для конкретной гидрометеорологической ситуации. В [97] уровень в отдельных точках побережья рассчитывался по гидродинамической модели с использованием типовых синоптических ситуаций, что позволило рассчитать обеспеченность и продолжительность стояния уровня. Результаты численного моделирования штормовых нагонов вдоль побережья Болгарии приведены в [83].

Наиболее характерными причинами, приводящими к возникновению сгонно-нагонных колебаний в Черном море, являются прохождение циклонов, бризы и сезонные изменения поля ветра. Сезонные сгонно-нагонные колебания уровня определяются годовым ходом ветров разных направлений и, в зависимости от географического положения данного района, приобретают довольно устойчивый, однако повсеместно различный характер. Бризовые сгонно-нагонные колебания обычно имеют небольшой, до 3 см размах и отмечаются в августе – сентябре (месяца наибольшего развития бризов). Амплитуда сезонных сгонно-нагонных колебаний превышает амплитуду бризовых колебаний. Максимальные сгонно-нагонные поднятия и понижения уровня на побережье Черного моря возникают под влиянием проходящих циклонов. Для Черноморского региона выделены следующие наиболее характерные типы циклонов:

- ныряющие, приходящие из северной Европы и движущиеся над морем в юго-восточном направлении;
- северные, зарождающиеся над северо-западным побережьем России и смещающиеся затем в южном направлении;
- южные, проходящие над морем в северо-восточном или в северном направлениях.

Для указанных циклонов характерны следующие диапазоны изменения параметров: радиус 300 – 600 км, скорость перемещения 5 – 15 м/с, перепад давления между центром и периферией 5 – 20 гПа.

Для расчета штормовых нагонов в Черном море, вызываемых движущимися барическими возмущениями типа циклонов или антициклонов, нами была выбрана нестационарная конечно-разностная модель, основанная на уравнениях мелкой воды в полных потоках. Подробно модель и методы ее решения описаны в [98].

На основе разработанной модели проведены численные эксперименты по моделированию сгонно-нагонных колебаний уровня моря, вызываемых прохождением циклонов над акваторией Черного моря. Изучалась реакция уровня моря на прохождение всех указанных выше типов циклонов, характерных для черноморского региона. Кроме того, рассмотрены случаи движения циклонов над Черным морем в западном направлении.

На рис. 2.10 стрелками показаны траектории смещения центров циклонов, задаваемые в численных экспериментах. Траектории 5 – 9 соответствуют характерным направлениям перемещения южных

циклонов, имеющих высокую повторяемость для Черноморского региона; траектория 1 соответствует прохождению северного циклона; траектория 2 типична для ныряющих циклонов. Во всех расчетах принималось, что циклон имеет круговую форму, радиус циклона равен 300 км, перепад давления между центром и периферией составляет 10 гПа, циклон перемещается со скоростью 10 м/с. Такие значения параметров часто отмечаются у реальных циклонов, проходящих над Черным морем.

Для анализа изменений уровня, вызываемых движущимися циклонами, выбраны пункты, расположенные на западном, северо-западном и Крымском побережье моря: Констанца, Вилково, Ильичевск, Одесса, Очаков, Хорлы, Черноморское, Евпатория, Севастополь, Ялта, Феодосия. На рис. 2.10 показано расположение указанных пунктов.

Таблица 2.2. Максимальные величины сгонов и нагонов в пунктах побережья Черного моря и траектории циклонов, при которых они достигнуты

Пункт	Макс. нагон, см	Траектория циклона	Макс. сгон, см	Траектория циклона
Констанца	45	8	46	7
Вилково	49	8	46	2
Ильичевск	66	8	67	3
Одесса	88	7	82	3
Очаков	83	3	86	3
Хорлы	91	9	95	1
Черноморское	46	9	37	1
Евпатория	22	5	9	3
Севастополь	14	9	6	9
Ялта	11	1	5	5
Феодосия	36	4	36	3

Как видно из рис. 2.11 и табл. 2.2 для заданных значений параметров циклонов сгонно-нагонные колебания уровня моря достигают наибольшей амплитуды в Хорлах (91 см – нагон, 95 см – сгон), Очакове (83 см – нагон, 86 – сгон), Одессе (88 см – нагон, 82 см – сгон).



Рис. 2.10. Расчетная область модели штормовых нагонов в Черном море. Стрелками показаны направления перемещения центров модельных циклонов



Рис. 2.11. Максимумы отклонений уровня, вызываемых движущимися циклонами на побережье Черного моря

Наименее подвержены влиянию штормовых нагонов такие пункты, как Ялта, в которой максимальный нагон составляет 11 см, максимальный сгон 1 см, и Севастополь (14 см – нагон, 9 см – сгон). Отметим, что полученные результаты удовлетворительно согласуются с данными натурных наблюдений над уровнем моря [70, 94].

Исключением является величина максимального сгона в Одессе, которая по данным наблюдений составляет 182 см, в то время как наибольшая рассчитанная величина сгона не превысила 82 см. Такое отличие, видимо, связано с тем, что заданные в численных экспериментах параметры циклонов значительно отличались от параметров реального циклона, вызвавшего катастрофический сгон в Одессе.

Как показывает анализ результатов численных экспериментов и данных натурных наблюдений за уровнем моря, наибольшему воздействию сгонов и нагонов подвергается северо-западное и западное побережье моря. При этом характерные величины сгонов и нагонов составляют 30 – 40 см. Сильные нагоны, превышающие 50 см, наблюдаются очень редко. Доля нагонов более 50 см у Приморского, Одессы, Очакова и Хорлов составила, соответственно, 1,9; 0,5; 0,2; 1,8 %, сгонов 0,4; 3,2; 0,7; 2 % всех случаев [94].

У Крымского побережья сгоны и нагоны невелики, редко превышают 20 см. Однако, в единичных случаях в отдельных пунктах побережья наблюдались сгоны и нагоны до 30 – 40 см. Этот факт подтверждают проведенные в [98] расчеты штормовых нагонов, которые показали, что в районе Феодосии циклоны, проходящие над морем с запада на восток, могут вызывать сгоны и нагоны, равные 36 см (табл. 2.2).

Анализ полученных результатов для всех заданных траекторий смещения циклонов позволяет выделить траектории перемещения циклонов, при которых нагон будет превышать сгон во всех рассмотренных пунктах побережья. Такими траекториями являются (рис. 2.10): 4 (с запада на восток) и 8 (с юго-запада на северо-восток). Прохождение циклонов с заданными значениями параметров ни по одной из показанных на рис. 2.10 траекторий не приводит к преобладанию сгона над нагоном во всех выбранных пунктах побережья.

Рассмотрим теперь основные особенности реакции уровня в пунктах побережья Черного моря на прохождение циклонов каждого из типов, характерных для данного региона.

Северные циклоны (траектория 1) наибольшее влияние оказывают на изменения уровня в Ильичевске (сгон 46 см), Одессе (сгон 76 см), Хорлах (нагон 87 см, сгон 95 см), Черноморском (нагон 44 см, сгон 37 см). Для остальных пунктов величины сгонов и нагонов не превышают 20 см, за исключением Феодосии, где рассчитанный нагон составил 24 см. Для пунктов северо-западного побережья моря максимальное отклонение уровня имеет отрицательный знак (сгон), а в пунктах Крымского побережья – положительный (нагон).

Нырющие циклоны (траектория 2) вызывают сгоны и нагоны, превышающие 20 см, во всех рассмотренных пунктах, расположенных на западном и северо-западном побережье моря. Также они вызывают нагон в Феодосии, равный 24 см. Наибольшие отклонения уровня получены в Одессе (нагон 45 см, сгон 27 см), Очакове (нагон 29 см, сгон 57 см) и Хорлах (нагон 77 см, сгон 92 см). В большинстве рассмотренных пунктов нагон превышает сгон.

Южные циклоны, приходящие с юго-запада (траектории 5 – 8). Циклон, перемещающийся по траектории 6 не вызывает значительных отклонений уровня в рассматриваемых пунктах (амплитуда колебаний не превышает 7 см). Это, очевидно, связано с тем, что над северо-западной частью моря проходит лишь периферия этого циклона. Остальные циклоны данного типа (траектории 5, 7, 8) вызывают значительные колебания уровня моря в пунктах, расположенных на западном и северо-западном побережье моря.

Так, в Одессе, Очакове, Хорлах, Черноморском, Констанце, Вилково, Ильичевске амплитуда сгонно-нагонных колебаний превышает 40 см. В частности, в Одессе нагон составил 88 см, сгон 71 см, в Очакове – нагон 77 см, сгон 69 см, в Хорлах – нагон 79 см, сгон 60 см. В подавляющем большинстве пунктов максимальное отклонение уровня имеет положительный знак.

Южные циклоны, перемещающиеся с юга на север (траектория 9), вызывают сильные сгоны в пунктах, расположенных в северо-западной части моря. Так, в Ильичевске величина сгона составляет 56 см, в Одессе 66 см, Очакове 86 см. В то же время величины нагонов в этих пунктах не превышает 5 – 7 см. Для побережья Каркинитского залива характерны значительные отклонения уровня как положительного, так и отрицательного знака. В частности, в Хорлах нагон достигает 91 см, сгон 81 см, в Черноморском – нагон 46 см, сгон 32 см. В Феодосии имеет место нагон, равный 31 см.

Анализ колебаний уровня позволяет сделать вывод о том, что в зависимости от географического положения конкретного пункта побережья, рельефа дна и конфигурации береговой черты характер изменения уровня при прохождении циклонов может существенно меняться. Так, можно выделить следующие характерные типы кривых изменения уровня моря при штормовых нагонах.

Район Феодосии. Для него характерно значительное преобладание нагона над сгоном и быстрое затухание сгонно-нагонных колебаний. Исключение составляет случай, когда циклон перемещается по траектории 3, и сгон (36 см) значительно превосходит нагон (2 см).

Хорлы. Ход уровня моря при прохождении циклонов характеризуется обычно наличием хорошо выраженных сгонов и нагонов, имеющих близкие значения амплитуд, и медленным затуханием колебаний.

Черноморское. Особенностью района является неоднократное повторение больших подъемов и спадов уровня за время прохождения циклона. При этом максимальные отклонения уровня отмечаются в моменты времени, соответствующие уходу циклона за акваторию моря.

Очаков. Здесь характерны значительные вариации кривой изменения уровня в зависимости от траектории движения циклона. Так, при траекториях 1, 2 получаются кривые с двумя хорошо выраженными сгонами и нагонами, аналогичные кривым уровня в Хорлах. При прохождении циклона по траектории 8 генерируются колебания уровня, близкие по форме тем, которые имеют место в Черноморском, но затухающие еще медленнее. Если циклон перемещается по траектории 9, то отмечается только нагон.

Одесса. Колебания уровня имеют много общего с колебаниями, рассчитанными в Хорлах, – с хорошо выраженными нагоном и сгоном. Однако при перемещении циклона по траектории 9 отмечается только сгон.

Анализ полученных результатов моделирования сгонно-нагонных колебаний уровня при прохождении циклонов позволяет сделать следующие выводы:

- сгонно-нагонные колебания уровня очень разнообразны и сильно зависят от географического положения пункта, рельефа дна и береговой черты, траектории движения циклона;
- наибольшей интенсивности сгонно-нагонные колебания уровня Черного моря достигают в районах Хорлов, Очакова, Одессы, распо-

ложенных у мелководной северо-западной части моря. В пунктах с приглубым берегом (Севастополь, Ялта) они выражены весьма слабо;

- наибольшие нагоны в северо-западной части моря вызываются циклонами, движущимися с юго-запада и юга, а наибольшие сгоны – циклонами, приходящими с северо-запада и севера;

- прохождение циклонов даже средней интенсивности (перепад давления между центром и периферией 10 гПа) может вызывать у пунктов северо-западного побережья значительные (более 50 см) сгоны и нагоны.

2.5 Экстремальные значения уровня

Рассмотренные выше сгонно-нагонные колебания вносят наибольший вклад в формирование экстремальных величин уровня, которые имеют важное практическое значение. Они нужны как исходные при проектировании различных гидротехнических и береговых сооружений. Кроме того, штормовые нагоны и сгоны существенно влияют на хозяйственную деятельность человека, иногда причиняя существенный материальный ущерб. Сведения о максимальных и минимальных уровнях необходимы также для судоходства. Неудивительно поэтому, что отдельные аспекты проблемы привлекали внимание исследователей. Как правило, рассматривались катастрофические изменения уровня для конкретных гидрометеорологических ситуаций [99 – 106]. Сведения об экстремальных значениях уровня на болгарском побережье приводятся в [78, 107 – 109], на северном побережье Черного моря в [70, 110 – 111].

Для определения экстремальных характеристик уровня нами в качестве исходных использовались среднемесячные и срочные данные за период 1923 – 1995 гг. (табл. 2.3, 2.4). Использовались данные пунктов, расположенных не только на побережье, но и в устьях рек, поскольку это имеет практическое значение.

Представление об абсолютных экстремумах уровня, когда-либо наблюдавшихся в Черном море, и их пространственном распределении дает рис. 2.12, где представлены данные срочных наблюдений.

Выделяется район северо-западного шельфа; здесь отмечаются как наиболее высокие, так и наиболее низкие значения уровня, что дает размах колебаний до 2,75 м.

Таблица 2.3. Список постов, данные которых использованы для получения экстремальных среднемесячных значений уровня моря (посты расположены с запада на восток)

№	Название поста	№	Название поста	№	Название поста
1	Вилково	16	Голая пристань	31	Анапа
2	Прорва	17	Прогнойск	32	Новороссийск
3	Приморское	18	Скадовск	33	Геленджик
4	Цареградское гирло	19	Хорлы	34	Джубга
5	Белгород-Днестровск	20	Черноморское	35	Туапсе
6	Ильичевск	21	Озерное	36	Сочи
7	Одесса-порт	22	Евпатория	37	Гагра
8	Лиманы	23	Севастополь	38	Пицунда
9	Очаков	24	Херсонесский маяк	39	Гудаута
10	Аджигол	25	Балаклава	40	Сухуми
11	Парутино	26	Ялта	41	Очамчире
12	Николаев	27	Алушта	42	Поти
13	Станислав	28	Судак	43	Батуми
14	Касперовка	29	Феодосия		
15	Херсон	30	Чаудинский мыс		

Таблица 2.4. Список постов, данные которых использованы для получения экстремальных срочных значений уровня моря

№	Название поста	№	Название поста	№	Название поста
1	Вилково	12	Николаев	23	Судак
2	Прорва	13	Станислав	24	Феодосия
3	Приморское	14	Касперовка	25	Анапа
4	Цареградское гирло	15	Прогнойск	26	Новороссийск
5	Белгород-Днестровск	16	Хорлы	27	Геленджик
6	Ильичевск	17	Черноморское	28	Туапсе
7	Одесса-порт	18	Евпатория	29	Сухуми
8	Лиманы	19	Севастополь	30	Поти
9	Очаков	20	Балаклава	31	Батуми
10	Аджигол	21	Ялта		
11	Парутино	22	Алушта		

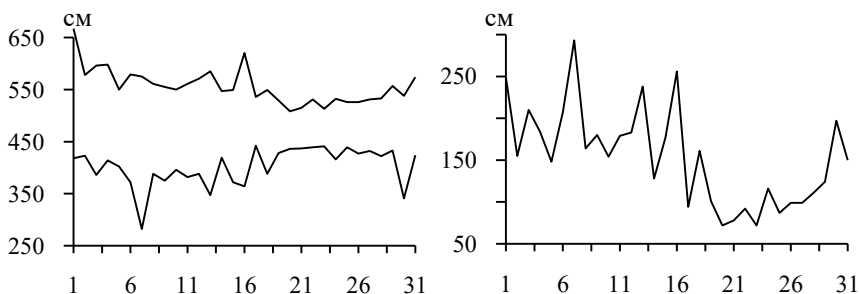


Рис. 2.12. Максимальные и минимальные значения уровня (*слева*) и их разница (*справа*) для различных пунктов (*список в табл. 2.4*)

Особенно велик размах колебаний в районе Одессы, что в сочетании с уже упоминавшимся процессом тектонического оседания суши затрудняет хозяйственную деятельность.

Разница экстремальных значений уменьшается в восточном направлении. У берегов Крыма она составляет менее 1 м, далее у берегов Кавказа возрастает до 1,5 – 2 м. Как правило, процесс сгона – нагона кратковременный, что делает его опасным для хозяйственной деятельности и приносящим вред прибрежным сооружениям.

Так в Одессе 26 ноября 1964 г. уровень в течение 7 часов упал на 175 см. Конечно, такие случаи происходят не часто, но величина подъема (опускания) уровня на величину около метра является обычным для северо-западной части. Наиболее значительные сгонно-нагонные колебания уровня отмечаются в осенне-зимний период в западном и северо-западном районах.

Пространственно-временное распределение максимальных и минимальных **среднемесячных** значений уровня носит следующий характер.

Поле максимальных значений уровня довольно однородно. Практически на всех пунктах максимальные из зафиксированных уровней отмечаются в мае – июне (месяце наибольшего речного стока), диапазон значений уровня лежит в пределах 490 – 510 см. Некоторое сгущение изолиний отмечается в районе пунктов Вилково и Херсон. Здесь на уровень очень сильно влияет речной сток. Распределение минимальных значений уровня более сложно. Минимальные значения уровня, как правило, отмечаются в зимние месяцы, и разброс по времени довольно значителен. Это, по-видимому, связано с тем, что такой мощный фактор, как речной сток, в мень-

шей степени влияет на уровенный режим; его в большей степени определяют региональные особенности. В целом, диапазон изменчивости больше, чем для максимальных значений, и лежит в пределах 415 – 475 см. Во все месяцы отмечается сгущение изолиний в районах Ильичевск – Одесса и Поти. Примерно такое же распределение показывает разница между максимальными и минимальными значениями (рис. 2.13). Наибольшая разница во все сезоны выделяется в районах Вилково – Одесса, Хорлы – Черноморское и Поти.

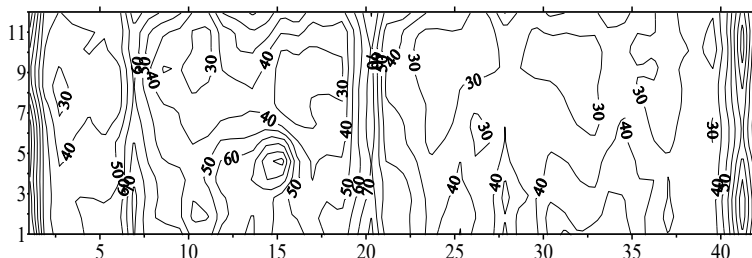


Рис. 2.13. Разница между максимальными и минимальными значениями среднемесячного уровня. По вертикали – месяцы, по горизонтали – номера пунктов (список в табл. 2.3)

Распределение максимальных и минимальных **срочных** значений уровня обнаруживает следующие черты. Для максимальных срочных значений наибольшие величины характерны в первую половину года в районе Вилково – Белгород-Днестровский, при этом особенно большие величины отмечаются в районе Одессы в ноябре – декабре; в этот же период сгущение изолиний выделяется в районе Поти. Зимой повышенные значения характерны для района Хорлы. Наименьшие минимальные значения уровня типичны в зимний период для районов Одесса – Очаков, Станислав – Хорлы и Поти. По характеру распределения разницы между экстремумами срочных значений уровня северное побережье довольно четко разделяется на две части (рис. 2.14).

Максимальные значения в течение всего года наблюдаются в западной части (Вилково – Черноморское), минимальные – в центральной и восточной (Евпатория – Поти). При этом с октября по апрель в западной части разница составляет 120 – 160 см, сравнительно мало изменяясь по пространству, а с мая по сентябрь она составляет 80 – 120 см. В восточной и центральной частях изменения,

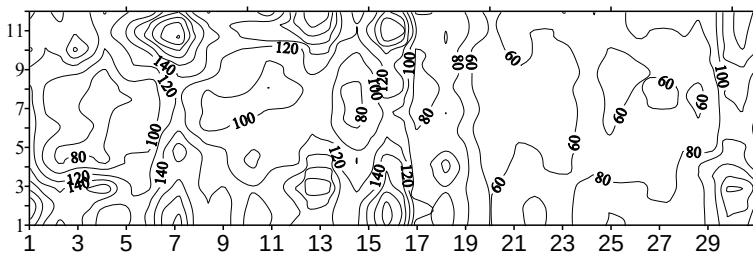


Рис. 2.14. Разница между максимальными и минимальными срочными значениями уровня. По вертикали – месяцы, по горизонтали – номера пунктов (*список в табл. 2.4*)

как по пространству, так и во времени относительно невелики и составляют 60 – 80 см. Более высокие значения характерны для Поти.

Для того чтобы определить, как меняются во времени экстремальные характеристики уровня, были проанализированы их значения по годам в двух выделенных районах (Одесса и Феодосия) за 1923 – 1995 гг.

Анализ показал, что для межгодовых изменений экстремальных характеристик уровня в целом характерны такие же особенности, как и для среднего уровня Черного моря, подробно рассмотренные выше. Расчет коэффициентов корреляции между среднегодовыми значениями уровня моря и абсолютными годовыми экстремумами дал следующий результат. Для максимальных значений уровня и среднего в Одессе он составляет 0,82, в Феодосии 0,76; для минимальных, соответственно, 0,68 и 0,63. Отсюда следуют два вывода. Первый, о существенном вкладе в изменчивость среднего уровня моря (наряду с компонентами водного баланса) сгонно-нагонных процессов. Второй, о более значительном вкладе в средний уровень моря нагонных процессов, которые являются постоянным фактором, увеличивающим средний уровень моря, а точнее, уровень, фиксируемый на береговых постах. Это надо иметь в виду, анализируя и сопоставляя данные береговых станций и альтиметрические данные об уровне, получаемые из космоса.

2.6 Мезомасштабные колебания уровня

Мезомасштабные колебания уровня Черного моря представлены сейшами, приливами и колебаниями с частотой близкой к локальной инерционной. Этот диапазон включает также случайные короткопе-

риодные колебания уровня, вызываемые различными местными метеорологическими воздействиями, краевыми волнами, волнами Пуанкаре. Периоды таких колебаний близки к периодам сейш, и часто их невозможно разделить.

Первые работы, посвященные сейшам, относятся к 20-м годам XX века [112 – 116]. В [113] по данным наблюдений за уровнем обнаружены колебания с периодом 24,5 ч, соответствующие колебаниям атмосферного давления. Сделано предположение об их приливном происхождении. Здесь же по известной формуле Мериана был вычислен период продольной одноузловой сейши, равный 4,5 ч, и определена ее амплитуда для Констанцы (7,7 см). Эти результаты согласуются с результатами [117], где по данным наблюдений в Констанце выделены сейши с периодами 45 мин и 4,5 ч со средними величинами амплитуд 2 – 3 и 4 см, соответственно. В [118], анализируя мареограммы для различных пунктов побережья Черного моря, после исключения приливных колебаний уровня, выделены сейши с периодами 7,4; 6,4 и 5,54 ч. Для круглого бассейна с размерами, характерными для Черного моря, теоретически, с учетом ускорения Кориолиса в [119] получены периоды сейш, равные 5,47 и 6,49 ч. В [120] приведены результаты спектрального анализа колебаний уровня Черного моря в различных пунктах побережья. Выделены суточная и полусуточная составляющие прилива, которые, как было показано в [114], представляют собой стоячие колебания типа вынужденных сейш. Полусуточный прилив преобладает на восточном и западном побережье моря, суточный на крымском побережье, причем колебания на противоположных берегах находятся в противофазе.

В [120] рассчитаны характеристики свободных колебаний в Черном море, возникающих в результате нагонов под действием восточного и южного ветров, дующих со скоростью 20 м/с. В основе модели – проинтегрированные по вертикали нестационарные уравнения движения баротропной жидкости с учетом трения на дне, бокового турбулентного обмена, силы Кориолиса, поверхностного напряжения ветра и градиента давления. Путем спектрального анализа результатов вычислений определены амплитуда, фаза и период свободных колебаний в различных точках побережья и открытого моря.

При восточном ветре наибольший подъем уровня происходит у северо-западного побережья от Одессы до Констанцы, причем линия нулевого уровня делит всю западную половину моря приблизительно

но пополам со значительным изгибом в центральной части в сторону западного берега. Возникающие при этом свободные колебания обладают периодами 10,16; 5,93; 5,08; 4,35; 2,77; 2,4 и 1,94 ч. Первая мода (период 10,16 ч) представляет собой одноузловую сейшу с узловой линией, отделяющей северо-западную часть от остального бассейна. Моды 2 и 3 (периоды колебаний 5,93 и 5,08 ч, соответственно) также одноузловые, причем узловые линии проходят приблизительно в меридиональном направлении в наиболее узкой части моря. Мода 4 – двухузловая.

При южном ветре максимальный нагон также происходит в северо-западной части моря. Нулевая линия расположена приблизительно в широтном направлении и отделяет северо-западную часть моря и небольшой район вблизи Керченского пролива от остальной части бассейна. Результаты численного моделирования поверхностных и внутренних сейшевых колебаний в Черном море приводятся в [121]. Они неплохо согласуются с натурными характеристиками, полученными для южного берега Крыма [122].

Происхождение сейш меньших периодов, как правило, связано с резкими колебаниями атмосферного давления и изменениями направления и скорости ветра, что происходит при прохождении циклонов. Сильный устойчивый ветер создает повышение (или понижение) уровня у одного берега бухты, залива и противоположную ситуацию у другого. При прекращении действия ветра или перемене его направления частицы воды начинают совершать колебательные движения с частотой, свойственной данному бассейну. Такой механизм на натурных данных рассмотрен, например, в [123]. Таким образом, параметры сейш определяются физико-географическими условиями (глубиной и рельефом дна, геометрическими размерами и очертанием) бассейна.

Теоретические оценки с учетом конфигурации береговой линии и рельефа дна, сделанные нами, показали, что в Черном море могут наблюдаться одноузловые сейши с периодами 9,7 и 6,9 ч, двухузловые сейши с периодами 5,6 и 4,6 ч и многоузловые (до пяти узлов) с периодами 2,7 и 2,4 ч [124].

Узловая линия продольной одноузловой сейши (период 9,7 ч) проходит вдоль кромки северо-западного шельфа; колебания в глубоководной и мелководной частях моря развиваются в противофазе. Одноузловая сейша с периодом 6,9 ч характерна для мелководной северо-западной части моря. Ее узловая линия проходит

в меридиональном направлении и разделяет этот район моря на две равные части. Максимальные амплитуды отмечаются в Каркинитском заливе (90 усл. ед.) и на побережье в районе Днестровского лимана (50 усл. ед.). У двухузловой сейши (период 5,6 ч) одна линия нулевых значений амплитуд проходит в меридиональном направлении от Крымского полуострова до берегов Турции, вторая, простираясь зонально, отделяет небольшой северный участок акватории северо-западного шельфа от всей западной части моря. Колебания уровня моря с периодом 5,6 ч на Кавказском побережье и у северо-западных берегов развиваются синфазно, а на западном побережье в противофазе. У берегов Румынии и вблизи Одессы амплитуды этих колебаний равны, соответственно, 90 и 70 усл. ед., на Кавказском побережье 20 усл. ед.

Двухузловая сейша с периодом 4,6 ч имеет аналогичную горизонтальную структуру. Ее узловые линии приурочены к центральной части моря (Крымский полуостров – Анатолийское побережье) и северо-западному мелководью. Различие же состоит в том, что вторая узловая линия, располагающаяся в северо-западной части моря, имеет меридиональное, а не широтное направление, поэтому колебания на восточном побережье и в западной части мелководного района развиваются синфазно.

Амплитудно-фазовые характеристики стоячих волн с периодом 2,7 и 2,4 ч имеют более сложную структуру. Количество узловых линий в значительной степени зависит от изрезанности береговой линии и характера рельефа дна. Сейша с периодом 2,7 ч имеет пять узловых линий, причем три из них характерны для северо-западного шельфа. Максимальные амплитуды (40 усл. ед.) отмечаются на западном побережье (район Варна – Бургас).

Несмотря на такое же количество узловых линий, распределение фаз и амплитуд в сейшах с периодом 2,4 ч несколько отличается от аналогичных характеристик сейши с периодом 2,7 ч. В глубоководной части моря выделяются три узловые линии меридионального направления; максимальные амплитуды (80 усл. ед.) наблюдаются на западном побережье и в районе Керченского пролива.

Интересными представляются исследования свободных колебаний в замкнутых бассейнах с учетом влияния вращения Земли. В [125] показано, что вращение вызывает «расщепление» мод.

В этом случае возникают волны Кельвина и Пуанкаре, которые распространяются по бассейну в положительном (совпадает с

направлением вращения) и отрицательном направлениях. При этом, учет вращения Земли приводит к изменению частоты собственных колебаний: для положительных амфидромий частота колебаний уменьшается, для отрицательных – увеличивается.

Если собственная частота σ_0 в прямоугольном бассейне без учета вращения равна инерционной частоте f_i , то фактическая частота (с учетом вращения) равна $\sigma = 0,723\sigma_0$. Если σ_0 в 4 раза больше инерционной f_i , то $\sigma = 0,907 \sigma_0$. При частотах собственных колебаний, намного превышающих инерционную частоту, отношение σ/σ_0 близко к единице. Для отрицательных амфидромий при $f_i/\sigma_0 = 0,25$ отношение $\sigma/\sigma_0 = 1,11$. Оценки, выполненные с учетом вращения, показали, что в Черном море периоды трех первых «вращательных» мод равны, соответственно, 5,3, 2,7 и 1,8 ч. Колебания с периодом 5,3 ч представляют собой волну, циклонически обтекающую вокруг моря. Максимальная амплитуда волны отмечается на западном и юго-восточном побережьях и не превышает 0,5 см. Для второй моды характерны две амфидромические системы в западной и восточной частях моря. Амплитуды этих колебаний достигают 0,6 см.

Рассмотрим, насколько теоретические расчеты согласуются с натурными наблюдениями. На спектрах кавказского побережья в мезомасштабном диапазоне частот отмечается ярко выраженный пик на частоте 0,0081 цикл/ч (период 12,4 ч).

Расчет взаимных спектральных характеристик показал, что когерентность полусуточных колебаний, наблюдаемых на восточном и северо-западном берегах моря, составляет 0,88, а разность фаз 190° . Амплитуда колебаний равна 9 – 12 см и уменьшается в сторону Крымского полуострова. Например, в Туапсе и Геленджике амплитуда полусуточных колебаний не превышает 5 – 6 см. На спектрах крымского побережья полусуточный пик отсутствует. Таким образом, наличие сравнительно интенсивных колебаний у восточных и северо-западных берегов, развивающихся в противофазе, высокая когерентность между ними, в то же время отсутствие этих колебаний в районе Крыма свидетельствуют об их сейшевой природе [91]. Подтверждением служат проекции пространственно-временного спектра на плоскость горизонтальных волновых чисел. Их расчет показал, что в Черном море имеется длинная полусуточная волна ($\lambda \approx 2000$ км), распространяющаяся в юго-восточном направлении. Если учесть, что расстояние по прямой между крайними точками юго-восточной и северо-западной

частей моря составляет 1000 км, то этот волновой вектор отражает существование в Черном море стоячей одноузловой полусуточной волны. Вместе с тем расчеты когерентности и разности фаз на данной частоте для различных пунктов наблюдений относительно Одессы свидетельствуют о существовании амфидромической системы с вращением против часовой стрелки.

Расчеты временных периодограмм показали, что полусуточные колебания в Черном море отличаются заметной временной перемежаемостью. Для выявления ее характеристик был выполнен спектральный анализ временного ряда, характеризующего временную изменчивость спектральной плотности на полусуточной частоте. На спектрах четко выделяются два пика с периодами 26,5 и 13,5 сут, соответствующими лунной месячной и лунной двухнедельной приливным гармоникам. Отсюда следует, что полусуточные колебания в Черном море имеют приливную природу, а их временная перемежаемость обусловлена месячными и полумесячными неравенствами. Эти результаты убедительно подтверждают предположение о приливном происхождении полусуточных стоячих волн в Черном море.

Отметим, что полусуточные колебания обладают также сложной пространственной структурой. Из расчета взаимных спектров следует существование в восточной части моря амфидромической системы полусуточной волны. Продольная линия этих колебаний, на концах которой их амплитуды максимальны, меняет свою ориентацию с юго-восточного направления на юго-западное. Длина волн равна 650 – 720 км и наблюдаются они только в период максимального развития одноузловых полусуточных колебаний.

Высокочастотная часть спектров характеризуется сложностью и малой энергией колебаний. Несмотря на это, можно выделить основные зоны концентрации энергии. Так, на спектрах кавказского побережья энергия концентрируется на частотах, соответствующих периодам 5,0, 3,8, 2,8 и 2,1 ч. В районе Крыма и Керченского пролива преобладают колебания с периодами 8,8, 6,0, 3,8, 2,8, 2,3 и 2,1 ч. При этом в каждом отдельном пункте наблюдений отмечаются колебания, не имеющие аналогов в соседних пунктах. Наибольшим разнообразием спектрального состава отличается Феодосия, где кроме перечисленных колебаний, свойственных Крымскому побережью, наблюдаются колебания с периодами 5,8, 4,9, 3,3 и 2,2 ч. Разнообразный спектральный состав характерен и для Одессы, что

связано с наличием обширного мелководного шельфа. Из колебаний, отмеченных на противоположной стороне моря, наблюдаются лишь колебания с периодами 5,8, 5,0, 3,8 и 2,1 ч, причем относительно высокие значения когерентности наблюдаются только у колебаний с периодами 5,0 и 3,8 ч. Расчет фазовых сдвигов для колебаний с периодом 5 ч показал, что эти колебания представляют собой одноузловую сейшу, продольная линия которой ($0 - 180^\circ$) проходит в направлении Поти – западное побережье моря. Точное положение продольной линии в западной части моря установить не удастся из-за отсутствия наблюдений. Аналогичное распределение фаз характерно и для колебаний с периодом 3,8 ч, только продольная линия в западной части моря проходит несколько северней. Судя по результатам расчета взаимных спектральных характеристик, колебания с периодами 2,8 и 2,1 ч присущи восточной части моря. На турецком побережье (Самсун и Синоп) с помощью спектрального анализа выделены сейшевые колебания с периодом 7,4, 5,6, 4,5, 3,8 и 2,5 ч [92].

Более высокочастотные сейши рассмотрены в [94]. Показано, что во всех пунктах Черного моря наблюдаются сейши с периодом 5 – 10 мин. Сейши с периодом более 1 ч отмечаются в Одессе, Хорлах, Евпатории, Севастополе и Новороссийске. Повторяемость сейш различных периодов и размахов в течение года неодинакова.

Наибольшую повторяемость во всех пунктах имеют сейши с периодом до 10 мин. Из сейш большего периода в портах северо-западного и Крымского побережья наиболее часты сейши с периодом 30 – 50 мин. Исключение составляют районы заливов Одессы и Феодосии, где наибольшую повторяемость имеют сейши с периодом более 1 ч. В портах Кавказского побережья наиболее часты сейши с периодом 20 – 30 мин и только в Батуми 5 – 10 мин.

Сейши с размахами 5 – 10 см наблюдаются равномерно в течение года, повторяемость их в Одессе и Хорлах составляет до 10 – 15 сут в месяц, а в Евпатории, Севастополе, Новороссийске, Геленджике, Туапсе – до 25 – 30 сут. Сейши с размахами более 10 см встречаются реже. По данным самописцев уровня моря за 10-летний период их количество в Одессе и Севастополе составило около 100, в Геленджике и Новороссийске около 250, в Хорлах, Евпатории, Батуми около 40 случаев. Максимальные размахи в этих пунктах достигали 35 – 55 см, в Батуми 25 см. С увеличением градации повторяемость сейш убывает.

На болгарском побережье Черного моря сейши наблюдаются чаще и имеют больший размах, чем на северном побережье, в среднем более 15 см. Максимальный зарегистрированный размах сейши составил 107 см; характерные периоды 0,45 и 1,45 ч [80, 126, 127].

Изучение сейшевых колебаний сопряжено с трудностями, поскольку не все посты оборудованы мареографами, а если и оборудованы, то обработка лент довольно трудоемка, большая часть лент до сих пор не оцифрована. Достаточно подробная информация о сейшевых колебаниях получена в Севастопольской бухте, где непрерывные измерения уровня производятся на водомерном посту Севастополь мареографом, оборудованным цифровым адаптером, информация которого с 1 мин дискретностью регистрируется компьютером. Эти измерения показывают, что сейши наблюдаются в бухте практически постоянно, но с различной интенсивностью. Их характерные периоды, определенные с помощью спектрального анализа, равны 2,6, 1,2 и 1 ч, причем наибольшую повторяемость и энергию имеют сейши с периодом 1 ч.

В качестве примера рассмотрим особенности сейшевых колебаний в период с апреля 2001 по апрель 2002 г. В течение указанного периода измерений максимальная амплитуда сгонно-нагонных колебаний составила 18 – 34 см, а сейшевых 10 – 24 см (рис. 2.15).

Из этого рисунка видно, что в периоды максимальных сгонно-нагонных колебаний отмечены максимальные значения амплитуды сейш и, наоборот, причем максимальные колебания сейш сопоста-

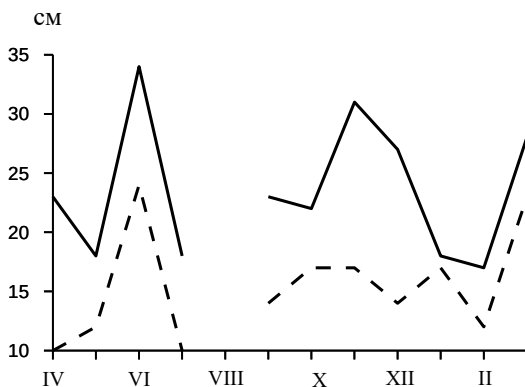


Рис. 2.15. Максимальные размахи сгонно-нагонных (сплошная) и сейшевых (пунктир) колебаний уровня (2001 – 2002 гг.)

вимы со сгонно-нагонными изменениями уровня и составляют от 45 до 95 % последних.

Для выделения энергонесущих частот в высокочастотной области были рассчитаны спектральные характеристики колебаний уровня моря по наиболее продолжительным непрерывным реализациям. Пример такого спектра, рассчитанного по 90 суточной реализации за период со 2 мая по 30 июля 2001 г., приведен на рис. 2.16. В высокочастотной области спектра выделяются колебания приливного периода, полусуточной и суточной составляющих, причем размах полусуточных колебаний (3 – 4 см) больше, чем суточных (1 – 2 см).

На всех спектрах статистически значимо выделяются колебания с периодом 0,9, 1,25 и 2,5 ч, которые характерны для сейш. Чтобы определить, насколько выделенные периоды сейшевых колебаний уровня стабильны во времени, были рассчитаны спектры для месяцев, в которых отсутствовали пропуски в рядах наблюдений. Оказалось, что энергонесущие частоты сейш стабильны во времени, по крайней мере, на масштабах месяца (рис. 2.16). Спектры отличаются только величиной энергии, причем для сейш с периодом 1,25 ч характерна наибольшая изменчивость (до 7 дБ), а с периодом 2,5 ч (до 5 дБ) наименьшая. При этом оказалось, что максимальной энергии сейш с периодом 2,5 ч в данном месяце не обязательно соответствует максимум энергии на других частотах.

Для оценки характера изменчивости энергии сейшевых колебаний во времени были рассчитаны текущие энергетические спектры.

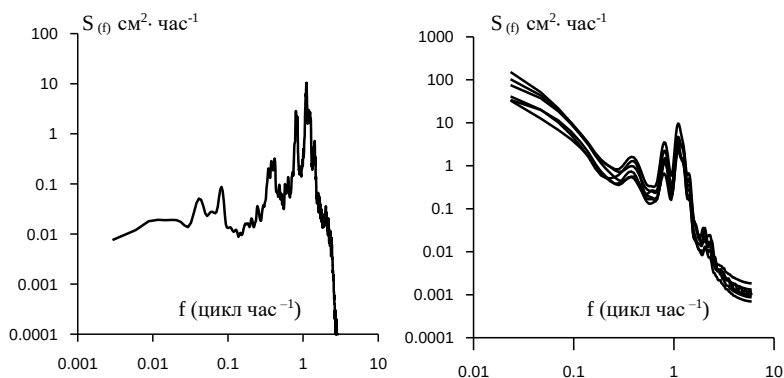


Рис. 2.16. Спектры колебаний уровня моря в Севастополе: 2.05 – 30.07. 2001 г. (слева); март 2001 – февраль 2002 г. (справа)

При этом ряды разбивались на отрезки длиной 1 сут, перекрытие отрезков (сдвиг) составляло 50 %. Таким образом, была оценена изменчивость энергии сейшевых колебаний на масштабах не менее 0,5 сут. Текущие временные спектры показали наличие существенной временной перемежаемости энергии сейшевых колебаний, т.е. наличие периодов времени с относительно невысокой энергией и периодов резкого её всплеска. При интенсификации сейшевых колебаний их амплитуды достигают 20 см и более (у «фоновых» сейш обычно не превышают 3 – 5 см). При усилении колебаний, их частота становится более стабильной во времени, а колебания с периодом 2,5 ч исчезают.

Для теплого сезона по текущему спектру была рассчитана изменчивость энергии сейш с периодами 0,9 и 1,25 ч. При этом для периода 0,9 ч определялась средняя энергия в полосе частот, соответствующих периодам 0,85 – 1,0 ч, а для периода 1,25 ч, соответственно, 1,2 – 1,3 ч.

Такая процедура была необходима, поскольку частота колебаний не стабильна во времени, что может занижать оценку общей энергии. Анализ показал: колебания с периодом 0,9 и 1,25 ч мало связаны друг с другом; коэффициент корреляции составляет 0,5. В отдельные периоды времени увеличение энергии в обоих частотных диапазонах совпадает, в другие – замечен некоторый сдвиг, а в периоды ослабления сейшевых колебаний синхронного увеличения или уменьшения энергии обоих частотных диапазонов не отмечается. Для холодного сезона получены аналогичные результаты.

Для оценки связи моментов появления интенсивных сейш и атмосферных воздействий из всего ряда наблюдений были отобраны участки записи, где размах сейш превышал 10 см. Таких записей за годовой цикл оказалось шесть. В трех случаях возникновению интенсивных сейш предшествовало резкое понижение давления, в трех других – повышение давления. Не отмечалось однозначной связи с изменениями скорости и направления ветра. В четырех случаях действовал северо-восточный ветер, в двух – противоположный ему юго-западный, причем скорость ветра в пяти случаях была более 10 м/с, а в одном случае незначительной.

Просмотр годовой реализации изменения давления и ветра с дискретностью 3 ч показал, что одни и те же по величине их изменения в одних случаях приводят к появлению интенсивных сейш, а в других не приводят. Более информативными оказались записи ме-

теоэлементов с дискретностью 5 мин (полученные на автоматической метеостанции, установленной МГИ НАНУ на штатной МГС Севастополь). Оказалось, что основным фактором, который стимулирует развитие цугов сейшевых колебаний, являются резкие изменения тенденции атмосферного давления: увеличение (уменьшение) интенсивности падения (роста) или резкое изменение роста на падение (или падения на рост). Последнее вызывает наиболее интенсивные колебания и максимальную амплитуду сейш. Изменения давления, вызывающие интенсивные сейши, могут сопровождаться штормовым ветром южного или западных (ЮЗ, З, СЗ) направлений и общим подъемом уровня в результате нагона.

Необходимо отметить, что еще в начале XX века была замечена связь высокочастотных колебаний уровня с атмосферными воздействиями. Вот как описывается один из уникальных случаев 25 августа 1911 г. в [128]. «... Утром прошла гроза над Севастопольской бухтой, в 11.20 утра давление с 761,1 мм понизилось на 6 мм, к 12.30 оно снова повысилось до 761,0; затем стало плавно уменьшаться до 3 час, а после – так же плавно увеличиваться. Резкое убывание давления в 11 час утра дало толчок уровню, и он начал колебаться. В 11.15 уровень был на высоте 45 см, через 15 мин. снизился до 15 см, затем поднялся до 58 см и потом упал до 0 см и продолжал совершать колебания с периодом около 50 – 60 мин. Такая амплитуда колебаний в 58 см редко достигается в Севастополе; за целый ряд наблюдений подобной не было замечено».

В описанном выше случае колебание давления с размахом 8 мб в течение 2 – 3 ч дало размах сейши в 58 см. В случае, зафиксированном нами 10 – 11 июня 2001 г., колебание давления с размахом 5 мб в течение 7 – 8 ч дало размах сейши до 17 см. Как видим, количественная связь между кратковременным изменением атмосферного давления и амплитудой сейши близка к линейной. Отсюда понятно, почему использование рядов давления с дискретностью 3 ч не дает однозначной связи.

Следует обратить внимание на то, что положение поста наблюдений за уровнем в Севастополе близко к узловым линиям продольных сейш для Северной и Южной бухт города. Поэтому в кутовых частях бухт амплитуды сейш должны быть значительно больше, чем на Павловском мысе, где расположен пост. Косвенное подтверждение этому мы нашли в воспоминаниях капитана НИС «Трепанг» [129]. Он отмечает, что в 1995 г. в Большом Инкерманском ковше

(кутовая часть Северной бухты) наблюдал кратковременные подъемы уровня воды, размахом до 1,5 м, характер которых он записал в судовой журнал.

Как показали оценки, модель с постоянным рельефом не описывает колебания, существующие в Севастопольской бухте. Поэтому нами была использована модель с реальным рельефом [121]. Решение этой задачи позволяет получить не только периоды колебаний, но и пространственную структуру баротропных сейш. В общем случае такие колебания представляют собой затухающие волны с периодом, определяемым, главным образом, морфометрическими характеристиками бассейна, а также, но в гораздо меньшей степени, трением и силой Кориолиса. Важным моментом является то, что модель описывает особый класс движений – нулевую моду, или моду Гельмгольца, которая характерна только для сейш полузамкнутых акваторий. Постановка задачи, метод численного решения и использованные входные параметры подробно обсуждаются в [130].

Результаты численного моделирования показали, что период баротропной сейши нулевой моды в бухте равен 50 мин, т.е. соответствует периоду реально наблюдаемой сейши. Для нее характерно возрастание амплитуды колебаний по мере удаления от жидкой границы (граница бухты и открытого моря) по направлению к самой узкой, восточной части бухты. Область максимальных амплитуд колебаний уровня с этим периодом находится в кутовой части бухты (рис. 2.17).

Как видно из рисунка, возможные амплитуды сейш здесь примерно в 5 раз могут превышать амплитуды в районе ГМС Севастополь. Учитывая, что нами наблюдались сейши с размахом более

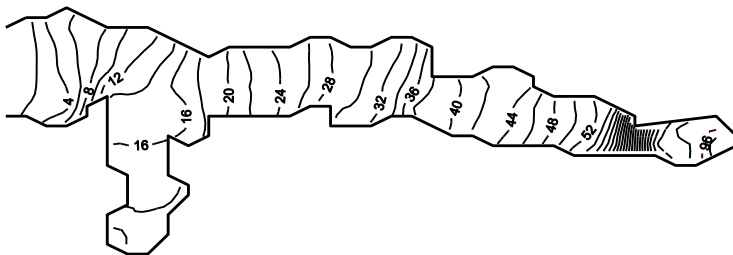


Рис. 2.17. Пространственная структура баротропной сейши нулевой моды в Севастопольской бухте. Цифрами показаны относительные амплитуды колебаний

20 см, а в [128] приводится величина размаха 58 см, то свидетельство [129] представляется вполне реальным.

Просмотр лент мареограмм показал, что сейши с амплитудой более 40 см в Севастополе наблюдаются редко, однако могут оказывать негативное воздействие на условия стоянки судов. Например, сильное сейшеобразное колебание уровня моря, связанное с подводным землетрясением и образовавшейся волной цунами, было зарегистрировано в Севастополе 1 апреля 1938 г. В течение 10 мин уровень сначала поднялся на 95 см, а в последующие 25 – 30 мин опустился на 125 см. Через 40 мин вновь был отмечен подъем уровня на 75 см, после чего наблюдалось плавное затухание колебаний. Продолжалось это уникальное явление около 15 ч, в основном в ночное время, но последствия в виде сейши с амплитудой до 25 см продолжались еще в течение 14 ч. На посту Херсонесский маяк в этот период также наблюдалось сейшеобразное колебание, но выражено оно было слабее [95].

Интенсивные сейши генерируются в бухтах также штормовыми ветрами. При ветре ураганной силы (27 – 30 м/с), наблюдавшемся 2 – 3 марта 1988 г., после сильного нагона в Севастопольской бухте отмечались значительные по амплитуде сейши и развитие «тягуна» (возвратно-поступательных движений воды), который нанес большой ущерб судам, ошвартованным в порту Севастополь.

Как показано в [80], приливные колебания на различных станциях тесно связаны между собой. Для суточных приливов высокая когерентность наблюдается для станций, расположенных на одном берегу, и значительно меньшая, если станции расположены на различных берегах. Для полусуточных приливов высокая когерентность проявляется как для близлежащих, так и удаленных станций.

Энергия приливов распределена неравномерно. В табл. 2.5 приведены типичные характеристики приливов.

Вместе с тем, как было нами показано в [130], величина прилива в Севастополе равна, по крайней мере, 3 – 4 см, что подтверждается данными, приведенными в [131].

Приливные колебания уровня проявляются и в открытом море. Так, полученный нами в 1997 г. ряд наблюдений за уровнем продолжительностью 22 сут вблизи острова Змеиный показал, что в колебаниях уровня хорошо выражен суточный и полусуточный прилив, при этом энергия полусуточного прилива в два раза больше энергии суточного [132].

Таблица 2.5. Средние и максимальные величины приливов в Черном море (см) по [71]

Станция	Средние величины		Максимальный прилив
	сизигия	квадратура	
Поти	9,6	2,4	12,1
Туапсе	3,5	0,2	4,7
Новороссийск	4,9	1,8	6,3
Ильичевск	11,6	4,6	14,5
Батуми	10,0	2,0	13,0
Одесса	14,0	2,8	17,0
Ялта	Прилив практически отсутствует		
Севастополь	Прилив практически отсутствует		
Варна	3,6	0,2	4,7
Бургас	8,2	3,0	11,2

Бризовая циркуляция также оказывает влияние на колебания уровня, создавая локальное повышение уровня в вечерние часы и понижение в утренние, ввиду чего в спектрах изменчивости отмечается пик на периоде в 1 сут [133]. Поскольку бризы лучше выражены в летнее время, энергия суточных колебаний летом в 3 – 4 раза больше, чем зимой [80].

2.7 Вклад отдельных видов колебаний уровня в суммарную изменчивость

По данным наблюдений за уровнем с 1980 по 1983 гг. с дискретностью 1 ч были выполнены расчеты плотности потенциальной энергии E колебаний уровня Черного моря и оценены вклады отдельных видов колебаний в общую энергию изменчивости (исключая многолетнюю) для различных районов моря [88]. Результаты расчетов для наиболее типичных пунктов приведены в табл. 2.6.

Из табл. 2.6 видно, что общая энергия изменчивости уровня складывается из сезонных, синоптических и мезомасштабных колебаний. В свою очередь синоптические колебания подразделяются на долгопериодные и короткопериодные. Среди долгопериодных колебаний выделяются колебания с периодами 16,7 и 10,7 сут; величина плотности потенциальной энергии и, соответственно, их вклад в общую дисперсию уровня от места к месту претерпевают заметные изменения. Так, плотность потенциальной энергии колебаний с пе-

риодом 16,7 сут от Поти до Ялты падает от 34,3 до 16,1 эрг/см, а вклады в общую энергию – от 21 до 12 %, соответственно. Минимум энергии колебаний с периодом 10,7 сут приходится на Туапсе (8,5 эрг/см). Вклад мезомасштабных колебаний в изменчивость уровня невелик и составляет 3,1 – 8,0 % общей энергии. Роль отдельных видов мезомасштабных колебаний мала – от долей процента до 2 %. Внутри диапазона роль суточных и полусуточных колебаний значительна и без их учета описание этого диапазона практически невозможно. Вклад полусуточных колебаний в Феодосии не превышает 17, а на Кавказском побережье достигает 64 %. Ввиду слабого развития полусуточных колебаний в районе Крыма возрастает роль суточных колебаний. Несмотря на то, что величина потенциальной энергии суточных колебаний у берегов Крыма в 3 раза ниже, чем соответствующая величина в Поти, их вклад в мезомасштабную изменчивость составляет 32 % против 23 % в Туапсе и 29 % в Поти.

Таблица 2.6. Энергетические характеристики колебаний уровня Черного моря

Виды колебаний	Поти		Туапсе		Феодосия	
	<i>E</i> , эрг/см	Вклад, %	<i>E</i> , эрг/см	Вклад, %	<i>E</i> , эрг/см	Вклад, %
Сезонные	91,8	52	103,5	59	87,7	58
Синоптические	69,3	40	63,0	36	59,5	39
Долгопериодные	54,7	31	45,0	26	46,3	29
16,7 сут	34,3	21	28,0	16	19,7	14
10,7 сут	13,0	8	9,5	6	14,7	10
Короткопериодные	17,3	9	18,0	10	13,2	10
5,0 сут	7,3	2,5	7,3	4	4,9	3
3,1 сут	2,9	2	3,7	2	2,3	1,5
2,2 сут	1,0	0,5	1,5	1	2,1	1,5
1,7 сут	1,3	1	1,2	0,5	1,2	1
Мезомасштабные	13,7	8(100)	7,8	5(100)	3,8	3(100)
24 ч	4,0	1(29)	1,8	2,2(23)	1,2	0,8(32)
12,4 ч	8,8	2(64)	3,8	1(50)	0,7	0,5(17)
2 – 10 ч	1,1	0,7(8)	0,7	0,3(9)	0,2	0,1(0,5)
Полная энергия	174,8	100	174,3	100	151	100

Примечание. В скобках даны вклады колебаний в общую дисперсию мезомасштабной изменчивости.

2.8 Цунами

Цунами относятся к одним из самых опасных природных явлений. Достаточно вспомнить Суматро-Андаманское землетрясение 26 декабря 2004 г. в Индийском океане. Оно вызвало волны цунами, которые унесли жизни более 270 000 человек и нанесли колоссальный экономический ущерб. Цунами возникают при сильных подводных землетрясениях, оползнях и извержениях подводных вулканов.

В Черном море, которое входит в зону альпийско-гималайского сейсмического пояса, основной причиной образования волн цунами являются землетрясения. В изучении цунами Черного моря можно выделить два этапа.

Первый этап (60 – 80-е гг. XX века) носит в основном описательный характер [134 – 144].

В [136] отмечены крымские землетрясения, сопровождавшиеся цунами: 11.10.1869, 31.05.1908, 26.12.1919, 26.04 и 12.09.1927 г. Приведенная здесь же карта эпицентров землетрясений Крымской зоны показывает, что они сосредоточены, главным образом, в полосе континентального склона (вблизи Ялты), не попадая в Черноморскую впадину; глубина их составляет 10 – 40 км.

Очаги кавказских землетрясений, вызывающих цунами, располагаются в основном в районе Сочи – Анапа. В [138, 142] анализировались записи мареографов при турецком землетрясении 1939 г. силой в эпицентре 8 баллов по шкале Рихтера. Было оценено время добегания волны цунами до пунктов, расположенных на побережье Крыма и Кавказа (около 1 ч). При этом максимальные высоты волн были отмечены в Новороссийске, Поти и Севастополе (40 – 53 см). В остальных пунктах они составляли от 7 до 25 см.

Большое внимание было уделено наиболее сильным зарегистрированным в Крыму землетрясениям 26 апреля и 12 сентября 1927 г., которые сопровождались цунами [134, 135]. Так землетрясение силой 6,5 баллов 12 сентября 1927 г. вызвало цунами высотой 53 см в Евпатории, в остальных пунктах она составляла от 13 до 23 см. Для этого события в [141] были рассчитаны и построены карты изохрон и рефракции волновых лучей и рассчитана энергия по акватории моря. В [136 – 137] рассмотрены характеристики цунами, образовавшегося вследствие относительно слабого анапского землетрясения 12 июля 1966 г. (сила в эпицентре 5 баллов). Максимальная вы-

сота цунами была зафиксирована в Геленджике (42 см). В остальных пунктах она не превысила 10 см.

Полученные данные по четырем инструментально измеренным цунами позволяют заключить, что их максимальные высоты составили от 3 до 53 см, средние периоды T от 8 до 107 мин и длина волн от 86 до 120 км. Время добегания цунами колеблется в довольно широких пределах от 5 – 8 мин до 4,5 ч в зависимости от расстояния от очага землетрясения. Характерно, что цунами образуются не только от подводных землетрясений, но и при землетрясении на суше, что было зафиксировано при цунами, вызванном турецким землетрясением 1939 г. [142]. В [145] обобщены результаты исследований этого этапа; приводится карта известных по историческим данным явлений цунами. Из нее видно, что они в основном локализируются в районе побережья Крыма, прибосфорском районе и районе Анапа – Туапсе, что совпадает с картой сейсмичных зон. Построенная карта высот цунами по историческим и мареографным данным показывает их существенную разницу. Так по историческим данным высота цунами в Черном море может достигать 3 – 5 м, что вызывает определенные сомнения, поскольку наибольшая зарегистрированная высота не превысила 53 см.

Второй этап исследований цунами в Черном море связан с их математическим моделированием [146 – 153]. Начало его положено в [146], где были рассмотрены особенности распространения волн цунами на основе использования HN-метода. В [147] проведено математическое моделирование возникновения цунами из болгарских черноморских очагов, на основе которого были оценены их возможные последствия [148].

Лучевая модель, которая описывает рефракцию поверхностных волн в приближении геометрической оптики, реализована в [149]. Она позволила определить время распространения цунами до различных пунктов побережья. Показано, что время прохождения волнами цунами моря в меридиальном направлении составляет 30 мин, а в зональном 110 мин. Для ближайших к очагу цунами участков побережья оно составляет 5 – 10 мин., что практически исключает какие-либо мероприятия по защите людей и хозяйственных объектов. Этот подход позволил также определить особенности рефракции волн, излученных из зон генерации исторических цунами [150], а также из их наиболее вероятных районов образования [151].

Эволюционная модель, которая позволяет прогнозировать высоты волн цунами в открытой и шельфовой зонах по известному начальному смещению поверхности моря, как отклику моря на подводное землетрясение, была применена к Черному морю в [152, 153]. Модель позволила описать пространственную структуру волнового поля и рассчитать мареограммы в ряде прибрежных пунктов моря для эллиптического очага цунами на материковом склоне к югу от Крымского полуострова. Было выполнено сопоставление измеренных и рассчитанных элементов волн цунами 11 – 12 сентября 1927 г., которое показало, что модель позволяет рассчитывать время добегания волн до заданных пунктов побережья, правильно описывает процессы распространения, рефракции и отражения волн. Вместе с тем, она гораздо хуже описывает высоты и характерные периоды волн [153]; авторы связывают это с большим шагом расчетной сетки.

Эволюционная модель в длинноволновом приближении, использующая заданные параметры волны при подходе к материковому склону, рассмотрена в [154]. Модель позволяет достичь высокого пространственно-временного разрешения, детально рассмотреть трансформацию и усиление волн при распространении над материковым склоном и шельфом. Расчеты для шельфа Южного берега Крыма показали, что заплески волн на вертикальную стенку убывают с ростом длины волны. Установлено слабое влияние донного трения на трансформацию волн в шельфовой зоне. Вычислительный эксперимент выявил многократное усиление волн в шельфовой зоне.

Цунами в Черном море – сравнительно редкое явление, тем не менее, оно представляет потенциальную угрозу для жизнедеятельности в прибрежной зоне. Поэтому его изучение по-прежнему остается актуальной задачей.

2.9 Колебания уровня в проливе Босфор

Пролив Босфор играет исключительно важную роль в формировании гидрологического режима Черного моря. В его отсутствии, при наличии положительной пресной составляющей водного баланса, уровень Черного моря непрерывно бы повышался. Босфор является своего рода клапаном, через который из-за разности в уровне на обоих концах пролива избыток воды переливается с верхним босфорским течением в Мраморное море. Не касаясь всей проблемати-

ки водообмена через Босфор, которая достаточно хорошо отражена в многочисленной литературе, остановимся на характеристиках уровня и его изменчивости.

Как указывалось выше (гл. 1), впервые разница в уровне между Мраморным и Черным морями была определена в [155], исходя из разности удельных весов воды в двух морях. По этим данным она должна составлять около 43 см. В [157] среднюю разницу уровня поперек пролива определяют в 42 см со значительными сезонными изменениями: минимум в октябре (35 см) и максимум в июне (57 см).

Постоянные наблюдения за уровнем в Босфоре до настоящего времени не организованы. Однако в отдельные периоды они проводились. Так, базируясь на измерениях уровня в период июля 1966 – февраля 1968 гг., в [158] среднее различие уровня между двумя концами Босфора оценено в 35 см. В [159] приведена наблюденная разность 33 см со стандартным отклонением 13 см. В течение апреля – августа 1984 г. средняя разница уровня составляла 37 см [160]. В [161] нами были проанализированы данные измерений в Босфоре за 1985 – 1987 гг., любезно предоставленные турецкими учеными. Наблюдения проводились в Анадолу Кавак (северная часть пролива) и Ортакей (южная).

Наряду с основной причиной, создающей разницу в продольном уровне в Босфоре (разница пресных составляющих водного баланса Черного и Мраморного морей), существенное влияние на нее оказывают изменчивость ветрового режима и атмосферного давления. Этот факт хорошо иллюстрирует рис. 2.18.

Заметно, что средний уровень Черного моря и речной сток имеют четко выраженный годовой ход, причем максимум уровня на месяц отстает от максимума речного стока. В годовом ходе уровня в северной части пролива имеются периоды, когда выраженный сезонный ход нарушается, особенно в течение 1986 г.

Анализ ветрового режима в пунктах Кумкей и Флория, примыкающих к северной и южной части пролива, показал, что в этот период отмечались сильные, устойчивые ветра, которые приводили к искажению годового сигнала в колебаниях уровня.

Коэффициент корреляции, рассчитанный для среднемесячных значений уровня в северной части пролива (Анадолу Кавак) и речного стока, составил 0,29 за 1985 – 1987 гг. Коэффициент корреляции для 1985 г. составил 0,67, для 1987 г. 0,78; в 1986 г. он был от-

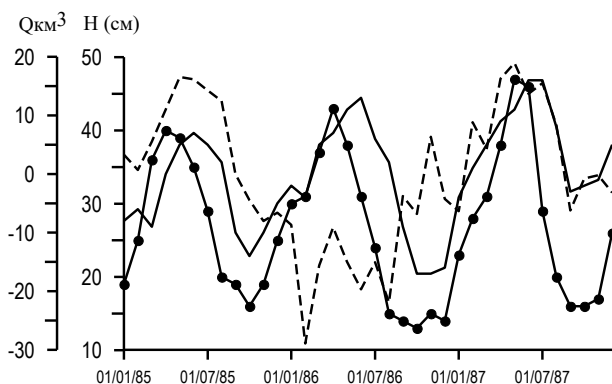


Рис. 2.18. Колебания среднего уровня Черного моря (сплошная), уровня в Ортакёй (пунктир) в отклонениях от среднего за период измерений и речного стока (сплошная с точкой) (км³)

рицательным. Для сравнения, коэффициент корреляции между суммарным речным стоком и уровнем в Севастополе за 1985 – 1987 гг. составил 0,68.

Как показывают данные инструментальных наблюдений, разница в уровне на границах пролива испытывает существенную временную изменчивость (рис. 2.19).

В исходных данных было заметно существенное отличие в разнице уровня для разных лет. Так, наибольшие значения (50 – 60 см) наблюдались в 1985 г., наименьшие в 1987 г. (5 – 15 см).

Такое большое различие вызывает определенные сомнения в качестве данных, тем более что существенных изменений величин водного баланса в этот период не отмечалось. Возможно, это было связано с неконтролируемым изменением нуля поста, которое косвенно можно определить по знаку тренда.

Если в Анадолю Кавак за период измерений тренд практически не отмечался, то в южной части пролива тренд составил +16 см/год, что никак не может быть вызвано физическими причинами. Вычитая из среднемесячных величин значения тренда, мы получили ежемесячные разницы в уровне между двумя концами пролива, которые сведены в табл. 2.7.

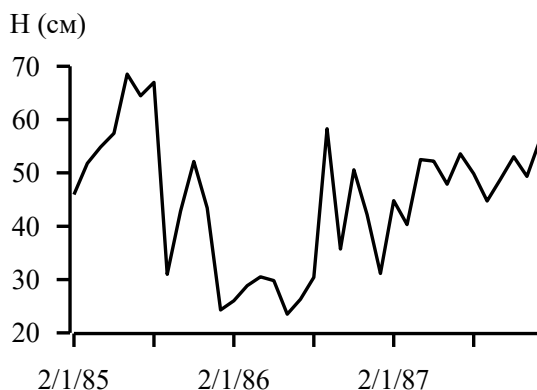


Рис. 2.19. Среднемесячная разница уровня между северной и южной частью пролива Босфор (см) после вычитания тренда

Таблица 2.7. Разница в уровне между постами Анадолу Кавак и Ортакёй

Год	Месяц												За год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1985	46	52	55	57	69	64	67	31	43	52	43	24	50
1986	26	28	31	30	24	26	30	58	36	51	42	31	34
1987	45	40	53	52	48	54	50	45	49	53	49	43	48

Средняя за период наблюдений разница в уровне между Анадолу Кавак и Ортакёй составила 44 см, максимальная среднемесячная разница 69 см, минимальная 24 см, среднегодовая колеблется в меньших пределах. Четко выраженного сезонного хода, как это имеет место в Черном море, для разницы в уровне на концах пролива не отмечается.

С одной стороны, это связано с тем, что годовой ход уровня является суперпозицией сигнала из Черного и Мраморного морей, с другой, на уровень в проливе большое влияние оказывают колебания атмосферного давления и ветра. Например, сильные юго-западные ветра приводят к росту уровня в Ортакёй на 30 – 35 см.

Приспособление уровня к полю давления происходит на масштабах нескольких суток. Примеры влияния ветра и давления на

уровень в проливе более подробно рассмотрены в [162 – 164]. Отклик уровня на изменения в барометрическом давлении является очень быстрым со стороны Черного моря и гораздо меньшим со стороны Мраморного моря. В [165] указывается, что в южной части пролива уровень откликается на изменения давления как ОБ, что не наблюдается в северной.

Синоптические колебания в атмосфере изменяют разницу в уровне на ± 50 %. Спектры давления и ветра показывают колебания с периодом 13 – 15; 7; 4 и 2 дня. Колебания уровня с периодом 13 – 14 дней в северной части пролива отмечались весной 1985, 1986 гг. и зимой 1987 г. В высокочастотной области спектра выделяются колебания с приливным периодом 24 ч (S_1), 12 ч (S_2), 12,42 ч (M_2) и 25,87 ч (O_1), причем энергия первых двух составляющих преобладает [166 – 168].

Измерения в течение первой половины 1996 г. показали существенную изменчивость разницы уровня на концах пролива: в течение января максимум достигал 95 см, а минимум 20 см. В этот период случаи блокирования нижнего босфорского течения были связаны с увеличенными разностями уровня на обеих сторонах пролива (> 50 см). Блокирование отмечалось в январе – марте, а также в июне. Во всех случаях блокирование нижнего босфорского течения сохранялось не более 5 дней. Вместе с тем, в январе 1992 г. случаи блокирования отмечался в течение двух недель.

В целом, прямые измерения уровня и течений показали, что изменения в верхнем и нижнем босфорских течениях соответствуют различиям уровня между двумя концами пролива. Разность фаз между изменениями в потоках и разностью уровня составляет менее одного дня [163]. Необходимо отметить, что хотя средняя разница уровня между концами Босфора имеет типичное значение 30 – 40 см, наклон свободной поверхности нелинейный и, как показано в [158, 160], поверхностный наклон уровня в южной половине пролива намного круче, чем в северной.

2.10 Изменчивость уровня в системе Черное – Мраморное – Эгейское море

Изучение взаимодействия между бассейнами Эгейского и Черного морей представляет как научный, так и практический интерес. Эти бассейны относятся к двум типам внутренних морей, которым

присущи свои, характерные для них особенности термохалинной структуры вод.

Так, Эгейское море представляет собой типичный бассейн, где испарение превышает осадки, а речной сток незначителен. Это приводит к увеличению солености и плотности поверхностных вод и возникновению конвекции по всей толще вод, вследствие чего они хорошо перемешаны по вертикали.

Напротив, Черное море является типичным бассейном, где из-за большого речного стока баланс пресных вод положителен. Результатом этого является распресненный верхний слой и резкий галоклин, глубже которого вода возобновляется очень медленно, следствием чего является поддержание сероводородного заражения глубинной зоны моря.

Обмен водами осуществляется через проливы Босфор, Дарданеллы и Мраморное море. В последние годы к изучению обмена в связи с экологическими проблемами привлечено внимание греческих, турецких и украинских ученых. Большинство исследований выполняется с привлечением математических моделей. При этом одной из проблем является параметризация изменчивости уровня моря в трех взаимосвязанных бассейнах: Черное – Мраморное – Эгейское моря (ЧМЭ).

Как уже отмечалось, первопричиной переноса вод в поверхностном слое в системе ЧМЭ является разность уровней. Различие в плотности приводит к возникновению обратного течения в нижнем слое. Изменчивость уровней (как и водного баланса) в перечисленных бассейнах имеет различную степень изученности: в Черном море она изучена лучше, в Эгейском – хуже. Между тем, вариации в водообмене между ними, обусловленные трендами в водных балансах морей, оказывают влияние на их экологическое состояние.

Оба бассейна представляют собой связанную систему с обратной связью. Из-за наличия различных систем национальных высотных основ в настоящее время невозможно сравнение абсолютных величин уровней, что является принципиально важным для модельных расчетов. Появление высокоточных альтиметров, установленных на ИСЗ, и накопление данных позволяет приблизиться к решению этой проблемы.

Нами привлекались данные наблюдений за уровнем моря на береговых постах и аномалий уровня по данным альтиметрии ИСЗ *TOPEX/ Poseidon* и *ERS* за период 1993 – 2000 гг. [169 – 171]. В Чер-

ном и Эгейском морях использовались данные 5 береговых постов в каждом, в Мраморном – одного (рис. 2.20).

Кроме этого, использовались материалы наблюдений за уровнем моря в проливе Босфор за 1985 – 1987 гг. Для сравнения данные и береговых станций, и альтиметрические обрабатывались по единой методике. Для этого береговые наблюдения были приведены к виду аномалий относительно среднего значения по соответствующему бассейну за период 1993 – 1995 гг., т.е. к тому же виду, что и аномалии уровня моря по данным альтиметрии. В каждом море использовались альтиметрические данные в точках пересечения треков, где погрешность измерений минимальна.

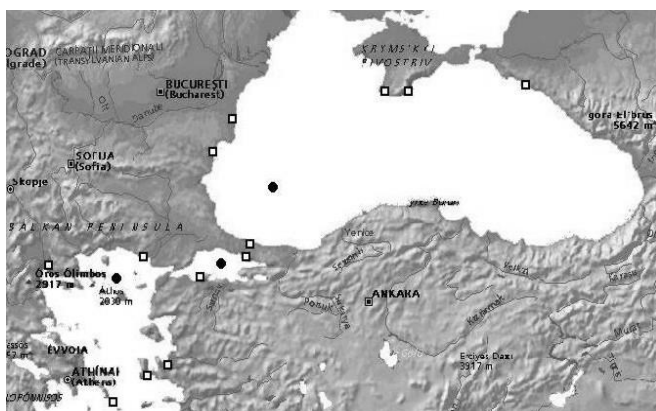
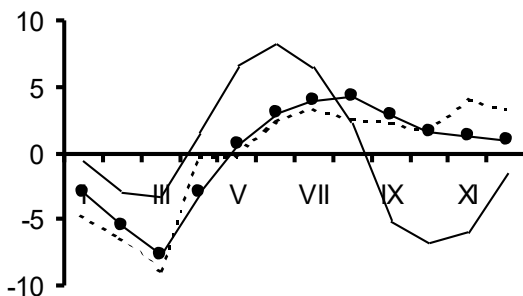


Рис. 2.20. Положение береговых станций (□) и пересечения треков альтиметра (●)

Сезонный цикл изменчивости уровня моря, полученный осреднением по данным береговых постов за максимальное синхронное время измерений (1985 – 2000 гг.), представлен на рис. 2.21.

Для Черного моря максимум уровня наступает в июне, через один – два месяца после наступления весеннего половодья. Уровень моря в это время в основном определяется откликом на вклад стока рек в водный баланс моря. Связанный с ним максимум в Мраморном и Эгейском морях в среднем наблюдается в июле – августе. Таким образом, по сравнению с Черным морем, отмечается сдвиг в один – два месяца. Весенний минимум во всех бассейнах выделяется в марте. Если в Черном море градиент роста (падения) уровня одинаков



Р и с . 2 . 2 1 Средний сезонный ход уровня в Черном (—), Мраморном (—•—) и Эгейском (- - -) морях (1985 – 2000 гг.).

до и после наступления максимума, то в Мраморном и Эгейском морях после наступления максимума падение его существенно меньше. Отметим, что этому периоду соответствует превышение расхода нижнебосфорского течения над верхнебосфорским [162].

Размах сигнала, связанного с весенним половодьем в Черном море, во всех бассейнах примерно одинаков и составляет 11 – 12 см. Во вторую половину года промежуточный максимум уровня в Эгейском море наблюдается в ноябре, в Мраморном – в декабре, в Черном – в январе, т.е. в этот период наблюдается сдвиг в один месяц с опережением фазы от Эгейского моря; размах этого сигнала примерно в 3 раза меньше. Промежуточный минимум связан с уменьшением испарения и увеличением количества выпадающих осадков.

Осредненная картина не дает полного представления о характере сезонной изменчивости уровня в системе ЧМЭ. Анализ рис. 2.22 показывает, что, например, время наступления максимума, связанного с весенним половодьем в Черном море, испытывает существенную межгодовую изменчивость. Наибольшая устойчивость к норме наблюдается в Черном и Мраморном морях. Причем, как правило, максимум в обоих морях наблюдается или одновременно, или с запаздыванием на один месяц. Быстрый отклик объясним, поскольку объем Черного и Мраморного моря соотносится как 100 : 0,7, а суммарный приток из Черного моря сопоставим с объемом Мраморного моря. Обычно максимум наблюдается в июне – июле. Но в отдельные годы максимум в Мраморном море смещается

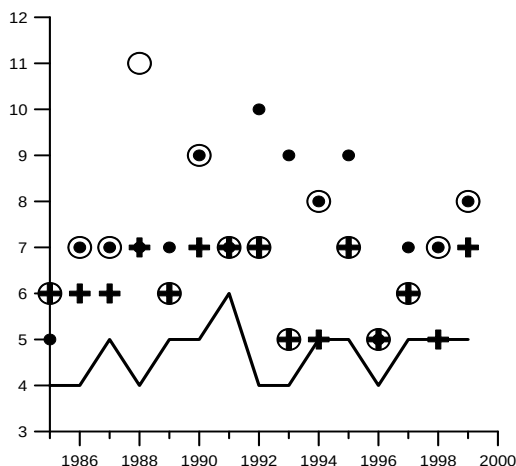


Рис. 2.22. Месяцы наступления максимума уровня в Черном (+), Мраморном (O), Эгейском (●) море и максимума стока речных вод в Черном море (—)

на конец лета и осень. Такое смещение отмечается в годы, когда сток рек в Черном море меньше обычного. По данным [158] в среднем за 1928–1959 гг. максимум наблюдался в мае.

Летний максимум в Эгейском море, как правило, совпадает с максимумом в Мраморном море, но в отдельные годы смещается к осени. Здесь следует отметить два момента. Первый: выделение максимума, связанного с весенним половодьем в Черном море, в Мраморном море не встречает трудностей, в Эгейском море он маскируется другими процессами, в частности, значительным летним испарением и притоком вод через проливы, связывающие его с другими бассейнами Средиземного моря, что делает выделение максимума непростой задачей. Второй: станция Эрдек в Мраморном море находится в непосредственной близости от пролива Дарданеллы и, как показано в [169], характер колебаний уровня здесь имеет свои особенности, несколько отличающиеся от всего моря в целом. Поэтому привлечение альтиметрических данных для анализа изменчивости уровня имеет существенное значение. Сравнение количественных и качественных особенностей сезонной изменчивости по данным береговых постов и альтиметрии показывает следующие результаты (рис. 2.23).

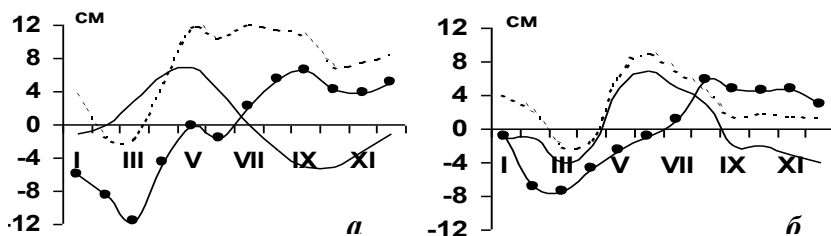


Рис. 2.23. Средний сезонный ход уровня в Черном (—), Мраморном (---), Эгейском (—●—) морях в 1993 – 2000 гг. по береговым (а) и альтиметрическим (б) данным

За период 1993 – 1999 гг. максимум уровня наблюдался в Черном и Мраморном морях по береговым данным в мае, по альтиметрическим в июне; в Эгейском море в сентябре и августе, соответственно. Размах сезонного сигнала составлял по береговым данным 12 – 13 см, по альтиметрическим 10 – 11 см в Черном и Мраморном морях и несколько выше в Эгейском (17 и 13 см, соответственно).

При анализе альтиметрических данных следует иметь в виду, что дискретность измерений составляет 10 сут, это может приводить к искажению амплитуды сигнала и сдвигу его фазы. Вместе с тем, совпадение по обоим видам данных довольно хорошее. Существенное отличие заключается в том, что по данным альтиметрии сезонный ход уровня в Черном и Эгейском морях практически подобен, а по береговым данным в Мраморном море он ближе к ходу в Эгейском море. Возможно, это связано с местом расположения станции Эрдек, о чем уже говорилось выше. В первую половину года взаимосвязь колебаний уровня в сезонном цикле системы ЧМЭ выражена лучше, чем во вторую, о чем свидетельствуют данные, приведенные в табл. 2.8.

Таблица 2.8. Коэффициенты корреляции для береговых (I) и альтиметрических (II) данных

Пары морей	Январь – июнь		Июль – декабрь	
	I	II	I	II
Черное – Мраморное	0,7	0,9	0,6	0,8
Черное – Эгейское	0,7	0,6	0,4	0,4
Мраморное – Эгейское	0,9	0,6	0,4	0,4

Межгодовая изменчивость уровня в системе ЧМЭ по береговым данным проанализирована на сравнительно коротком синхронном ряду за 1985 – 1998 гг. (рис. 2.24, а). На рис. 2.24, а видно, что в 1985 – 1998 гг. в Черном и Эгейском морях отмечено три цикла колебаний с периодом 3 – 4 года и размахом до 8 – 10 см. Причем в Черном море размах несколько больше, чем в Эгейском, при практически полном совпадении фаз.

Межгодовая изменчивость в Мраморном море выражена очень слабо, размах колебаний не превышает 2 – 3 см; наблюдается несовпадение фазы с Черным и Эгейским морями. За указанный период тренд составил +0,65 в Черном; +0,54 в Эгейском и +0,45 см/год в Мраморном море. С учетом ошибки определения тренда значения можно считать близкими, свидетельствующими об общей тенденции к повышению уровня в системе ЧМЭ.

Рассмотрим межгодовую изменчивость на основе альтиметрических данных за 1993 – 2000 гг. (рис. 2.24, б). Обращают на себя внимание очень схожие, практически синфазные колебания уровня в Черном и Мраморном морях, причем размах колебаний тоже довольно близок, в отличие от береговых данных. Коэффициент корреляции составляет более 0,9. Для пар: Черное – Эгейское и Эгейское – Мраморное он равен 0,3 и 0,4, соответственно.

Величины трендов для обоих видов данных практически не отличаются. Они составляют для этого периода 0,17; 0,13 и 0,12 для Черного, Мраморного и Эгейского моря, соответственно. В лучшей степени среднемесячные значения уровня по альтиметрическим данным согласуются с береговыми в Эгейском море (коэффициент корреляции 0,8); в Черном и Мраморном морях он составляет более 0,6.

Изменчивость уровня в системе ЧМЭ связана не только с обменом вод через проливы, но и с соотношением водного баланса для каждого бассейна в конкретный момент времени. Вместе с тем, бассейны находятся практически в одной климатической зоне и климатической области, поэтому сезонная изменчивость испарения, осадков и речного стока имеет качественно схожий характер.

Количественные оценки вклада испарения в изменчивость уровня показывают, что в среднем за год испарение уменьшает уровень в Черном и Мраморном морях на 95 и 100 см, соответственно, в Эгейском – на 150 см. Речной сток и осадки в Черном, Мраморном и Эгейском морях увеличивают уровень, соответственно, на 136, 109 и

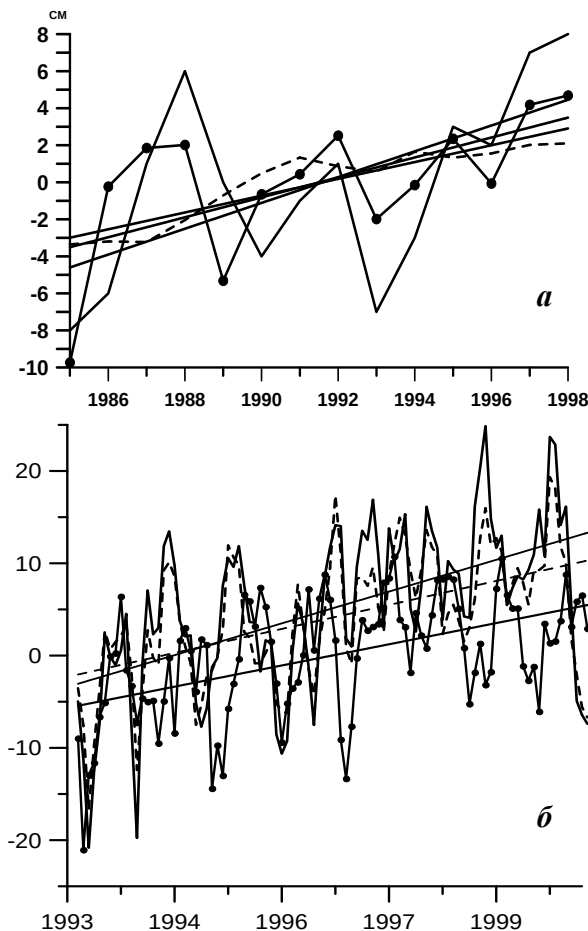


Рис. 2.24. Межгодовая изменчивость уровня в Черном (—), Мраморном (- - -), Эгейском (—●—●—) морях по береговым (а) и альтиметрическим (б) данным.

67 см [173 – 176]. Таким образом, среднегодовой баланс пресных вод в терминах приращения уровня составляет +41 см в Черном, +9 см в Мраморном и -83 см в Эгейском море.

Как отмечалось в предыдущем разделе, прямые измерения, проведенные в Босфоре, показали, что среднегодовой перепад уровня составляет 30 – 40 см, т.е. практически соответствует разнице баланса пресных вод в Черном и Мраморном морях. По данным трех турец-

ких станций было показано, что превышение уровня Черного моря над Эгейским составляет 55 см, причем наибольшая часть этой разности (30 см) приходится на пролив Босфор [177].

Для того чтобы связать изменчивость уровня в Босфоре с изменчивостью среднего уровня Черного и Мраморного морей мы использовали данные на станциях Анадолу-Кавак и Ортакой (соответственно, северная и южная часть пролива) за 1985 – 1987 гг.

При этом мы исходили из следующей гипотезы. Даже при различных высотных основах, в том случае, если колебания уровня на сезонном масштабе в Анадолу-Кавак отражают изменчивость уровня в Черном море, разница в значениях должна быть близка к постоянной. Такие же рассуждения можно применить и к станции Ортакой и Мраморному морю. Однако результаты оказались противоположными.

В Черном море такая гипотеза оказалась оправданной. В той или иной степени, разница в значениях уровня в Черном море была близка к постоянной (рис. 2.25). Причем, в наилучшем согласии были станции, наиболее близкие географически к Босфору, а не средний уровень. Наибольшие отклонения соответствовали месяцам, когда отмечалась наибольшая изменчивость перепада уровня в Босфоре, которая обычно наблюдается в период воздействия длительных и сильных юго-западных ветров [159, 167]. Разница же между станцией Эрдек (Мраморное море) и южной частью Босфора оказалась в более значительной степени изменчива, причем находилась, в первом приближении, в фазе с колебаниями в Эрдеке и противофазе с колебаниями в южной части Босфора, что и подтвердил расчет корреляционных связей. Вместе с тем, в отдельные моменты времени наблюдались совпадения по фазе. В наилучшей степени фаза колебаний в Эрдеке совпадает на ближайшей к Дарданеллам станции Александруполис в Эгейском море.

Отмеченные факты свидетельствуют: несмотря на то, что в системе ЧМЭ в целом наблюдаются близкие к синхронным изменения уровня, этот процесс, по-видимому, более сложен и ограничиваться при его изучении только данными прибрежных станций не стоит. Накопление альтиметрических данных и организация параллельных систематических наблюдений в проливах (которая по ряду причин проблематична) поможет однозначно ответить на многие вопросы.

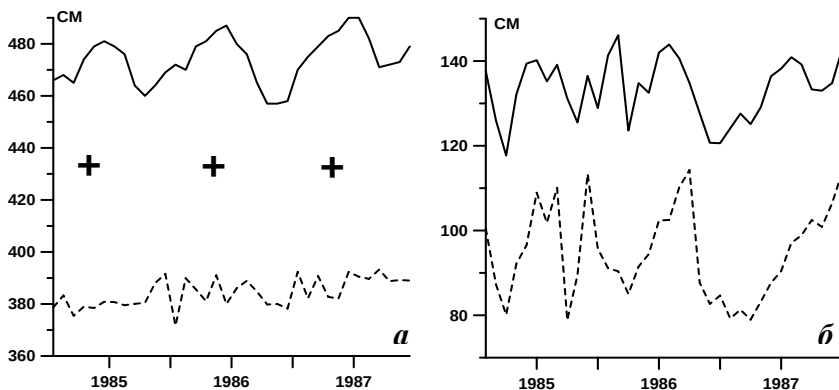


Рис. 2.25. Колебания уровня в Черном море (—) и разница с северной частью Босфора (---) (а); колебания уровня в Мраморном море (—) и разница с южной частью Босфора (---) (б). Крестиками обозначено время максимума речного стока в Черном море

2.11 Использование альтиметрических данных для изучения внутрисезонных и межгодовых колебаний уровня Черного моря

Применение альтиметров, установленных на ИСЗ *Seasat*, *Geosat*, *ERS-1, 2*, *TOPEX/Poseidon* и продолжающем его миссию *Jason-1*, которые начали функционировать в 90-х гг. прошлого столетия, произвело настоящий переворот в океанографии. Использование альтиметрических данных породило создание целых направлений исследований и волну публикаций. Эти данные используются в самых разных областях науки и практики, прежде всего, в моделях океанической циркуляции, при изучении планетарных волн типа Россби, в геодезических исследованиях и т.д.

Созданы и функционируют целый ряд *Internet*-сайтов, на которых представлены как исходные данные, так и результаты их обработки, такие как атласы карт уровня морской поверхности, результаты определения точной формы Земли (геоида) и др. Предназначенные, прежде всего, для изучения крупномасштабных процессов, происходящих в Мировом океане, альтиметрические данные могут применяться и для небольших бассейнов, таких как Черное море.

Применительно к изучению уровня Черного моря данные альтиметров использовались в [56, 178 – 183]. Следует иметь в виду, что

масштабы процессов, происходящих в Черном море, существенно меньше, чем в океане, поэтому на использование данных накладываются определенные ограничения. Например, особенности прохождения орбиты спутника ИСЗ *TOPEX/Poseidon* таково, что получаемые данные для Черного моря образуют на акватории сетку из 9 треков с расстоянием между ними около 250 км (рис. 2.26).

Сканирование поверхности моря на каждом треке проходит с пространственной дискретностью 7 км. Спутник оказывается в каждой точке (пикселе) на сетке приблизительно через 10 сут. Таким образом, в каждой точке можно сформировать временной ряд изменений уровенной поверхности с дискретностью 10 сут.

Альтиметрические измерения имеют много источников погрешности, связанных с инструментальными ошибками, различными возмущениями среды (эффектом, связанным с различной степенью увлаженности атмосферы, влиянием ионосферы и др.). Свой вклад вносит влияние волнения (состояние наклона моря) и прилива (океанский, земной и полусной приливы), а также эффект обратного барометра. Модифицированная версия программного обеспечения позволила лучше рассчитать орбитальные ошибки, учесть тропосферные ошибки и эффект обратного барометра. Это обеспечило точность порядка 2 см и получение однородного набора данных. Наибольшая точность определения уровенной поверхности соответ-

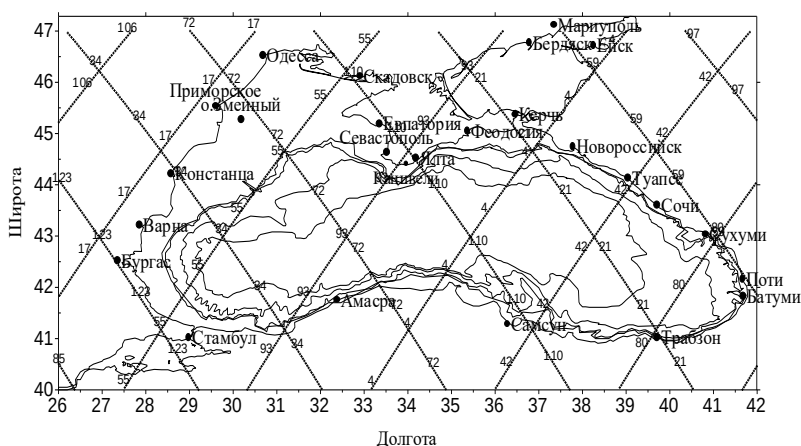


Рис. 2.26. Схема расположения треков альтиметров *TOPEX/Poseidon* для района Черного моря

ствуется узловым точкам, т.е. точкам пересечения треков. Экстраполирование распределения уровня моря на пространство искажает реально существующее, причем тем больше, чем больше расстояние от узловой точки. Для восстановления временной изменчивости — это не столь существенно, поскольку можно выбрать любую из узловых точек или конкретный пиксел на треке, характеризующих определенный район моря.

Следует иметь в виду, что исходные данные представляют собой, как правило, не абсолютную высоту, а аномалию, т.е. отклонение от среднего уровня всего Мирового океана, которое рассчитывается с применением различных методик. Аномалии рассчитываются как для всего ряда наблюдений, так и для отдельных лет или сезонов, в зависимости от задач, стоящих перед конкретным исследованием. Детали процедур обработки данных, важных для исследователей, поставляются центрами получения информации вместе с самими данными. Часто применяются совокупности данных с нескольких спутников, что позволяет улучшить пространственное и временное разрешение. Для лучшей сравнимости с береговыми постами нами привлекались альтиметрические данные, в которых не был исключен эффект обратного барометра.

В качестве исходных использовались данные *TOPEX/Poseidon* за 6 лет (с октября 1992 по декабрь 1998 гг.) и данные постов наблюдений за уровнем моря в Севастополе, Ялте, Туапсе и Констанце. Как было показано выше, посты Севастополь и Ялта в наилучшей степени отражают средние колебания уровня Черного моря вследствие их географического положения в центральной части моря.

Все данные были приведены к среднемесячным значениям, рассчитаны отклонения от среднего по всему ряду и нормированы на его максимум. Кроме реального среднемесячного ряда колебаний уровня в Севастополе, был сформирован среднемесячный ряд из среднесуточных данных уровня в Севастополе, выбранных по датам измерений альтиметром, чтобы проверить репрезентативность такой выборки. Отметим, что результат положительный, так как коэффициент корреляции между выборками: «уровень среднемесячный по датам альтиметра в Севастополе» и «реальный среднемесячный уровень в Севастополе» равен 0,98. Соответственно, для пар «уровень среднемесячный (альтиметр)» – «среднемесячный в Севастополе» коэффициент корреляции равен 0,84 или 0,87, если для Севастополя взять среднемесячный уровень по датам альтиметра. Для остальных

выборок: «уровень среднемесячный (альтиметр)» – «среднемесячный в Ялте»; «уровень среднемесячный (альтиметр)» – «среднемесячный в Туапсе» коэффициент корреляции равен, соответственно, 0,83 и 0,75 (табл. 2.9).

Таблица 2.9. Коэффициенты корреляций уровня моря между постами наблюдений и данными альтиметра

Посты наблюдений	Средний уровень моря по данным альтиметра	Уровень моря по данным альтиметра, осредненный по прибрежной части ближайшего к посту трека
Севастополь	0,84	0,93
Ялта	0,83	0,92
Туапсе	0,75	0,77

Учитывая тот факт, что между Ялтой и Севастополем за этот период коэффициент корреляции составляет 0,99, а между Севастополем и Туапсе 0,89, очевидно, что альтиметрические данные в большей степени передают особенности колебаний уровня Черного моря в целом по сравнению с береговыми станциями.

Сравним теперь прибрежные данные альтиметра по каждому треку, проходящему вблизи берегового поста наблюдений уровня. Для этого данные выбирались в районе, соответствующем изобате 100 – 200 м, осреднялись по 4 пикселям трека (28 км), чтобы отфильтровать мелкомасштабные возмущения уровня; далее применялась такая же процедура нормировки, что и ранее.

Вначале сравним данные альтиметра на ближайшем к Севастополю и Ялте треке (№ 93). Несмотря на то, что сравнение проводилось для пикселей, расположенных в шельфовой зоне, где искажения данных наибольшие (шельфовые районы имеют динамику, отличную от динамики глубоководной зоны, что может изменять наклон водной поверхности), соответствие данных хорошее. Полученные ряды для Севастополя представлены на рис. 2.27, из которого видно, что качественно ряды подобны. Расчет коэффициентов корреляции для пар кривых показал, что для пары «среднемесячный альтиметрический уровень (трек № 93)» – «реальный среднемесячный в Севастополе» он составляет 0,93, а для пары «альтиметрический среднемесячный уровень» – «среднемесячный уровень в Севастополе по датам альтиметра» 0,94, т.е. разница фактически невелика. Также высок

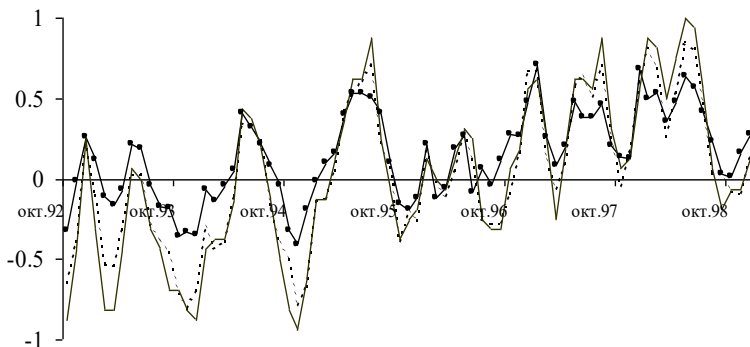


Рис. 2.27. Ход среднемесячных значений уровня моря в Севастополе (сплошная линия); по данным альтиметра (трек 93) (сплошная линия с точкой); осредненные по датам альтиметра (пунктирная линия)

уровень корреляции между альтиметрическими данными (трек № 93) и среднемесячным уровнем в Ялте (0,92). Для Туапсе и прибрежных данных трека № 42 эта величина ниже и составляет 0,77 (табл. 2.9).

Сравнение колебаний среднего уровня моря по альтиметрическим данным, полученным осреднением по всем трекам, с конкретными береговыми станциями показало, что для всех станций отмечается уменьшение коэффициента корреляции по сравнению с локальными данными треков. Проведенные оценки показывают: качественно колебания уровня Черного моря по данным на береговых станциях и данным альтиметра в прибрежной зоне для соответствующих треков совпадают достаточно хорошо.

Теперь сравним абсолютные величины изменений уровня по данным альтиметра и береговых станций. Для этого восстановим средний сезонный ход уровня за 1993 – 1998 гг. на наиболее характерных береговых станциях, расположенных в западной (Констанца), центральной (Севастополь) и восточной (Туапсе) частях моря, и по данным ИСЗ *TOPEX/Poseidon* (средние по всем трекам значения) (рис. 2.28).

Заметно, что на береговых станциях максимум уровня (связанный с максимумом стока рек) смещается от мая до июня, причем, если в Констанце он выражен наиболее ярко, то в центральной и особенно в восточной части более «размазан», что выше уже отмечалось. Мак-

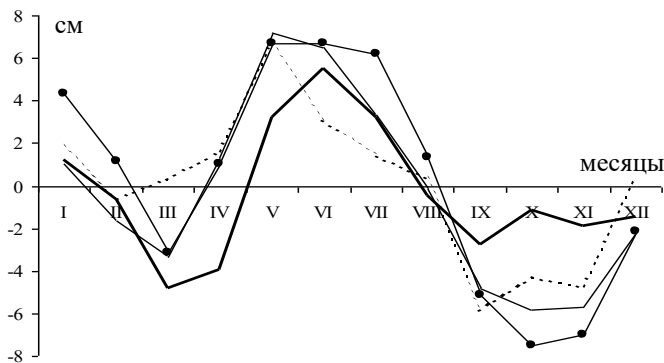


Рис. 2.28. Средний сезонный ход уровня в Севастополе (сплошная линия), Туапсе (сплошная линия с точкой), Констанце (пунктирная линия); TOPEX/ Poseidon (жирная сплошная) в отклонениях от среднего (см)

симум же среднего по всем трекам уровня выделяется в июне, что совпадает с максимумом уровня моря как интеграла от полного водного баланса Черного моря. По нашим оценкам эта величина достигает пика 13,8 см в июне по средним данным за период 1993 – 1998 гг. (без учета водообмена через проливы).

Как аналитически показано в [184], отклик уровня моря на стационарный речной сток проявляется в виде бароклинной краевой волны, локализованной возле берега и движущейся циклонически со скоростью 2,5 м/с, то есть фронт волны обегает Черное море примерно за 10 сут. Для баротропной компоненты скорость фронта волны 140 м/с; волна пробегает бассейн за время ~ 2 ч. Изменение объема верхнего слоя за счет баротропной и бароклинной компонент уровня в единицу времени в точности равно расходу поступающей воды.

Для TOPEX/Poseidon временная дискретность составляет ~ 10 дней; возможно, поэтому максимумы среднего уровня по данным альтиметра и интеграла от полного водного баланса совпадают. По осредненным данным за период 1993 – 1998 гг. это происходит в июне. В прибрежной зоне при расстоянии от берега меньше радиуса деформации Россби (~ 25 км для Черного моря) описанный выше эффект на порядок слабее. Следовательно, на сезонный ход уровня на постах в большей мере сказывается расстояние от устья рек (в ос-

новном Дуная и Днепра), поскольку необходимо время для распространения речных вод и приспособления к ним уровня.

Минимальные значения уровня на береговых станциях отмечаются в марте и в осенние месяцы, что, в общем, соответствует альтиметрическим данным. Обращает на себя внимание несовпадение абсолютных значений размаха уровня в годовом цикле и существенные различия в абсолютных значениях в осенние месяцы.

Так, по данным береговых станций размах колебания годового цикла составляет 13 – 15 см, а по данным альтиметра 10 см. Характерно, что весной наибольшие отличия присущи западному району моря, осенью – восточному. Трудно объяснимы отличия в абсолютных изменениях уровня в осенние месяцы, поскольку в этот период шторма являются постоянным фактором, приводящим к повышению уровня на береговых станциях. В реальности же на береговых станциях фиксируется уровень меньший, чем средний уровень моря в целом по альтиметрическим данным. Возможно, это связано с различной реакцией уровня на атмосферное воздействие для прибрежной и глубоководной зоны моря. Как нами было показано выше, в прибрежной зоне значительный вклад в дисперсию уровня вносит ветровое воздействие. Кроме того, отклик уровня моря на изменчивость атмосферного давления существенно отличается от обратного барометра, по крайней мере, на временных масштабах менее 50 сут.

На рис. 2.29 представлена разница в абсолютных значениях уровня для береговых станций и среднего уровня моря, полученного осреднением данных альтиметра по всем трекам. На всех кривых довольно четко выделяется общая закономерность – превышение уровня на береговых станциях по сравнению со средним уровнем Черного моря в весенние месяцы и противоположная закономерность в осенние. Причем, разница эта составляет примерно одну и ту же величину $\sim 4 - 5$ см, а разность фаз максимума сдвигается от марта (Констанца) до мая (Туапсе), то есть по мере удаления от северо-западной части моря, которая дает более 90 % вклада в суммарный речной сток. Такая же закономерность характерна для разницы в значениях береговых станций и близлежащих к ним треков. Эта величина совпадает с оценкой амплитуды годовой гармоника солёности составляющей стериического уровня моря (~ 5 см). В прибрежных районах максимум наступает весной, что связано со стоком рек, в центральной части моря – в августе, в период меньшей интенсивности циклонической циркуляции.

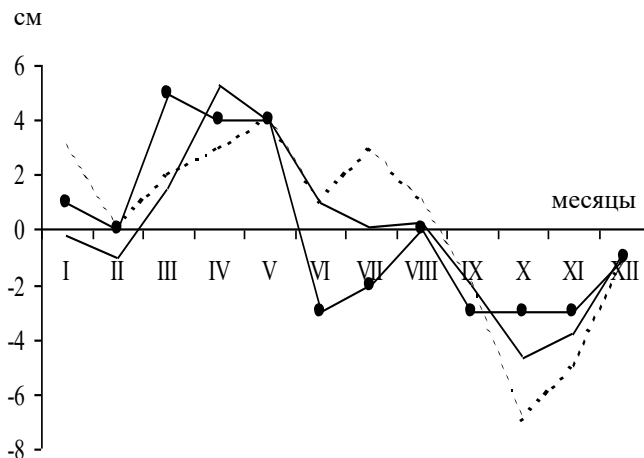


Рис. 2.29. Средний сезонный ход разницы в уровне между Севастополем (сплошная линия), Туапсе (пунктир), Констанца (сплошная с точкой) и средним уровнем моря по TOPEX/Poseidon

На рис. 2.29 видно, что летом в центральной части моря (Севастополь) разница практически нулевая, в восточной же части (Туапсе) отмечается превышение уровня над средним, в западной (Констанца) – наоборот. Это лишний раз подтверждает правильность выбора Севастополя как реперного поста для сравнения альтиметрических и береговых данных.

Определение трендов для среднего уровня моря по альтиметрическим данным и уровнем в Севастополе показало, что в целом соответствие удовлетворительное (рис. 2.30).

Угловой коэффициент тренда за 1992 – 1998 гг. для Севастополя составил 0,22 и 0,18 см/мес для среднего по альтиметрическим данным. При этом следует иметь в виду, что в качестве среднего уровня по альтиметру, от которого рассчитывались аномалии, было принято значение среднего уровня за 1992 – 1995 гг., что должно занижать значения угловых коэффициентов трендов. В [183] для этого же периода для Средиземного и Черного морей были рассчитаны средние по всем трекам величины тренда. Для первого они составили +0,7 ($\pm 0,15$) см/год, для второго +2,7 ($\pm 0,25$) см/год, что практически соответствует нашим данным в пересчете на год. Здесь же показано,

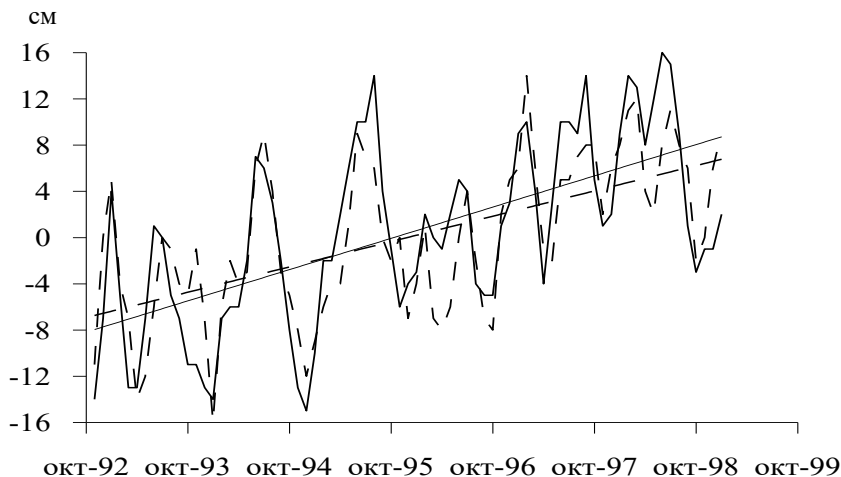


Рис. 2.30. Среднемесячные колебания уровня моря в Севастополе (сплошная линия) и среднего уровня Черного моря по данным TOPEX/Poseidon альтиметра (пунктир) в отклонениях от среднего за 1992 – 1998 гг.; линейный тренд (прямые линии)

что в отличие от Средиземного моря, в Черном величины трендов распределены по морю практически равномерно. Некоторую часть тренда уровня в этот период авторы относят на счет стерического эффекта (повышение температуры верхнего слоя Черного моря), что, впрочем, не подтверждается данными береговых станций.

Дальнейшее совершенствование альтиметров, увеличение пространственно-временного разрешения данных и методик их обработки несомненно даст в руки исследователей новый мощный инструмент в познании закономерностей изменчивости уровня в Мировом океане и его отдельных бассейнах.

Литература к главе 2

1. Бадюков Д.Д. Изменения уровня на советских побережьях Белого, Балтийского и Черного морей за последние 15000 лет // Океанология.– 1979.– 19 (2).– С. 280-287.
2. Щербаков Ф.А. Колебания уровня Черного моря и их связь с трансгрессиями и регрессиями океана в плейстоцене // Измерения уровня моря.– М., 1982.– С. 189-194.
3. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия.– М.: Наука, 1978.– 163 с.
4. Островский А.Б., Измайлов Я.П. и др. Новые данные о палеогидрологическом режиме Черного моря в верхнем плейстоцене и голоцене // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР.– М.: Наука, 1977.
5. Невесский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря.– М.: Наука, 1967.
6. Федоров П.В. О колебаниях уровня Черного моря в послеледниковое время // Докл. АН СССР.– 1957.– т. 116, № 3.
7. Федоров П.В. О колебаниях уровня Черного моря в послеледниковый период // Доклады АН СССР.– 1959.– т. 124.– С. 1127-1129.
8. Федоров П.В., Скиба А.Р. Колебания уровней Черного, Каспийского морей в голоцене // Изв. АН СССР. Сер. Географическая.– 1960.– № 4.– С. 24-34.
9. Балабанов И.П., Измаилов Я.А. Изменение уровня и гидрохимического режима Черного и Азовского морей за последние 20000 лет // Водные ресурсы.– 1988.– № 6.– С. 54-62.
10. Hay B.J., Arthur M.A., Dean W.E., et al. Sediment deposition in the Late Holocene abyssal Black sea with climatic and chronological implications // Deep-Sea Res.– 1991.– V.38, Suppl. 2.– P. S1211-1235.
11. Иванов Г.И., Шмуратко В.И. Об особенностях колебаний уровня Черного моря в послеледниковое время // Водные ресурсы.– 1982.– № 3.– С. 139-146.
12. Palushka A., Degens A. Климатические и тектонические черты, контролировавшие развитие области Черного моря в четвертичное время // Geologische Rundschau.– 1979.– 68, № 1.– P. 294-301.
13. Wladyslaw K. Holocene changes in level of Black Sea, observed south of Neseber (Southeastern Bulgaria) // Przegl. Geogr.– 1970.– 42 (3).– P. 517-527.

14. *Серебряный Л.Р.* Колебания уровня Черного моря в послеледниковое время и их сопоставление с историей оледенения высокогорного Кавказа // Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет.– М.: Наука, 1982.– С. 161-168.
15. *Авенариус И.Г.* Палеоклимат, водный баланс и уровни Черного и Каспийского морей в позднем плейстоцене и голоцене // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей.– 1979.– С. 106-111.
16. *Есин Н.В.* Корреляция уровней Черного и Средиземного морей в плейстоцене // Водные ресурсы.– 1987.– № 14 (2).– С. 150-154.
17. *Куприн П.Н., Сорокин В.М.* Отражение в разрезе четвертичных осадков изменений уровня Черного моря // Измерения уровня моря.– М., 1982.– С. 221-226.
18. *Леонов Ю.В.* Характеристика состава и свойств осадков типичных обстановок осадконакопления северо-западного шельфа Черного моря в связи с изменением уровня в голоцене // Измерения уровня моря.– М., 1982.– С. 238-252.
19. *Островский А.Б.* Регрессивные уровни Черного и моря и связь их с переуглублением речных долин Кавказского побережья // Изв. АН СССР. Серия географическая.– 1967.– № 1.– С. 30-39.
20. *Палатная Н.Н.* Влияние колебаний уровня Черного моря на формирование донных осадков в лиманах Северного Причерноморья // Измерения уровня моря.– М., 1982.– С. 279-285.
21. *Федоров П.В.* Послеледниковая трансгрессия Черного моря и проблема изменений уровня океана за последние 15000 лет // Колебания уровня морей и океанов за последние 15000 лет.– М.: Наука, 1982.– С. 151-156.
22. *Федоров П.В.* К проблеме колебаний уровня Черного моря в плейстоцене // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов.– М., 1985.– С. 131-136.
23. *Церетели Д.В.* Связь колебания уровня Черного моря с ледниковым и межледниковыми эпохами четвертичного периода // Сообщ. АН Груз.ССР.– 1962.– т. 38, № 6.– С. 673-678.
24. *Церетели Д.В.* Колебания уровня Черного моря в послеледниковое время // Сообщ. АН Груз.ССР.– 1965.– 39, № 2.– С. 337-341.
25. *Чепалыга А.Л., Садчикова Т.А.* Колебания уровня Черного моря в плиоцене // Измерения уровня моря.– М., 1982.– С. 175-188.

26. *Шмуратко В.Ю., Иванов Г.Ю.* Колебания уровня Мирового океана и Черного моря в голоцене // Матер. научн. конф. молод. ученых, геолог-географ. фак. Одесск. универ.– 1980.– С. 58-65.
27. *Щербаков Ф.А.* Отражение изменений уровня моря в разрезах позднечетвертичных морских отложений // Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет.– М.: Наука, 1982.– С. 112-120.
28. *Гожик П.Ф.* Изменения климата и уровенный режим Черного моря в прошлом, настоящем и будущем // Геологические проблемы Черного моря.– Киев, 2001.– С. 231-227.
29. *Благоволин Н.С., Щеглов А.Н.* Колебания уровня Черного моря в историческое время по данным археолого-геоморфологических исследований в юго-западном Крыму // Изв. АН СССР, Сер. Географическая.– 1968.– № 2.– С. 49-58.
30. *Беренбейм Д.Я.* Керченский пролив во времена Страбона в свете новейших данных об изменении уровня Черного моря // Сов. Археология.– 1959.– № 4.– С. 42-52.
31. *Бруяко И.В., Карпов В.А.* Древняя география и колебания уровня моря (на примере северо-западной части Черноморского бассейна в античную эпоху) // Вестник древней истории.– 1992.– № 2.– С. 87-97.
32. *Золотарев М.И.* Портовые сооружения Херсонеса Таврического в Карантинной бухте // Херсонесский сборник.– 2004.– вып. XIII.– С. 55-66.
33. *Зенкович В.П.* Берега Черного и Азовского морей.– М.: Географгиз, 1958.– 86 с.
34. *Bani A.C.* Preuves historiques sur les oscillations du niveau de la mer noire pendant les ages derniers millenaires (Исторические доказательства колебания уровня Черного моря в течение последних тысячелетий) // Rapp. Pr.-Verb. Reun. C. I. E. S. M. M.– 1969.– 19 (4).– Р. 617-618.
35. *Варущенко С.И.* Анализ позднелейстоценовой и голоценовой истории развития природной среды северо-западного шельфа Черного моря // Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии.– М., 1975.– С. 50-62.
36. *Каплин П.А., Селиванов А.О.* Изменение уровня моря и развитие берегов.– М.: ГЕОС, 1999.– 300 с.
37. *Благоволин Н.С.* Голоценовая история Черноморского бассейна // Комплексное исследование Черноморской впадины.– М., 1976.– С. 48-53.

38. *Ballard R.D., Hiebert F., and al.* Deepwater Archeology of the Black sea // *American Journal of Archeology*.– 2001.– 105.– P. 607–623.
39. *Димитров П.С., Димитрова Д.П., Солаков Д.П., Пейчев В.Д.* Новейшая геологическая история Черного моря и проблема потопа // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*.– 2005.– № 1.– С. 102-111.
40. *Dimitrov P.* The Black sea-a Clue to the Secrete of World Flood // *Трудове на института по океанология*.– 2003.– том 4.– С. 52-57.
41. *Подпругина Т.М.* К вопросу об изменчивости средних уровней в Черном море // *Лаб. южн. морей Гос. океаногр. ин-та: сб. работ*.– 1972.– вып. 9.– С. 3-10.
42. *Фомичева Л.А.* Сезонный и годовой ход уровня Черного моря // *Тр. Гос. океаногр. ин-та*.– 1986.– № 168.– С. 19-26.
43. *Беренбейм Д.Я.* Многолетние колебания уровня Черного моря и речной сток // *Метеорология и гидрология*.– 1959.– № 1.– С. 41-44.
44. *Беренбейм Д.Я.* Водный баланс и колебания среднегодового уровня Черного моря // *Гидрофизические и гидрохимические исследования в Черном море*.– М., 1967.– С. 42-45.
45. *Богданова А.К.* Многолетние колебания уровня моря и величина материкового стока, как факторы, определяющие изменения гидрологического режима Черного моря // *Тр. Севастопольск.биол. ст. АН СССР*.– 1960.– т. 13.– С. 386-393.
46. *Фомичева Л.А.* Многолетние колебания среднего уровня Черного моря // *Тр. Гос. океаногр. ин-та*.– 1986.– № 176.– С. 25-30.
47. *Лаппо С.С., Рева Ю.А.* Сравнительный анализ долгопериодной изменчивости уровней Черного и Каспийских морей // *Метеорология и гидрология*.– 1997.– № 12.– С. 63-75.
48. *Горячкин Ю.Н., Иванов В.А.* Современные изменения уровня Черного моря // *Водные ресурсы*.– 1996.– 23, № 2.– С. 246-248.
49. *Горячкин Ю.Н., Иванов В.А.* Межгодовая изменчивость уровня в северо-западной части Черного моря // *Исследования шельфовой зоны Азово-Черноморского бассейна*.– Севастополь: МГИ НАНУ, 1995.– С. 18-21.
50. *Горячкин Ю.Н., Иванов В.А., Степанянц Ю.А.* Колебания уровня в северной части побережья Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*.– 1998.– № 2.– С. 23-29.

51. *Рева Ю.А.* Межгодовые колебания уровня Черного моря // Океанология.– 1997.– 37, № 2.– С. 211–219
52. *Tsimplis M.N., Spencer N.E.* Collection and analysis of monthly mean sea level data in the Mediterranean and the Black Sea // J. Coast. Res.– 1997.– 13, № 2.– P. 534–544.
53. *Emery K.O., Aubrey D.G.* Sea levels, land levels and tide gauge // N.Y. Springer-Verlag, 1992.– 237 p.
54. *Баяндин В.О., Трапезников Ю.А.* Моделирование климатической изменчивости уровня океана // Метеорология и гидрология.– 1993.– № 12.– С. 48–53.
55. *Bondar C.* Trends in the evolution of the mean Black Sea level // Метеорол. и гидрол. (Румыния).– 1989.– 19, № 2.– С. 23–28.
56. *Stanev E.V., Peneva E.L.* Regional sea level response to global climatic change: Black Sea examples // Global and Planetary Changes– 2002.– 32.– P. 33–47.
57. *Tsimplis M.N., Josey S.A., Rixen M., Stanev E.V.* On the forcing of sea level in the Black sea // J. Geophys. Res.– 2004.– Vol.109.
58. *Сизов А.А., Белокопытов В.Н.* Особенности гидрометеорологических и гидрологических полей Черного моря в фазу спада 11-летнего цикла солнечной активности // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– вып. 10.– Севастополь, 2004.– С. 109–118.
59. *Врангель Ф.Ф.* О физических исследованиях Черного и Азовского морей // Морской сборник.– 1875.– № 1.
60. *Врангель Ф.Ф.* О колебаниях уровня Черного моря // Речи проток. VI съезда русск. естеств. и врачей в СПб в 1879.– отд. 1.– СПб, 1880.
61. *Гнусин А.* О причинах ежегодного колебания уровня воды в Черном и Азовском море // Морской сборник.– 1895.– неоф.отдел, кн. № 4.– С. 161–202.
62. *Bruckner E.* Die Schwanrungen des Wasserstandes Schwarzen Meer und ihre Ursachen // Meteorolog. Zeitschr.– 1888.– III.– S. 297.
63. *Зюмбюлева Е.* Върху сезонните колебания на морското ниво по Българското крайбрежие (о сезонных колебаниях уровня моря у болгарского побережья) // Океанология (НРБ).– 1977.– № 2.– С. 43–50.
64. *Зюмбюлева Е.* За влиянието на речния отток върху сезонните колебания на морското ниво по Българското крайбрежие //

- Хидрол. и метеорол.– 1973.– т. 22, № 3.– С. 73-79.
65. *Рочев Б.* Колебания на нивета пред Бургас и Варна // Изв. Цент. Лаборат. Геодез. Болг. АН.– 1959.– 2.– С. 163-172.
66. *Trufas V. Vlad Dan* Regimul Marii Negre pe litoralul romanese (Режим уровней Черного моря у Румынского побережья) // *Hi-drotenn., gospod apelor meteorol.*– 1969.– 14, № 12.– Р. 642-648.
67. *Фомичева Л.А.* Сезонный и годовой ход уровня Черного моря // *Тр. Гос. океаногр. ин-та.*– 1986.– № 168.– С. 19-26.
68. *Ozsoy E., Goryachkin Y., Sur H., Latif M.* Sea level variations in the Black Sea // *Sensitivity of North sea, Baltic sea and Black sea to antropogenic and climatic changes, NATO advanced research school.*– 1996.– Р. 34-37.
69. *Malciu V., Diaconu V.* Long-term trend of the sea level at the Romanian littoral // *In Proc. MedGLOSS Workshop and Coordination Meeting for the Pilot Monitoring Network System of Systematic Sea Level Measurements in Mediterranean and Black Seas.*– Haifa, 2000.– Р. 27-34.
70. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 4. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. А.И. Симонова, Э.Н. Альмана.*– СПб: Гидрометеиздат, 1991.– 430 с.
71. *Клоссовский А.В.* Колебания уровня и температуры вод в береговой полосе Черного моря.– Одесса: Экономич. типогр., 1890.– 37 с.
72. *Книпович Н.М.* Гидрологические исследования в Черном море // *Труды АзЧерпромэкспедиции.*– 1932.– Вып. 10.– С. 32-38.
73. *Никитин В., Скворцов Е.* Непериодические изменения гидрологических элементов и состава планктона у южных берегов Крыма. // *Записки Крымского общества естествоиспытателей.*– 1926.– С 7-15.
74. *Богданова А.К.* Сгонно-нагонная циркуляция и её роль в обогащении питательными веществами поверхностных вод Черного моря // *Тр. Севастопольск.биол. ст. АН СССР.*– 1959.– т. 11.
75. *Богданова А.К.* Сгонно-нагонные течения в прибрежной полосе у приглубого относительно прямолинейного берега // *Тр. СБС.*– 1959.– т. 12.– С. 421-455.
76. *Богданова А.К., Кропачев Л.Н.* Сгонно-нагонная циркуляция и её роль в гидрологическом режиме Черного моря // *Метеорол. и гидрол.*– 1959.– № 4.– С. 26-34.

77. *Богданова А.К.* Сгонно-нагонная циркуляция и термический режим Черного моря // Тр. Севастопольск.биол. ст. АН СССР.– 1959.– т. 11.
78. *Мънгов Г.* Определяне на максималните морски нива по българското крайбрежие // Хидрол. и метеорол.– 1980.– 29, № 6.– С. 13-22.
79. *Мънгов Г.* Върху формирането на непериодичните колебания на морското ниво по Българското крайбрежие // Хидрол. и метеорол.– 1981.– 30, № 3.– С. 39-50.
80. *Мънгов Г.* Изследване колебанията на морското ниво по Българското крайбрежие в средномашабен честотен диапазон // Хидрол. и метеорол.– 1981.– 30, № 2.– С. 20-32.
81. *Мънгов Г.* Приложение на многомерния анализ при прогнозиране на штормовите нагони // Гидрология и метеорология.– № 31 (2).– София, 1982.– С. 48-55.
82. *Мънгов Г.* Върху численното моделиране на штормови нагони по Болгарското крайбрежие // Гидрология и метеорология (НРБ).– 32 (1).– София, 1983.– С. 19-25.
83. *Мънгов Г.* Результаты численного моделирования штормовых нагонов вдоль Болгарского побережья // Труды ГОИИ.– 1988.– № 189.– М.: Гидрометеиздат.– С. 124-137.
84. *Мънгов Г.* Структура и роль метеорологических факторов в формировании непериодических колебаний уровня Черного моря вдоль болгарского побережья // Тр. Гос. океаногр. ин-та.– 1988.– № 189.– С. 95-113.
85. *Костичкова Д.Р., Кирюхин И.Г.* Структура и статистические характеристики колебаний уровня в открытой бухте западного побережья Черного моря // Исследования по динамике вод и гидрхимии Черного моря.– 1978.– С. 300-308.
86. *Кръстева Е.* По въпроса за непериодичните колебания на морското ниво около българския бряг // Годишн. Софийск.ун-т. Геол.-геогр.фак.– 1968/1969 (1971).– т. 63, № 2.– С. 65-83.
87. *Тодоров Л.С.* Изследване влиянието на атмосферното налягане и вятъра върху нивото на водата на Черно море в районите на Варна и Бургас // Геод., картогр., землеустр.– 1985.– 25, № 6.– С. 18-19.
88. *Иванов В.А., Ястреб В.П.* О колебаниях уровня Черного моря // Водные ресурсы.– 1989.– С. 97-104.

89. *Каспийское море. Гидрология и гидрохимия.*– М.: Наука, 1986.– 261 с.
90. *Penzar B., Orlic M., Penzar J.* Sea-level changes in the Adriatic as a consequence of some wave occurrences in the atmosphere // *Thalassia Jugoslavia.*– 1980.– V. 16, № 1.– P. 51-77.
91. *Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др.* Изменчивость гидрофизических полей Черного моря.– Л.: Гидрометеиздат, 1984.– 239 с.
92. *Yuce H.* Analysis of the water level variations in the eastern Black sea // *Journal of Coastal Research.*– 1993.– 9, № 4.– P. 1075-1082.
93. *Толмазин Д.М.* Сгонные явления в северо-западной части Черного моря // *Океанология.*– 1963.– т. 3, № 5.– С. 848-852.
94. *Фомичева Л.А.* Сгоны, нагоны, суточные колебания уровня и сейши Черного моря // *Тр. Гос. океаногр. ин-та.*– 1975.– вып. 125.– С. 48-58.
95. *Горячкин Ю.Н., Репетин Л.Н., Фомичева Л.А.* Особенности изменчивости уровня моря в прибрежной зоне юго-западной части Крыма // *Труды УкрНИГМИ.*– вып. 249.– Киев, 2001.– С. 236-245.
96. *Рыбак Б.Х.* Применение трехмерной модели к расчетам штормовых нагонов на Черном море // *Тр. Гидрометеорол. науч.-исслед. Центра СССР.*– 1975.– вып. 119.– С. 9-17.
97. *Герман В.Х., Рыбак Б.Х., Филиппов Ю.Г.* Рекомендации по расчету режимно-статистических характеристик непериодических колебаний уровня в шельфовой зоне Черного моря.– М.: Гидрометеиздат, 1979.– 27 с.
98. *Иванов В.А., Коновалов А.В., Манилюк Ю.В., Черкесов Л.В.* Математическое моделирование сгонно-нагонных колебаний в Черном море // *Метеорология и гидрология.*– 1999.– № 11.– С. 56-63.
99. *Скворцов Е.* Исключительные по величине колебания уровня в Севастопольской бухте и буря на Черном море 21-25 сентября 1916 года // *Записки по гидрографии.*– 1918.– Т. XII, вып. 7.– С. 799-805.
100. *Райнов Р.* Необычный отлив на Черном море // *Естествознание и география.*– год 5, кн. 7, 8.– София, 1921.– С. 302-306.
101. *Жданов А.М., Кузьминская Г.Г., Логинов В.Н.* Необычный шторм на Черном море // *Океанология.*– 1968.– Т. 8, № 4.– С. 760-764.

102. Ангелов Б. Необикновенното спадане водната повърхнина на Черно море // Природа.– год XXII, кн. 4, 5: февр., мартъ.– София, 1922.– С. 74.
103. Белберов З.К., Захариев В.И., Крылов Ю.М. и др. Анализ на катастрофалния изорм през февруари 1979 пред Българското Черноморско крайбрежие // Океанология (НРБ).– 1982.– № 9.– С. 3-12.
104. Kassner C. Ungewöhnliche Ebbe im Schwarzen Meer // Ann. d. Hydr. u. Mar. Met.– 1921.– S. 408.
105. Mantu S. Secular Black Sea level change before the 4 March 1977 earthquake in Romania. EOS // Trans. Am. Geophys. Union.– 63 (51).– P. 1258.
106. Bondar C., Podani M. Furtuna marina din februarie 1979 si efectele el asupra litoralului romanesc // Hidrotechnica (RSR).– 1979.– vol. 24, № 9.– P. 210-212.
107. Костичкова Д.Р., Белберов З.К. Анализ на максималните водни нива по Българското черноморско крайбрежие // Океанология (НРБ).– 1985.– № 14.– С. 3-8.
108. Костичкова Д.Р., Белберов З.К., Трифонова Е.В., Грудева Д.И. Максимальни морски нива в Бургаския залив // Трудове на Института по океанология.– 2001.– т. 3.– С. 3-12.
109. Trifonova E., Demireva D. An investigation of sea level fluctuations in Varna and Burgas // Трудове на Института по океанология.– 2003.– т. 4.– С. 3-9.
110. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Пространственно-временное распределение экстремальных значений уровня в Черном море // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь, 2000.– С. 72-79.
111. Гутников В.Н. Згінно-нагінні явища в північно-західному районі Чорного моря // Праці Одеськ.гідрометеорол. ін-ту.– 1963.– вип. 29.– С. 53-68.
112. Малиновский Н.В. Колебания уровня в Потийском порту // Записки по гидрографии.– 1923.– т. 47.– С. 163-196.
113. Курчатов И.В. Сейши в Черном и Азовском морях // Изв. Центр. Гидромет. Бюро.– 1925.– вып. 4.– С. 149-158.
114. Курчатов И.В. Опыт применения гармонического анализа к исследованию приливов Черного моря // Бюлл. Феодос. гидромет. ст. Черн. и Азовск. Морей.– 1924.– № 28.

115. *Thorade H.* Seiches im Schwarzen und Asowschen Meer // Ann. Hydrogr. marit Meteorol.– 1925.– 53 (10).
116. *Thorade H.* Untereuchungen uber die Seiches im Schwarzen Meer (Bericht uber die neuen russ.) // Ann. Hydr. Mar. Met.– 1925.– S. 338.
117. *Marinescu A., Sclarin O.* Les variations periodignes du niveau de la Mer Noire a longstanga // Trans. Museum histoire nature Gr. Antipa.– 1968.– № 1.– P. 531-535.
118. *Endros A.* Die Seiches des Schwarzen und Azowschen meers und die dortigen Hubhohen der Gezeiten // Ann. Hyd. Mar.Met.– 1932.– Bd. 60, Ht. 11.– S. 442-453.
119. *Defant A.* Die Seiches des Schwarzen Meers // Ann. Hyd. Mar.Met.– 1933.–Bd. 61, Ht. 3.– S. 56-58.
120. *Engel M.* Hydrodynamish-numerishe Ermittlung von bewegungsvorgängen imSchwarzen Meer // Mitt. Gnst. Meersk. Univ.– № 22.– Hamburg, 1974.– S. 72.
121. *Баклановская В.Ф., Блатов А.С., Кондрин А.Т., Чечель И.И.* Результаты численного моделирования поверхностных и внутренних сейшевых колебаний в Черном море // Метеорология и гидрология.–1986.– № 6.– С. 74-81.
122. *Иванов В.А., Блатов А.С.* Натурные характеристики колебаний уровня // Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря (на примере Южного берега Крыма).– Киев: Наук. думка, 1992.– С. 77-87.
123. *Каминский С.Т., Федосеев В.Б.* Влияние стгонно-нагонных явлений на образование сейш в Черном море // МГФИ.– 1975.– № 1.– С. 210-220.
124. *Архипкин В.С., Иванов В.А., Николаенко Е.Г.* Моделирование собственных колебаний в южных морях // Численное моделирование гидрофизических процессов и явлений в замкнутых водоемах / Под ред. А.С.Саркисяна.– М.: Наука, 1987.– С 78-91.
125. *Ле Блон П., Майсек Л.* Волны в океане. Ч. 1.– М.: Мир, 1981.– 365 с.
126. *Костичкова Д.Р., Чернева Ж.И.* Голямопериодни колебания на морското ниво във Варненския и Бургаския залив // Океанология (НРБ).– 1980.– 6.– С. 24-29.

127. *Кръстева Е.* Сейшообразните колебания на морското ниво около Варненская и Бургаския залив) // Проблемы географии (НРБ).– 1976.– т. 2, № 3.– С. 51-60.
128. *Шокальский Ю.М.* Океанография.– Л.: Гидрометеорологическое изд-во, 1959.– С. 284.
129. *Тумаров А.А.* Корабли и люди. Страницы истории.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2001.– 208 с.
130. *Горячкин Ю.Н., Иванов В.А., Хмара Т.В., Репетин Л.Н.* Сейши в Севастопольской бухте // Труды УкрНИГМИ.– вып. 250.– Киев, 2002.– С. 342-353.
131. *Орлов А.Я.* О приливах и отливах Черного моря в Одессе и Севастополе // Записки по гидрографии.– 1923.– т. 47.– С. 141-161.
132. *Горячкин Ю.Н.* Характер течений и колебания уровня у о. Змеиный // Природные условия взморья реки Дунай и острова Змеиный / Под ред. В.А. Иванова, С.В. Гошовского.– Севастополь, 1999.– С. 146-152.
133. *Кръстева Е.* Денонощни колебания на черноморското ниво около Варна и Бургас (Суточные амплитуды уровней Черного моря у Варны и Бургаса) // Пробл. геогр. (НРБ).– 1981.– № 2.– С. 15-24.
134. *Григораши З.К.* Черноморское цунами 1927 г. по мареографическим записям // Тр. МГИ АН СССР.– 1959.– т. 17.– С. 59-67.
135. *Григораши З.К.* Распространение цунами 1927 г. в Черном море // Тр. МГИ АН СССР.– 1959.– т. 18.– С. 113-117.
136. *Григораши З.К., Корнева Л.А.* Волны цунами, сопровождавшие Анапское землетрясение 12 июля 1966 года // Океанология.– 1969.– вып. 6.– С. 968-994.
137. *Григораши З.К., Корнева Л.А.* Оценка энергии цунами при Анапском землетрясении 12 июля 1966 г. с учетом волновой рефракции // Изв. АН СССР. ФАО.– 1970.– № 11.– С. 1197-1205.
138. *Grigorash Z.K., Korneva L.A.* New data about the Black Sea Tsunami of December 26, 1939 // Newsletter.– VIII, № 3.– September 30, 1970.– Honolulu Hawaji.
139. *Григораши З.К., Корнева Л.А.* Вычисление энергии волн цунами по мареографическим записям и картам рефракции. (На примере цунами в Черном море) // Тезисы доклада XV Генер. Ассамблея Междунар. Союза геодезии и геофизики. 9-й симпозиум по цунами.– М., 1971.– С. 11-12.

140. *Григораиш З.К.* Обзор удаленных мареограмм некоторых цунами в Черном море // Тр. Сахалин. комплекс. НИИ Дальневост. Науч. Центра.– 1972.– вып. 29.– С. 271-278, 316.
141. *Григораиш З.К., Корнева Л.А.* Карты волнового поля и энергия цунами в Черном море // Изв. АН СССР. ФАО.– 1972.– 8, № 5.– С. 562-566.
142. *Григораиш З.К., Корнева Л.А.* Мареографические данные о цунами в Черном море при турецком землетрясении в декабре 1939 г. // Океанология.– 1972.– № 3.– С. 417-422.
143. *Григораиш З.К., Корнева Л.А.* Характеристики спектра и энергии цунами // Морские гидрофизические исследования.– 1974.– № 3.– С. 62-73.
144. *Никонов А. А.* Цунами Черного и Азовского морей // Природа.– 1994.– № 3.– С. 72-77.
145. *Доценко С.Ф.* Оценка уровня цунамиопасности Черного моря // Вестн. МГУ. Сер. 3.– 1998.– № 4.– С. 19-23.
146. *Engel M.* Hydrodynamisch-numerische Ermittlung von bewegungsvorgangen im Schwarzen Meer // Mitt. Gnst. Meeresk. Univ.– № 22.– Hamburg, 1974.– S. 72.
147. *Рангелов Б., Спасов Е., Доцев Н.* Модель возникновения цунами из болгарских черноморских очагов и прогнозирование их возможных последствий // Болгарский геофизический журнал.– 1983.– т. 9, № 1.– С. 91-99.
148. *Рангелов Б., Спасов Е., Доцев Н.* Цунамиопасность черноморского побережья Болгарии // Болгарский геофизический журнал.– 1985.– т. 11, № 1.– С. 66-72.
149. *Доценко С.Ф.* Расчет лучевым методом времен распространения длинных волн в Черном море // Морской гидрофизический журнал.– 1993.– № 2.– С. 39-43.
150. *Доценко С.Ф.* Черноморские цунами // Известия РАН. ФАО.– 1994.– 30, № 4.– С. 513-519.
151. *Доценко С.Ф.* Излучение длинных волн из сейсмоактивных зон Черного моря // Морской гидрофизический журнал.– 1995.– № 5.– С. 3-10.
152. *Доценко С.Ф., Коновалов А.В.* Численное моделирование распространения цунами в Черном море // Морской гидрофизический журнал.– 1995.– № 1.– С. 72-85.

153. *Доценко С.Ф., Коновалов А.В.* Цунами 1927 г. в Черном море: данные наблюдений, численное моделирование // Морской гидрофизический журнал.– 1995.– № 6.– С. 3-16.
154. *Доценко С.Ф.* Численный анализ трансформации волн цунами на шельфе Южного берега Крыма // Морской гидрофизический журнал.– 1997.– № 4.– С. 21-31.
155. *Макаров С.О.* Об обмене вод Черного и Средиземного моря. – С.-Петербург, 1885. – 56 с.
156. *Merz A.* Hydrographische Untersuchungen in Bosphorus and Dardanellen. – Berlin, 1928.– 284 p.
157. *Богданова А.К.,* Сезонные и межгодовые колебания водообмена через Босфор // Биология моря.– 1972.– Вып. 27.– С. 41-54.
158. *Gunnerson C.G., Osturgut E.* The Bosphorus // The Black Sea. Geology, Chemistry and Biology / Eds. Degens E.T., Ross D.A.– Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.– 1974.– 20.– P. 99-113.
159. *Çeçen K., Beyazit M., Sumer M., Guiger S., Dogusal M., Yuce E.* Oceanographic and hydraulic investigation of the Strait of Istanbul.– Final Report, submitted to the Irrigation unit of the Scientific and Technical Research Council. Istanbul Technical University.– Istanbul, Turkey, 1981.– 166 p.
160. *De Filippi G.L., Lovenetti L., Akyarli A.* Current analysis in the Marmara-Bosphorus junction // AJOM (Associazione di Ingegneria Offshore e Marina) Congress.– Venice, Italy, 1986.– P. 5-25.
161. *Горячкин Ю.Н., Иванов В.А.* Гидрометеорологический режим южного побережья Черного моря.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 1999.– 48 с.
162. *Sur H., Ozsoy E., Latif M., Goryachkin Y.,* A review of the exchange flow regimes and mixing in the Bosphorus strait // Mediterranean Tributary Seas. Bulletin de l'Institut Océanographique / F. Briand, (editor).– Monaco, Special Number 17, CIESM Science Series No. 2.– Monaco, 1996.– P. 187-205.
163. *Ozsoy E., Latif M., Getin N., Besiktepe N., Gregg M., Goryachkin Y., Belokopytov V.* The Bosphorus strait: exchange fluxes, currents and sea level change // Ecosystem Modeling as a Management Tool for the Black Sea / L. Ivanov and T. Oguz (editors).– NATO Science Series 2: Environmental Security 47.– vol. 1.– Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1998.– P. 1-28.
164. *Sur H., Ozsoy E., Latif M., Goryachkin Y.* Sea level variations in the Black Sea // Sensitivity of North sea, Baltic sea and Black sea to an-

tropogenic and climatic changes.— NATO advanced research school, 1995.

165. Gregg M., Ozsoy E., Latif M. Quasi-steady exchange flow in the Bosphorus // Geophysical research letters.— Vol. 26, № 1.— P. 83-86.
166. Arisoy Y., Akyarli A. Long term current and sea level measurement conducted at Bosphorus // The physical oceanography of sea straits./ Pratt L.J. Ed.— NATO/ASI series.— Kluwer, Dordrecht, 1990.— P. 225–236.
167. Unluata U., Oguz T., Latif M.A., and Ozsoy E. On the physical oceanography of the Turkish Straits // The Physical Oceanography of Sea Straits.— The Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 1990.— P. 25-60.
168. Yuce H. Investigation of water level variations in the Strait of Istanbul // Istanbul Univ. Inst. Mar. Sci. and Geogr. Bulletin.— 1986.— 2.— P. 67-78.
169. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А., Лемешко Е.М. Изменчивость уровня в системе Черное—Мраморное—Эгейское моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.— вып. 9.— Севастополь, 2003.— С. 6-12.
170. Goryachkin Y.N., Lemeshko E.M. Ivanov V.A. Zervakis V. Seasonal sea level variability for system of the Black sea-Marmara-Aegean sea derived from TOPEX/Poseidon and tidegauge data // Second international conference “Oceanography of the eastern Mediterranean and Black sea”.— Ankara, 14-18 October, 2002.— P. 247.
171. Ilyin Y.P., Lemeshko E.M., Goryachkin Y.N., Ivanov V.A., Georgopolus D., Zervakis V. The Black and Aegean seas interaction and exchange: an integration of in-situ measurements satellite data and numerical modeling // Second international conference “Oceanography of the eastern Mediterranean and Black sea”.— Ankara, 14-18 October, 2002.— P. 214.
172. Yuce H. Water level variations in the Sea of Marmara // Oceanologica Acta.— 1986.— 16, № 4.— P. 336-340.
173. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Вклад баланса пресных вод и его компонентов в изменения уровня Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.— Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2001.— С. 101-113.

174. *Горячкин Ю.Н.* Географические аспекты особенностей изменчивости уровня во внутренних морях (на примере Черного и Эгейского морей) // Научная конференция “Ломоносовские чтения” 29-30 апреля, 2002.– Севастополь.– С. 18-19.
175. *Горячкин Ю.Н. Липченко М.М.* Изменчивость вклада баланса пресных вод и его компонентов в изменения уровня Черного моря в XX веке // Тезисы конференции “Современные проблемы океанологии шельфовых морей России”.– Ростов-на-Дону, 2002.– С. 23-25.
176. *Bethoux J.P., Gentili B.* Functioning of the Mediterranean Sea: past and present changes related to freshwater input and climatic changes // J. of Mar. Sys.– 1998.– 4.– P. 22-34.
177. *Alpar D., Yuce H.* Sea level variations and their interactions between the Black Sea and the Aegean Sea // Estuarine. Coast. and Shelf Sci.– 1998.– 46, № 5.– P. 609-619.
178. *Демышев С.Г., Кныш В.В., Коротаев Г.К., Саенко О.А., Чернов В.В.* Сравнительная оценка точности восстановления гидрофизических параметров моря в моделях с усвоением контактных и дистанционных данных // Океанология.– 1996.– 36, № 5.– С. 671-680.
179. *Коротаев Г.К., Саенко О.А., Коблински Ч.Дж., Демышев С.Г.* Оценка точности, методика и некоторые результаты усвоения альтиметрических данных *TOPEX/Poseidon* в модели общей циркуляции Черного моря // Исследование Земли из космоса.– 1998.– № 3.– С. 3-17.
180. *Горячкин Ю.Н., Иванов В.А., Лемешко Е.М., Липченко М.М.* Использование альтиметрических данных для расчета водного баланса Черного моря // Морской гидрофизический журнал.– 2003.– № 6.– С. 46-55.
181. *Горячкин Ю.Н., Иванов В.А., Лемешко Е.М.* Использование альтиметрических данных для изучения внутрисезонных и межгодовых колебаний уровня Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь, 2001.– С. 262-269.
182. *Peneva E., Stanev E., Belokopytov V., Le-Trayon P.Y* Water transport in the Bosphorus Straits estimated from hydro-meteorological and altimeter data: seasonal to decadal variability // Journal of Marine Systems.– 2001.– № 31.– P. 21-33.

Рис.2.5. Количество случаев годового максимума (слева) и минимума (справа) уровня моря

. *Cazenave A., Bonnefond P., Mercier F., Dominh K., Tournazou V.* Sea level variations in the Mediterranean Sea and Black Sea from satellite altimetry and tide gauges // *Global and Planetary Change.*– 2002.– 34.– P. 59-86.

184. *Дорофеев В.Л.* Влияние стока рек на формирование уровня замкнутого моря // *Морской гидрофизический журнал.*– 1999.– № 2.– С. 18-30.

Глава 3

ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МОРЯ И ИХ ВОЗМОЖНЫЕ ПОСЛЕДСТВИЯ

3.1 Сценарии изменения климата

Изменяется ли климат Земли? Ответ на этот вопрос однозначно положительный. Он основан на совокупности данных наблюдений, дающих представление о скорости происходящих изменений. До сих пор нет общего мнения о причинах изменения климата. Это подтверждают и дебаты по поводу масштабов глобального потепления за последний век. Мы намеренно не касаемся здесь причин изменения глобальной температуры, которое многие исследователи связывают с изменением содержания CO_2 в атмосфере (парниковый эффект), т.к. этому вопросу посвящено огромное количество научной литературы. Однако есть и альтернативные точки зрения [1, 2]. Хотя явление глобального потепления возникло в прошлом веке, причины его остаются неизвестными.

Что касается сценариев будущих изменений климата, то они тоже полны неопределенностей. Сценарии изменения климата – это последовательные, внутренне согласованные и состоятельные описания возможного будущего состояния климата нашей планеты. Они требуются для оценок последствий изменения климата, с тем, чтобы дать альтернативные варианты видения будущих природных условий, которые повлияют на хозяйственную деятельность общества. Большинство оценок последствий будущего изменения климата основано на результатах, полученных при помощи математических моделей, в которых в качестве исходных факторов используются количественные климатические сценарии.

Предсказания будущих изменений климата могут быть либо эмпирическими, либо основываться на различных моделях. Для того чтобы определить возможные изменения уровня моря необходимо, как минимум, знать возможные изменения температуры и осадков.

Температура важна по двум основным причинам: для атмосферы имеет значение температура и ее влияние на таяние льда и потепление океана; в океане изменения температуры воды приводят к стерическим изменениям и влияют на уровень моря. Осадки важны не только для определения общего баланса ледников, но также для

определения изменений приходной части водного баланса в океанах. Данные за прошедшие годы свидетельствуют о том, что за последний век температура повысилась, а большинство горных ледников уменьшились в размерах [3].

Повсеместные прямые измерения приземной температуры начали проводиться с середины XIX столетия. Наблюдения за другими приземными метеопараметрами (атмосферные осадки и ветры) в глобальном масштабе проводятся в течение примерно 100 лет. Измерения уровня моря ведутся в некоторых местах уже более 100 лет, однако сеть мареографов, обеспечивающих продолжительные временные ряды данных, имеет ограниченный планетарный охват. Аэрологические наблюдения начали систематически проводиться лишь с конца 40-х годов XX века. Имеются также продолжительные временные ряды данных наблюдений за температурой поверхности океана, проводившихся с морских судов примерно с середины XIX столетия и со специальных буев с конца 70-х годов XX столетия. За период с конца 40-х годов XX века есть данные измерений температуры подповерхностного слоя океана с почти глобальным охватом. С конца 70-х годов XX века имеются также и другие данные, полученные с помощью спутников для наблюдения за Землей, которые используются для обеспечения широкого диапазона данных глобальных наблюдений за различными компонентами климатической системы. Немаловажно, что накопление палеоклиматических данных, например, данных о пыльце, флоре, кораллах, отложениях и льде, дает информацию о климате Земли, существовавшем столетия и тысячелетия тому назад.

Температура. Глобальная средняя приземная температура за период с конца XIX до начала XXI века возросла на $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($\pm 0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, с доверительным интервалом 95 %) (рис. 3.1). 90-е годы прошлого века были самым теплым десятилетием, 1998 г. – самым теплым годом за все время инструментальных измерений, начиная с 1861 г. [4], а 2002 г. – вторым наиболее теплым годом.

С конца XIX столетия было два четко определенных периода повышения глобальной температуры: с 1910 по 1945 гг. и после 1976 г. Темпы повышения температуры в оба периода составляли примерно $0,15\text{ }^{\circ}\text{C}$ в десятилетие. Происходящее в последнее время потепление является более сильным на суше, чем в океане. Повышение температуры поверхности океана в период с 1950 по 1993 гг. составляет примерно половину от повышения средней температуры

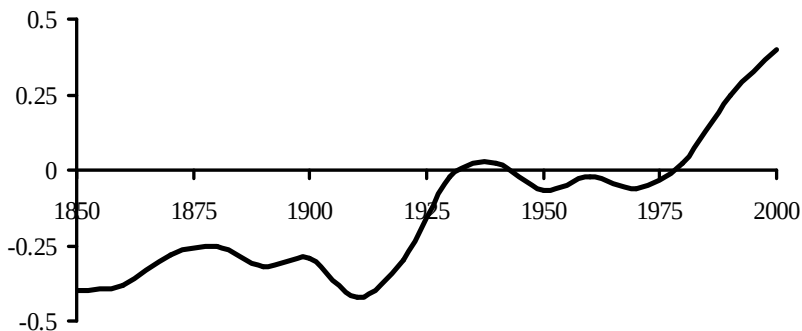


Рис. 3.1. Отклонения значений глобальной температуры (°C) от среднего значения за период 1961 – 1990 гг., сглаженные по 10 годам

воздуха над поверхностью суши [5, 6]. Хотя во вторую фазу (с 1976 по 1999 гг.) потепление носило почти глобальный характер, самое значительное повышение температуры наблюдалось в средних и высоких широтах континентов в северном полушарии. Осредненные по годам значения свидетельствуют об охлаждении в северо-западной части Северной Атлантики и в центре северной части Тихого океана, однако в последнее время тенденция охлаждения в Северной Атлантике сменилась на противоположную. Наблюдающиеся в последнее время региональные изменения температуры частично соотносятся с различными фазами атмосферно-океанических колебаний, таких, как североатлантическое и, возможно, южное (тихоокеанское) колебания [7]. В связи с этим региональные тенденции температуры в течение нескольких десятилетий могут находиться под сильным влиянием региональной изменчивости в климатической системе и заметно отклоняться от глобального среднего значения. Потепление в период с 1910 по 1945 гг. первоначально происходило в Северной Атлантике. В период с 1946 по 1975 гг. в Северной Атлантике наблюдалось значительное похолодание (как и на большей части территории северного полушария); в это же время на большей части территории южного полушария наблюдалось потепление.

Последние данные свидетельствуют о том, что глобальное теплосодержание океанов значительно возросло с конца 1950-х гг. Более половины увеличения теплосодержания произошло в верхнем слое океана до глубины 300 м, что было эквивалентно темпам по-

вышения температуры в этом слое примерно на $0,04^{\circ}\text{C}$ в десятилетие [8].

Результаты, полученные на основе косвенных данных в период до начала инструментальных наблюдений, свидетельствуют, что темпы и продолжительность потепления в XX столетии, вероятно, являются самыми значительными в течение последних 1000 лет. Уже отмечавшиеся 1990-е годы были самым теплым десятилетием за последнее тысячелетие в северном полушарии. В понимании глобальных изменений температуры, происходивших в течение последнего тысячелетия, достигнут значительный прогресс, особенно благодаря синтезу отдельных работ по воссозданию данных по температуре. Эти данные свидетельствуют о сравнительно теплом периоде в XI – XIV столетиях и сравнительно холодном периоде в XV – XIX столетиях в северном полушарии. Однако, имеющиеся свидетельства не могут служить доказательством того, что эти периоды («средневековый теплый период» и «малый ледниковый период») происходили синхронно по всему земному шару. Темпы и продолжительность потепления в северном полушарии в XX столетии представляются беспрецедентными за всё последнее тысячелетие и их нельзя рассматривать просто как восстановление после «малого ледникового периода» XV – XIX столетий. Анализ палеоклиматических данных свидетельствует о том, что потепление в последнее десятилетие выходит за пределы доверительного интервала неопределенности температуры (95 %) даже во время самых теплых периодов за последнее тысячелетие. Более того, к сегодняшнему дню завершено проведение нескольких исследований, дающих основание предположить, что температуры в северном полушарии в последнее десятилетие были выше, чем в любое другое время за последние 6 – 10 столетий. Это тот отрезок времени, в течение которого значения температуры с годовым разрешением могут быть рассчитаны путем использования собранных в масштабе полушария косвенных данных, таких как: годовые кольца деревьев, керны льда, кораллы и другие косвенные данные с годовым разрешением.

Вероятно, значительные быстрые изменения температуры в течение десятилетий происходили во время последнего ледникового периода и отступления ледников после него (в период между приблизительно 100 000 и 10 000 лет тому назад), особенно в высоких широтах северного полушария. В некоторых местах во время отступления ледников повышения температуры в локальном масштабе

составляли, по-видимому, от 5 до 10 °С в столь короткие периоды, как несколько десятилетий [9].

Осадки и льды. Годовое количество атмосферных осадков, выпадающих на сушу, возрастало в XX веке в средних и высоких широтах северного полушария (весьма вероятно, от 0,5 до 1 % в десятилетие), за исключением восточной части Азии. В субтропиках (10 – 30° с.ш.) количество дождевых осадков, выпадающих на поверхность суши, в среднем уменьшалось (вероятно, на 0,3 % в десятилетие), хотя в последние годы наметилась обратная тенденция. Данные измерений атмосферных осадков на поверхности суши в тропиках свидетельствуют о том, что количество осадков возрастало примерно на 0,2 – 0,3 % в десятилетие в течение XX столетия, однако увеличение количества осадков в последние несколько десятилетий не столь очевидно, а территории суши (по сравнению с океанами) в тропической зоне на широтах от 10° с.ш. до 10° ю.ш. сравнительно невелики. Тем не менее, данные прямых измерений и проведенный с помощью моделей анализ количества осадков показывают, что оно также увеличилось над большими территориями тропических океанов. Там, где имеются данные по конкретным точкам и за определенные промежутки времени, видно, что изменения в годовых показателях речного стока часто хорошо соотносятся с изменениями общего количества осадков. Увеличения количества атмосферных осадков на территориях суши в средних и высоких широтах северного полушария убедительно коррелируют с долгосрочными увеличениями общего количества облаков. В отличие от северного полушария, в южном полушарии никаких сопоставимых систематических изменений в атмосферных осадках при использовании общих поширотных усредненных значений обнаружено не было. Вероятно, общее количество водяного пара в атмосфере над многими регионами северного полушария возрастало на несколько процентов в десятилетие. Данные об изменениях общего количества облаков над территориями континентов в средних и высоких широтах северного полушария свидетельствуют о вероятном увеличении облачного покрова с начала XX столетия примерно на 2 % и положительно коррелируют с уменьшениями суточной амплитуды температур.

Уменьшение площади снежного покрова и материкового льда положительно коррелирует с увеличением температур на поверхности суши. Полученные со спутников данные показывают, что в период с конца 1960-х гг. площадь снежного покрова, весьма вероятно,

уменьшилась примерно на 10 %. Существует ярко выраженная связь между повышением температур на суше в северном полушарии и таким уменьшением. На сегодняшний день имеется много свидетельств того, что в XX столетии альпийские и континентальные ледники отступают в ответ на потепление. Данные наземных наблюдений показывают: в последние 100 – 150 лет годовая продолжительность присутствия льда на озерах и реках в средних и высоких широтах северного полушария уменьшилась примерно на две недели. Количество морского льда в северном полушарии уменьшается, однако в Антарктике никаких значительных тенденций в изменении площади морского льда не отмечается. Происходящее с 1950-х гг. уменьшение количества морского льда в Арктике в весенний и летний периоды на 10 – 15 % согласуется с повышением весенних и, в меньшей степени, летних температур в высоких широтах. В отличие от Арктики, нет никакой явной связи между изменениями температур и площадью морского льда в Антарктике в период с 1973 г. После первоначального уменьшения в середине 1970-х гг. площадь морского льда в Антарктике оставалась стабильной или даже слегка увеличивалась. Толщина морского льда в Арктике уменьшалась приблизительно на 40 % в конце лета – начале осени между 1958 и 1976 гг. и серединой 1990-х гг. при значительно меньшем уменьшении в зимний период. То, что эти данные были собраны за сравнительно короткий период, а выборка является неполной, ограничивает возможности их толкования. На изменения количества морского льда могли оказывать влияние межгодовая и междесятилетняя изменчивость [4].

Что касается трендов, наблюдаемых в регионе Черного моря, то повышение температуры воздуха проявляется практически на всем украинском побережье Черного моря за исключением Ялтинского региона [10]. Так, например, величина размаха тренда за 122 года (с 1881 по 2003 гг.) для июля в Феодосии составила 0,18 °C; для февраля 1,27 °C; а для среднегодовых значений температуры 0,46 °C [11]. Анализ многолетнего хода среднегодовой температуры воздуха показывает наличие длительных периодов похолоданий и потеплений, сменяющих друг друга. Такие периоды прослеживаются в теплое и холодное время года, однако фазы подобных многолетних колебаний не всегда совпадают. В конце XIX – начале XX вв. в зимние периоды (февраль) и в целом за год отмечалось некоторое потепление, однако, в летний период (июль) отмечено похолодание. В 1920

– 1930-х гг., наоборот, зимы были самыми суровыми за весь период наблюдений, однако самая низкая среднемесячная февральская температура была отмечена в 1954 г. Тем не менее, в 40 – 60-х гг. летние и среднегодовые температуры свидетельствовали о потеплении, хотя температуры февраля были близки к норме. В начале XXI столетия происходит резкое повышение температуры воздуха во все сезоны года, проявляющееся исключительно высокими температурами в летние месяцы 2001 и 2002 гг. Линейные тренды последнего двадцатилетия (1983 – 2003 гг.) показали общее повышение среднегодовых температур на 1,3; среднемесячных февральских на 3,2; июльских на 2,7 °С. Таким образом, тенденции изменения температуры воздуха были близки к общепланетарным.

Данные продолжительных измерений температуры воды в районе Ялты и Феодосии указывают на тенденцию общего роста температуры воды по среднегодовым значениям и осредненным величинам за теплое и холодное полугодия. Линейные тренды этих рядов имеют положительные угловые коэффициенты, а общее годовое повышение температуры за 104 года (1899 – 2003 гг.) составило 0,7 °С. В теплый период повышение температуры воды происходило наиболее интенсивно: на 1,3 °С за теплое полугодие, 0,23 °С за холодное. В межгодовых изменениях выделяются такие же, как и для температуры воздуха, длиннопериодные колебания, совпадающие по фазе. В конце XX – начале XXI века выделяется интенсивное повышение температуры воды практически во все сезоны года. Для открытого моря по данным реанализа NCEP/NCAR в [12] было отмечено, что за период 1958 – 1998 гг. изменения средней температуры воздуха в зимний период практически отсутствуют, в то время как для летних месяцев температура повысилась на 0,8 °С. В то же время для температуры поверхности моря тренд имеет противоположный знак, особенно заметный в зимний период. За отмеченный период температура понизилась на 1 °С. Авторы связывают это понижение с изменением толщины верхнего деятельного слоя, вызванным уменьшением притока пресных вод. Отметим, что такая тенденция проявлялась в указанный период и на прибрежных станциях. Подтверждением этого вывода является тенденция многолетнего уменьшения солёности на 0,5 епс в это же время в Феодосии [11]. Климатические тренды для составляющих водного баланса нами подробно рассмотрены выше (см. гл. 1).

Климатическая система чрезвычайно сложна. Это означает, что нет простых способов определения того, насколько сильно изменится климат в ответ, например, на повышение уровня концентрации парниковых газов. Если бы температура была единственной переменной величиной, прогнозировать приблизительное потепление на 1 °C при увеличении вдвое концентрации углекислого газа было бы сравнительно просто. Однако этот «прямой ответ» не имел бы практически никакого смысла, так как физически невозможно, чтобы климатическая система испытала потепление на 1 °C, не изменив при этом облачного покрова, количества испарения, снежного и ледяного покрова и т.п. Следовательно, для понимания процесса изменения климата необходимо комплексное компьютерное моделирование. Оно позволяет моделировать множество взаимодействий, возникающих между различными компонентами климатической системы. Наиболее точные прогнозы основываются на моделях общей циркуляции в системе «атмосфера – океан» (МОЦАО). Они похожи на модели, используемые для прогнозирования погоды, в которых физические законы, определяющие движение атмосферы, сведены к системам уравнений, которые решаются при помощи сверхмощных компьютеров. Тем не менее, климатические модели должны также включать уравнения, которые учитывают поведение океана, наземной растительности и криосферы (морских льдов, ледников и ледяных шапок). Чрезвычайная сложность моделей климата и многочисленность используемых в них схем эмпирической параметризации различных процессов затрудняют анализ адекватности моделей, особенно с точки зрения их применения для прогноза климата. «Положительные обратные связи», включающие воздействие водяных паров, снега и льда могут усиливать прямые ответные реакции, вызванные повышением уровня выбросов парниковых газов в два или три раза.

Снег и лед очень эффективно отражают солнечный свет. Если легкое потепление приведет к более раннему таянию снега по весне, то свободная от снега поверхность суши поглотит больше энергии, что в свою очередь вызовет большее потепление. Это основная причина, по которой ожидается наибольшее потепление в северных районах в течение зимнего времени года. Ответное воздействие водяных паров еще более существенно: водяные пары сами по себе представляют мощный парниковый газ, поэтому прогнозы, сделанные на основе моделей, показывают, что глобальное потепление вы-

зовет повышение концентрации водяных паров в нижних слоях атмосферы.

Изменения облачного покрова, океанских течений, химических и биологических процессов могут также усилить или ослабить ответную реакцию. Модели, как правило, предсказывают, что при потеплении облачность изменится, но в зависимости от типа и расположения облаков она будет оказывать различное воздействие. Поскольку облака отражают солнечный свет, то большее количество облаков приведет к охлаждающему воздействию. Однако большее количество облаков, особенно на больших высотах, обладает и изолирующими свойствами: будучи очень холодными, они будут сбрасывать энергию в космос сравнительно слабо, сохраняя тепло планеты. Таким образом, ответная реакция облачного покрова может происходить различным образом. Облака являются основной причиной большой неопределенности в масштабе потепления независимо от заданного сценария выбросов CO_2 .

Скорость и распределение во времени изменения климата строго зависит от ответной реакции океанов. Верхние слои океанов из года в год взаимодействуют с атмосферой, поэтому можно ожидать, что они будут нагреваться одновременно с поверхностью суши. Однако для того, чтобы нагреть верхнюю толщу океана до глубины 100 м, необходимо затратить в сорок раз больше энергии, чем для нагрева до такой же температуры всей атмосферы Земли. Так как глубина океанов достигает нескольких километров, океаны замедляют нагрев атмосферы. Степень этого замедления зависит от того, насколько глубоко проникает тепло в толщу воды. Хотя в моделировании некоторых океанских процессов достигнуты большие успехи, все же количественный обмен теплом между атмосферой и глубинами океана остается существенным источником неопределенности.

Достоверность прогнозов, разрабатываемых с помощью моделей будущего изменения климата, повышается. Моделирование многих процессов, таких как испарение воды и горизонтальный перенос тепла в океанах, усвершенствовалось. Климатические модели обеспечивают правдоподобную имитацию процессов, по меньшей мере, на субконтинентальных масштабах. С их помощью можно воспроизвести, например, тенденции потепления, наблюдавшиеся на протяжении XX века, а также некоторые климатические параметры прошедшего времени или, например, южное колебание (Эль-Ниньо). Вследствие этих улучшений некоторые климатические модели на

сегодняшний день успешно работают, не требуя корректировок нефизического свойства (исправления или корректировки потоков) для того, чтобы моделируемые ими климатические условия оставались неизменными. Тем не менее, модели еще не могут воспроизводить все климатические параметры. Например, они не дают возможности полностью учесть наблюдаемые тенденции изменения температуры между поверхностью Земли и нижними слоями атмосферы. Существуют также значительные неопределенности в том, что касается облаков и их взаимодействия с солнечным излучением и аэрозолями. Крупномасштабные эксперименты по моделированию климата нуждаются в огромных компьютерных ресурсах и стоят настолько дорого, что каждый год во всем мире их проводится очень небольшое количество. Кроме того, работа над интерпретацией результатов, полученных на основе компьютерного моделирования, зачастую продолжительнее самой работы, необходимой для проведения изначального эксперимента. Но даже самые совершенные модели являются лишь приблизительным воспроизведением очень сложной климатической системы, поэтому они никогда не смогут служить непогрешимым руководством на будущее. По этой причине климатические модели следует воспринимать как усовершенствованные инструменты накопления знаний о нынешних и прошлых климатических условиях и экстраполирования этих знаний в будущее.

В рамках всех сценариев глобальная средняя температура, согласно прогнозам, будет повышаться. По различным сценариям, полученным на основе ряда моделей климата, она повысится в период с 1990 по 2100 гг. на 1,4 – 4,8 °C [4]. Такие темпы потепления гораздо выше наблюдавшихся в течение XX столетия. При этом они, весьма вероятно, будут наиболее значительными (как можно судить по палеоклиматическим данным) за последние 10 000 лет.

Результаты последних расчетов по глобальным моделям показывают, что потепление почти над всеми районами суши будет происходить, весьма вероятно, более быстрыми темпами, чем в среднем по земному шару, особенно над территориями, находящимися в высоких широтах северного полушария в холодный сезон [4]. Заметнее всего потепление будет происходить в северных районах Северной Америки, в северной и центральной частях Азии, где, согласно результатам всех моделей, потепление будет превышать глобальное среднее потепление более чем на 40 %. В противоположность этому, потепление в южной и юго-восточной частях Азии в летний период

и в южной части Южной Америки в зимний период будет меньше глобального среднего потепления.

Согласно результатам моделирования с использованием глобальных моделей и широкого ряда сценариев глобальное среднее содержание водяного пара и количество атмосферных осадков в XXI столетии будут возрастать. Ко второй половине XXI столетия количество осадков, вероятно, увеличится в зимний период над средними и высокими широтами северного полушария и над Антарктикой. Что касается низких широт, над территориями суши будут наблюдаться как увеличение, так и уменьшение осадков в зависимости от регионов. Значительные колебания количества осадков по годам, весьма вероятно, будут наблюдаться на большинстве территорий, для которых прогнозируется увеличение среднего количества осадков.

3.2 Сценарии изменения уровня

Изменения уровня океана связаны со многими факторами глобальной окружающей среды, которые действуют в большом диапазоне временных масштабов, начиная от часов (сейши и приливные движения) до миллионов лет (изменения океанского бассейна в результате тектонических явлений и изменений климата).

После окончания последнего ледникового максимума (примерно 20 000 лет тому назад), уровень океана поднялся более чем на 120 м в результате потери массы ледовых щитов. Геологические данные показывают, что за последние 10 000 – 20 000 лет временные и пространственные изменения относительного уровня моря происходят на масштабах нескольких тысяч лет [13]. Изменения, наблюдаемые в районах около прежних центров оледенения, – результат гляцио-изостатического эффекта, тогда как изменения в тектонически устойчивых районах, расположенных далеко от центров оледенения, связаны прежде всего с эвстатическими изменениями, вызванными, в свою очередь, изменениями объема океана. Анализ данных свидетельствует об увеличении объема, что привело к росту уровня океана на 2,5 – 3,5 м за последние 6000 лет [14]. Если бы подъем уровня в течение этого периода происходил равномерно, то скорость подъема уровня составляла бы 0,4 – 0,6 мм/год. Однако, данные, полученные на средиземноморском побережье Франции, показывают, что большая часть этого увеличения произошла приблизительно

между 6000 и 3000 лет назад, а скорость роста уровня за прошлые 3000 лет была приблизительно 0,1 – 0,2 мм/год [15].

Основной источник современной информации о трендах изменения уровня – это база данных, созданная Постоянной службой наблюдений за средним уровнем моря (PSMSL), находящейся в Великобритании [16].

Результаты измерений, получаемые на сети мареографов, представляют собой сумму сигналов, связанных с тектоническими движениями и эвстатическими изменениями уровня моря. Вертикальные движения суши, вызываемые естественными геологическими процессами, могут оказывать на местный уровень моря такое влияние, которое сопоставимо с влиянием климата. Движения земной коры при этом могут быть вызваны двумя процессами: собственно тектоническими движениями и откликом земной коры на изменяющееся давление ледниковых щитов. Для того, чтобы вычестить этот сигнал из суммарного, необходимо иметь длинные (как минимум более 100 лет) ряды наблюдений; кроме этого, необходимо хорошее пространственное разрешение сети наблюдений. К сожалению, оба требования существующей сетью мареографов не удовлетворяются. Поэтому там, где не ведутся наблюдения за вертикальными движениями земной коры современными геодезическими методами, коррекция на тектонические движения базируется на геологических данных или на геофизическом моделировании. Абсолютные величины изменений уровня океана за вычетом тектонических движений, сделанные различными авторами, сведены в табл. 3.1.

На основе данных, полученных с помощью мареографов, можно сделать вывод, что темпы повышения глобального среднего уровня моря в течение XX столетия находились в диапазоне от 1,0 до 2,0 мм/год; при этом среднее значение составило 1,5 мм/год (среднее значение не следует истолковывать как наилучшую оценку). Анализ нескольких рядов данных мареографов позволяет утверждать, что средние темпы повышения уровня моря в XX столетии были больше, чем в XIX. Сравнение уровня моря за прошлые 100 лет с изменениями за последние два тысячелетия показывает сравнительно недавнее увеличение скорости повышения уровня. Использование четырех наиболее длинных рядов (приблизительно два столетия) в северо-западной части Европы (Амстердам, Брест, Шеернесс (Великобритания) и Стокгольм) показало, что в XIX веке скорость составляла 0,4, а в XX веке 0,9 мм/год [31]. В целом можно сказать, что в

течение XX столетия во всем мире и в Европе уровень моря повысился в пределах 0,1 – 0,2 м. Это совпадает с оценкой, сделанной для морей России [32]. Исследование временных рядов средних месячных и годовых уровней моря, измеренных на сети постов на севере Европейской территории России (ЕТР), выявило такую же тенденцию. Кроме этого, положительный тренд прослеживается и в изменении средних годовых расходов воды в устьях крупных рек региона, что свидетельствует о возрастании увлажненности климата на севере ЕТР [33]. Напомним, что в Черном море повышение уровня за счет эвстатических факторов за вычетом скорости вертикальных движений земной коры нами было определено величиной 1,7 мм/год; в целом за период 1925 – 2005 гг. уровень вырос на 0,15 м (см. разд. 2.2).

Таблица 3.1. Оценки повышения уровня моря в XX веке по данным мареографов, исправленные на величину вертикальных движений земной коры $\pm$ стандартная ошибка

Авторы	Регион	Скорость изменений, мм/год
Gornitz and Lebedeff [17]	Глобальный охват	$1,2 \pm 0,3$
Peltier and Tushingham [18]	Глобальный охват	$2,4 \pm 0,9$
Trupin and Wahr [19]	Глобальный охват	$1,7 \pm 0,13$
Nakiboglu and Lambeck [20]	Глобальный охват	$1,2 \pm 0,4$
Douglas [21]	Глобальный охват	$1,8 \pm 0,1$
Shennan and Woodworth [22]	Северо-запад Европы	$1,0 \pm 0,15$
Gornitz [23]	Северная Америка	$1,5 \pm 0,7$
Mitrovica and Davis [24]	Глобальный охват	$1,4 \pm 0,4$
Davis and Mitrovica [25]	Северная Америка	$1,5 \pm 0,3$
Peltier [26]	Северная Америка	$1,9 \pm 0,6$
Peltier and Jiang [27]	Северная Америка	$2,0 \pm 0,6$
Peltier and Jiang [27]	Глобальный охват	$1,8 \pm 0,6$
Douglas (1997)d[28]	Глобальный охват	$1,8 \pm 0,1$
Lambeck и др. [29]	Фенноскандия	$1,1 \pm 0,1$
Woodworth [30]	Британские о-ва	$1,0 \pm 0,1$

В отличие от редкой сети мареографов спутниковая радарная альтиметрия обеспечивает глобальный и однородный охват акватории океанов, вместе с тем, позволяя определять региональные изме-

нения уровня. Немаловажно, что спутниковые альтиметры измеряют уровень относительно центра Земли, что не требует коррекции данных на вертикальные движения земной коры. Однако точность определения уровня пока еще не соответствует требуемой точности, кроме этого, накопленные ряды не очень продолжительны.

Спутник *TOPEX/POSEIDON* и его преемник *JASON* обеспечивают охват территории от 66° с.ш. до 66° ю.ш. (т.е. почти все свободные ото льда пространства) с конца 1992 г. Спутниковые данные позволяют оценить глобальный средний уровень с точностью до несколько миллиметров каждые 10 дней в отдельно взятой точке акватории океанов и морей. Сравнению данных *TOPEX/POSEIDON* с данными мареографов посвящено большое количество работ, проводится оно и в настоящей монографии (см. разд. 2.12). В большинстве случаев сравнение дает хорошие результаты. Немаловажно, что повышение уровня в последнее десятилетие хорошо коррелирует с увеличением глобальной средней морской поверхностной температуры, полученной по спутниковым данным, что свидетельствует о большом значении стерических эффектов в изменениях уровня [34].

Что касается трендов в величине штормовых нагонов, то их анализ на восточном побережье Северной Америки показал: в минувшем веке каких-либо значимых тенденций не отмечалось [35]. К такому же выводу приходят и в [36], анализируя данные мареографов, расположенных на побережье Великобритании и восточной части Северного моря (Дания, Германия и Нидерланды). Вместе с тем, на восточном берегу Южной Америки отмечено увеличение высоты штормовых нагонов в период 1903 – 1993 гг. с тенденцией 2,8 мм/год [37]. Необходимо отметить, что эта проблема до настоящего времени слабо изучена.

Чтобы предсказывать будущие изменения уровня, нужно быть уверенным, что процессы, происходившие в XX веке, были правильно идентифицированы. Следует иметь в виду, что:

- процессы, изменяющие уровень, имеют масштабы времени порядка столетий и более, поэтому текущие изменения могут быть связаны с прошлыми изменениями климата;
- изменения уровня не определяются исключительно изменениями климата;
- необходимо иметь ряды длиной, как минимум, 50 и более лет, чтобы обнаружить тенденции в изменении регионального уровня из-за влияния естественной изменчивости в системе климата;

- сеть мареографов с рядами такой длины очень ограничена на побережье и практически отсутствует в открытом океане.

Оценки вклада различных факторов в повышение уровня в течение XX столетия приведены в табл. 3.2.

Таблица 3.2. Оценки вклада различных факторов в изменения уровня моря, полученные из наблюдений и моделей и усредненные за период 1910 – 1990 гг. [4]

Фактор	Изменение уровня, мм/год		
	Минимум	Среднее	Максимум
Термическое расширение	0,3	0,5	0,7
Ледники	0,2	0,3	0,4
Гренландия	0,0	0,05	0,1
Антарктика	-0,2	-0,1	0,0
Ледяные щиты	0,0	0,25	0,5
Вечная мерзлота	0,00	0,025	0,05
Отложение осадков	0,00	0,025	0,05
Другие изменения уровня	-1,1	-0,35	0,4
Сумма	-0,8	0,7	2,2
Оценка из наблюдений	1,0	1,5	2,0

Сумма вкладов изменяется от -0,8 до 2,2 мм/год со средней величиной 0,7 мм/год. Верхний предел оценки близок к наблюдаемому повышению уровня, вместе с тем, средние значения значительно различаются.

Сценарии подъема уровня моря нужны для оценки возможных последствий для населенных пунктов, береговых сооружений, естественных экосистем и ландшафтов в прибрежной зоне. Сценарии изменений относительного уровня моря (т.е. подъема уровня моря по отношению к вертикальным движениям земной поверхности в конкретной местности) представляют наибольший интерес с точки зрения оценок их влияния на хозяйственную деятельность. Как уже указывалось, для установления исходных уровней или тенденций необходимо иметь записи показаний мареографов за 50 или более лет.

Современные методы спутниковой альтиметрии и геодезической нивелировки расширили и стандартизовали исходные определения относительного уровня моря над обширными районами земного шара. Развитие Глобальной системы позиционирования (GPS) и измерение абсолютных значений силы тяжести позволяет привязать

зять сеть мареографов к высокоточной глобальной реперной системе. Такая глобальная система позволит, в конечном итоге, впервые выполнить измерения абсолютных величин колебаний уровня и тем самым спрогнозировать последствия ожидаемого глобального потепления.

Хотя вклад отдельных факторов будущего подъема уровня моря можно моделировать на региональном уровне посредством использования совмещенных моделей океан – атмосфера, самый простой метод получения сценариев заключается в применении средних глобальных оценок, начиная с простых моделей. Изменения в частоте наступления экстремальных событий, таких, как штормовые нагоны, которые могут привести к серьезным последствиям для прибрежной зоны, в некоторых случаях изучаются посредством наложения наблюдаемых в течение определенного времени событий на средний подъем уровня моря. В последнее время в некоторых исследованиях будущий подъем уровня моря стал выражаться в вероятностных показателях, благодаря чему абсолютная величина оценивается с точки зрения наиболее возможного превышения какого-либо значения.

Модельные оценки среднего глобального подъема уровня моря в период с 1990 по 2100 гг. на основе сценария, включающего прямой эффект выбросов сульфатных аэрозолей, находятся в пределах 0,11 – 0,77 м [4]. Этот диапазон отражает имеющуюся неопределенность в моделировании. К числу основных факторов, влияющих на величины подъема уровня моря, относятся:

- вклад теплового расширения величиной 0,11 – 0,43 м, которое ускорится в XXI веке;
- вклад от таяния материковых ледников, составляющий от 0,01 до 0,23 м;
- вклад от таяния льдов Гренландии, составляющий от -0,02 до +0,09 м;
- вклад от таяния льдов Антарктики, составляющий от -0,17 до +0,02 м.

Кроме того, при расчете общего изменения, сделанном в [4], учитывались меньшие вклады в виде таяния вечной мерзлоты, отложения наносов и текущих процессов, происходящих с ледовыми щитами в результате изменения климата после последнего ледникового максимума. Для определения диапазона подъема уровня моря, определяемого выбором различных сценариев, используются по-

следствия изменения теплового расширения и таяния морского льда, полученные при помощи простых моделей.

Для полного набора сценариев, разработанных в специальном докладе по сценариям выброса аэрозолей в атмосферу (СДСВ), который подготовлен Международной группой экспертов по изменению климата (МГЭИК), в период 1990 – 2100 гг. прогнозируется подъем уровня моря в пределах 0,09 – 0,88 м. Такой подъем объясняется, главным образом, тепловым расширением, потерей массы ледников и ледниковых куполов [4] (рис. 3.2).

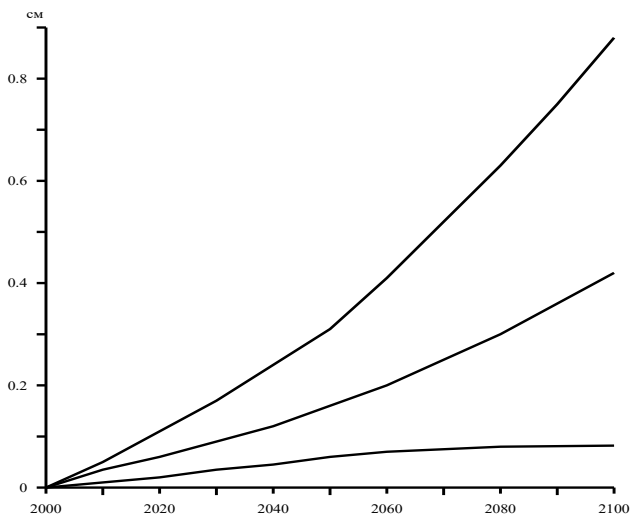


Рис. 3.2. Средний глобальный подъем уровня моря в период 2000 – 2100 гг. для различных сценариев СДСВ (максимальная, средняя и минимальная оценки)

Тепловое расширение и изменения материкового льда были рассчитаны при помощи простой модели изменения климата, калиброванной отдельно для каждой из шести моделей общей циркуляции атмосферы и океана, а также с учетом факторов изменений в состоянии вечной мерзлоты, влияния стока наносов и долгосрочной адаптации ледовых щитов к изменению климата в прошлом. Средняя величина составляет 0,48 м, что соответствует среднему показателю, превышающему почти в 2 – 4 раза величину, наблюдаемую в XX веке. Диапазон подъема уровня моря, который был представлен в более раннем докладе МГЭИК в 1996 г., составлял 0,13 – 0,94 м.

Разницу в оценках можно отнести к использованию более совершенных моделей. Как считают в [4], после XXI века подъем уровня моря в значительной степени зависит от сценария выбросов CO₂. Математическое моделирование дает качественный вывод о том, что диапазон регионального колебания изменения уровня моря является существенным по сравнению со средним глобальным уровнем моря. В то же время, достоверность регионального распределения изменения уровня моря, согласно МОЦАО, является низкой, поскольку модели сильно различаются, хотя все они прогнозируют подъем выше среднего в Северном Ледовитом океане и ниже среднего – в Южном океане. Кроме того, вертикальные движения суши, как изостатические, так и тектонические, будут продолжаться в течение XXI века темпами, на которые изменение климата не влияет. Можно ожидать, что к 2100 г. многие регионы, характеризующиеся в настоящее время относительным снижением уровня моря, будут испытывать относительный подъем уровня. И, наконец, в результате среднего подъема уровня моря экстремально высокие уровни воды будут наблюдаться все более часто. Их частота может, вероятно, еще больше увеличиться в том случае, если в результате изменения климата штормы станут более частыми или особо экстремальными.

Моделирование на более далекую перспективу показывает, что если бы концентрации парниковых газов стабилизировались (даже на сегодняшних уровнях), уровень моря продолжал бы, тем не менее, подниматься в течение сотен лет. Через 500 лет подъем уровня моря в результате теплового расширения мог бы достигнуть лишь половины своего окончательного значения, которое согласно оценкам моделей находится в диапазоне 0,5 – 2,0 и 1,0 – 4,0 м для уровней CO₂, превышающих, соответственно, в 2 и 4 раза доиндустриальный уровень (XIX век). Потеря существенной доли общей массы ледников является вероятной. Те районы, которые в настоящее время частично покрыты льдом, станут, скорее всего, свободными от него.

Ледовые щиты будут продолжать реагировать на изменение климата в течение последующих нескольких тысяч лет, даже если произойдет стабилизация климата. В общей сложности сегодняшние ледовые щиты Антарктики и Гренландии содержат достаточно воды для того, чтобы поднять уровень моря почти на 70 м, если они растают, поэтому даже незначительное частичное изменение их объема будет иметь существенные последствия. Согласно модельным оценкам, местное ежегодное среднее потепление более чем на 3 °C, если

оно сохранится в течение тысячелетий, приведет фактически к полному таянию ледяного покрова Гренландии с последующим подъемом уровня моря почти на 7 м. В случае потепления в Гренландии на 5,5 °С, ледовый щит в Гренландии будет способствовать, вероятно, подъему уровня моря на 3 м через 1000 лет. При потеплении на 8 °С этот вклад составит около 6 м, при этом ледяной покров будет практически уничтожен. В случае меньших уровней потепления разрушение ледового щита будет происходить гораздо медленнее.

Не заглядывая так далеко в будущее, отметим, что при существующих темпах повышения уровня моря абсолютный уровень Черного моря (т.е. с учетом вертикальных движений земной коры) возрастет на 15 см к 2050 г. и на 30 см к 2100 г. Таким образом, за XX и XXI вв. суммарное повышение составит около 45 см, что близко к средней оценке сценариев общего повышения уровня Мирового океана, сделанной в [4] и учитывающей, однако, лишь эвстатические факторы. При неблагоприятном сценарии уровень Черного моря может возрасти на 40 см к 2050 г. и на 1 м к 2100 г. На настоящий момент ясно одно: уровень моря продолжает расти, а вот, насколько он вырастет – пока не известно. Это следует иметь в виду при определении влияния изменения уровня моря в будущем на хозяйственную деятельность в прибрежной зоне.

3.3 Последствия изменений климата и относительного уровня моря

Как отмечалось выше, в течение XX столетия во всем мире и в Европе уровень моря поднялся на 0,1 – 0,2 м. С учетом всех сценариев по выбросам CO₂ прогнозируется, что до 2100 г. глобальный уровень моря повысится в диапазоне от 0,09 до 0,88 м; в Европе тенденция будет такой же. Вследствие долгосрочных смещений земной коры в Европе возникнут региональные различия, так как основная часть Южной и Центральной Европы медленно опускается (предположительно на 0,5 мм/год), а большая часть Северной Европы (за исключением Северной Германии) поднимается над уровнем океана [34]. Хозяйственная деятельность в прибрежных зонах уже столкнулась с такими факторами как опасность наводнений и эрозия побережья. Изменения климата ещё больше повышают их вероятность. В прибрежных зонах Европы это повлияет на заселенные участки, некоторые секторы экономики, например, туризм, и экосистемы,

например, водно-болотные угодья в Прибалтике и Средиземноморье.

Даже увеличение уровня океана всего на полметра может привести к тому, что многие приморские низменности США, Канады и Европы просто исчезнут под водой. Очень сложная обстановка может сложиться на низменностях севера Сибири и на арктических островах. Значительная их часть будет затоплена морскими водами, а оставшаяся часть окажется сильно заболоченной. Портовые сооружения и причалы частично окажутся затопленными. Их или необходимо будет переносить на новые более возвышенные места, или надстраивать. Несмотря на то, что в Арктике станет теплее, погода там все-таки не улучшится, а ухудшится. На смену морозам придут туманы, дожди, шторма, которые будут происходить как в зимнее, так и в летнее время. Приток талой воды вызовет изменение не только температуры вод, но их солености и химического состава, а это весьма отрицательно скажется на жизни гидробионтов.

В период потепления из-за опреснения и повышения температуры многие морские течения могут ослабеть или даже изменить свои направления, т.к. в настоящее время они существуют из-за разности температур между высокими и низкими широтами. Не исключены изменения динамики вод в Атлантическом океане. В настоящее время поверхностная холодная вода, поступающая из Арктики, погружается в нижележащие слои, а ее место занимает поток поверхностных теплых вод из тропических широт. Имеются опасения, что в результате потепления скорость и интенсивность теплого Северо-Атлантического течения, которое согревает берега Скандинавии и Британии, замедлится. А это грозит большими неприятностями для европейцев. Примерно такое же отрицательное воздействие может произойти у берегов Аляски, которые согревает течение Куросио. Под угрозой затопления окажутся побережья Бангладеш, Индии, Китая, Индокитая и Японии.

Что касается глобальных изменений уровня моря, то темпы, масштабы и направление изменения уровня, конечно же, будут варьировать в отдельных местах и регионах в зависимости от особенностей прибрежной полосы, вертикального движения суши, изменения течений океана и плотности морской воды. Даже после того, как температура атмосферы стабилизируется, уровень моря будет продолжать повышаться в течение сотен лет из-за медленного отклика океана на внешние воздействия.

В течение последних десятилетий береговые территории претерпевали процессы видоизменения и интенсивного освоения, в результате чего они стали в большей степени уязвимы к повышению уровня моря. Развивающиеся страны с их более слабой экономикой и организационной структурой подвергаются самой серьезной опасности, однако и прибрежные низинные территории развитых стран также могут быть серьезно затронуты. За последние 100 лет 70 % песчаных береговых линий отступили вглубь территории [35]. Вторжение соленой воды в эстуарии рек может понизить качество и количество запасов пресной воды. Повышение уровня моря уже сейчас вызывает ухудшение качества пресной воды в Израиле, Таиланде, на малых островах, разбросанных по Тихому и Индийскому океанам и Карибскому морю, а также в некоторых наиболее плодородных дельтах, в частности, в дельтах рек Янцзы (Китай) и Меконг (Вьетнам).

Повышение уровня моря может нанести ущерб ключевым экономическим отраслям. Поскольку значительное количество продуктов питания производится в прибрежных районах, то отрасль производства морепродуктов, аквакультура и даже прибрежное сельское хозяйство подвергнутся неблагоприятному воздействию. Другие сектора, подверженные повышенной опасности, – это туризм и страховое дело (которое недавно уже сильно пострадало в результате экстремальных погодных условий). Ожидаемое повышение уровня моря приведет к затоплению большинства низин во всем мире и вытеснит миллионы людей из прибрежных регионов и небольших островов. Перемещение населения с затопленных земель, особенно тех, у которых нет достаточных ресурсов, повысит риск возникновения различных инфекционных и других заболеваний. Насекомые и другие переносчики болезней распространятся на новые ареалы обитания. Нарушение работы систем канализации, дренажа ливневых вод и сброса сточных вод также будет иметь определенные последствия для здоровья человека. Серьезной опасности подвергнутся ценные прибрежные экосистемы. На территории прибрежных районов находятся самые разнообразные и плодородные экосистемы, в частности, мангровые леса, коралловые рифы и т.д. Низко лежащие дельты, коралловые атоллы и рифы особенно чувствительны к изменениям уровня.

Конечно же, все последствия повышения уровня моря предсказать невозможно, но некоторые можно прогнозировать достаточно уверенно. К ним, прежде всего, можно отнести:

- ускорение береговой эрозии. Вдоль открытого побережья она составит 1 – 2 м на каждый сантиметр повышения уровня в дополнении к эрозии, возникающей за счет других факторов. Изменяются характеристики рельефа, что угрожает береговым постройкам, расположенным сейчас на расстоянии менее 50 м от уреза воды;

- ухудшение рекреационного использования пляжей;

- увеличение минерализации эстуариев и водоносных слоев. Окажутся под угрозой приемники питьевой воды в водоносных слоях, питающихся за счет пресноводной части реки;

- уменьшение количества доступной питьевой воды, ухудшение её качества. Сократится площадь низменностей;

- увеличение высоты приливов в устьях рек и заливах;

- существенное сокращение районов распространения и объема криосферы суши;

- разрушение большинства увлажненных местообитаний и болот. Особенно уязвимы дельты рек, впадающих в моря и океаны;

- увеличение уязвимости прибрежных районов при воздействии наводнений и штормов.

Высокая степень неопределенности, присущая ныне имеющейся информации, не позволяет вести эффективное управление, ограничивает возможности для прогнозирования и оценки экологических изменений. Существует множество альтернативных стратегий для адаптации к повышению уровня моря. Возможные ответные меры включают в себя различные меры защиты (сооружение дамб, восстановление дюн и т.д.), меры адаптации (введение новых строительных норм, защита находящихся под угрозой экосистем) и спланированные меры «отступления» (правила, запрещающие проведение новых работ на побережье). Некоторые страны, включая Австралию, Китай, Нидерланды, Великобританию и США, уже создали зоны, на территории которых строения будут снесены. Другие ответные меры включают в себя дноуглубительные работы в портах, улучшение методов ведения рыбного хозяйства и совершенствование норм проектирования объектов инфраструктуры, находящихся на удалении от береговой линии.

Какие же угрозы, связанные с повышением уровня моря, наиболее важны в Черном море? Конечно же, в первую очередь, это изменение берегов.

Колебания уровня моря и вертикальные тектонические движения побережий оказывают значительное влияние на интенсивность основных рельефообразующих процессов в береговой зоне (условия питания берегов наносами, общий бюджет осадочного материала и эволюция контура береговой линии). Устойчивое продолжительное повышение относительного уровня моря нарушает установившееся взаимодействие суши и моря и приводит к приспособлению действующих гидродинамических факторов к условиям меняющихся глубин, и, как следствие, к интенсивному преобразованию рельефа.

Основные направления в изучении этой проблемы: анализ данных непосредственных наблюдений и изучение последствий крупных изменений уровня моря (трансгрессий и регрессий) по геолого-геоморфологическим и палеогеографическим данным. Исследования, проведенные на разных побережьях и в разные годы, позволили выявить ряд закономерностей рельефо- и осадкообразования в береговой зоне при снижении и повышении уровня. Результаты опубликованы в [36], где отмечаются основные факторы, обуславливающие особенности переформирования морских берегов при изменениях уровня водоема: морфологические особенности поперечного профиля береговой зоны, в частности, уклон ее подводной и надводной частей; запасы пляжеобразующего материала и условия его поступления; скорость изменений уровня моря и тому подобное. Здесь же показана возможность качественных изменений строения берега при колебаниях относительного уровня моря. Другие важнейшие закономерности развития морских берегов при изменениях уровня моря установлены в [37, 38]. Обобщение данных непосредственных наблюдений и геолого-геоморфологических материалов по аккумулятивным берегам (наиболее подверженным изменениям в условиях изменения уровня моря), где кроме анализа основных факторов переформирования морских берегов характеризуются основные пути их развития при изменениях уровня моря, сделано в [39]. Воздействие бюджета осадочного материала на развитие морских берегов при изменениях уровня моря (по материалам длительных полустационарных исследований на северо-западном побережье Черного моря) приводится в [40]. В монографии [41] рассмотрен широкий

круг вопросов, связанных с изменениями берегов в условиях изменения уровня моря.

К основным процессам, происходящим на морских берегах в условиях повышения уровня моря, можно отнести простое затопление берегов без существенных изменений рельефа; перестройку аккумулятивных форм (пляжей полного и неполного профиля, баров, пересыпей, кос); изменение берегов с ярко выраженным уступом размыва в рыхлых породах или абразионным уступом в коренных [42]. Процесс затопления прибрежной суши без существенных изменений ее рельефа характерен для отмелей илистых и мелкопесчаных берегов полуизолированных акваторий, где воздействие волнения относительно невелико. Такие берега характерны, например, для северо-западного Причерноморья. В развитии берегов такого типа основную роль играет скорость изменения уровня моря, а горизонтальное перемещение береговой линии из-за малых уклонов может происходить довольно быстро. Например, на побережье штата Северная Каролина (США) граница некоторых лагун со стороны берега в условиях сравнительно медленного современного подъема уровня океана за последние 30 – 40 лет сместилась на несколько километров [43]. Считается, что при повышении уровня на 1 см, песчаные берега отступают на 2 – 3 м. Так, например, повышение уровня Черного моря в XX веке (наряду с другими факторами) привело к резкому уменьшению пляжей в Каламитском заливе и, в частности, в Евпатории [44].

На рис. 3.3 приведено изменение уровня моря и ширины пляжей в Евпатории (взятое как среднее для двух пляжей – Центральной курортной поликлиники и Украинского общества охотников и рыболовов, находящихся, соответственно, в западной и восточной частях города). Как видно на рис. 3.3, при среднем повышении уровня моря на 12 см, ширина пляжей в среднем сократилась на 13 м. Хотя период наблюдений небольшой и на уменьшение пляжей действуют и другие факторы, тенденция прослеживается достаточно отчетливо. В районе Сакской пересыпи среднегодовая скорость абразии составляет 2,1 м/год [45]. В южной части пересыпи за период с 1984 по 1998 гг. средняя скорость абразии составляла 3 – 4 м/год [46]. Процесс простого затопления прибрежной суши можно проиллюстрировать простым примером. Как показано выше (гл. 2), размах сезонных колебаний уровня в Черном море составляет более 10 см, причем максимум приходится на летние месяцы, а минимум – на зимние.

Анализ последовательных снимков пляжей, измерение их ширины в разное время и сравнение с отметками уровня показали тесную связь. Пример такой связи приведен на рис. 3.4. Конечно же, на изменчивость пляжей действуют и другие факторы, но в общем случае в летний курортный сезон их ширина меньше, чем в зимнее время.

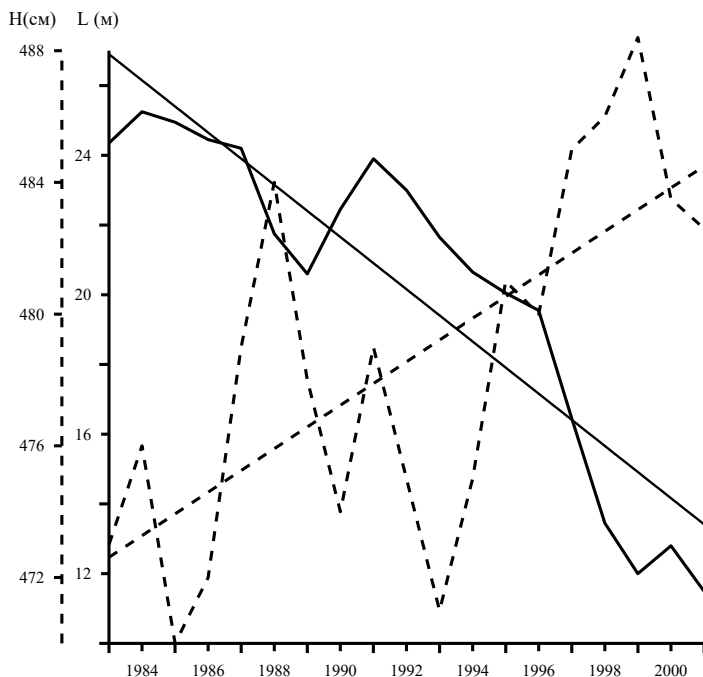


Рис. 3.3. Изменение ширины пляжей (*сплошная*) и уровня моря (*пунктир*) в Евпатории; линейный тренд (*прямые линии*)

В [47] показано, что повышение уровня моря способствует усилению абразии на ранее разрушавшихся участках берега при условии вовлечения в зону волновой переработки отрезков суши с уклонами, необходимыми для начала развития здесь абразионного процесса. Аккумулятивные формы вдольберегового питания на первых этапах трансгрессии подвергаются размыву, но по мере нарастания темпа поступления обломочного материала с сопредельных абразионных участков их рост возобновляется и в дальнейшем может происходить весьма интенсивно.



Рис. 3.4. пляж курзала в Евпатории: 14.07.2005 г., отметка уровня 508 см (слева); 10.12.2005 г., отметка уровня 498 см (справа)

В условиях наступления моря на аккумулятивный берег при повышении уровня первоначально преобладают процессы размыва участка дна, примыкающего к урезу [36]. При этом более крупный материал идет на формирование берегового вала, который, нарастая, сдвигается вглубь суши. По мере выработки профиля равновесия применительно к новым гидродинамическим условиям указанный процесс будет затихать. Дальнейшее повышение уровня моря приводит к затоплению прибрежной равнины, расположенной за валом, и превращению её в лагуну.

В зарубежной литературе и инженерной практике для прогноза изменений пляжей используются так называемые «правила Брууна», суть которых заключается в следующем:

- при повышении уровня моря происходит отступление аккумулятивного берега в результате размыва верхней части профиля подводного берегового склона;
- объем размыва равен объему материала, накопившегося в приурезовой полосе дна;
- общее повышение поверхности дна в результате аккумуляции наносов в нижней части профиля подводного берегового склона соответствует величине подъема уровня моря.

Вместе с тем, на некоторых побережьях эти положения не действуют [48]. Не вдаваясь в тонкости, отметим, что в настоящее время правила уточнены и учитывают вдольбереговые перемещения наносов, что крайне важно [49]. На основе анализа истории развития побережий Мирового океана в голоцене и в особенности их измене-

ний в Каспийском море, уровень которого в XX веке сильно изменялся, для аккумулятивных берегов, развивающихся на фоне повышения уровня моря, выделяется три типа эволюции [50]:

- при больших скоростях повышения уровня моря происходит затопление и консервация берегового вала ниже волновой базы и захоронение его под тонкозернистыми отложениями;

- смещение береговых аккумулятивных форм в сторону берега, сопровождающееся их размывом, может наблюдаться при разной скорости повышения уровня моря и, особенно, при дефиците обломочного материала;

- длительная аккумуляция наносов и выдвигание уреза в море происходит только в тех случаях, когда скорость подачи осадочного материала больше скорости подъема уровня моря.

При быстром подъеме уровня моря довольно мощные аккумулятивные формы не успевают смещаться в сторону суши. В таком случае происходит их затопление с одновременным размывом гребня и быстрым смещением береговой линии в сторону суши. При новом положении береговой линии близ уреза начинается формирование нового берегового вала, а при малых уклонах суши – лагуны за ним. В Черном море подобный механизм развития берега, видимо, проявлялся (см. разд. 2.1), что привело к образованию на шельфе затопленных аккумулятивных форм.

В [51] разработана схема развития берегового профиля с умеренными (до 0,005 – 0,01) уклонами при разных темпах подъема уровня моря в условиях избыточного и недостаточного поступления наносов. При медленном подъеме уровня моря (до 0,5 мм/год для берегов, сложенных средне- и крупнопесчаным материалом) происходит формирование пляжевого берегового вала. При резко положительном бюджете наносов (что, в общем, не характерно для Черного моря) может происходить выдвигание уреза или он остаётся стабильным. Более быстрый подъем уровня моря (0,5 – 1 мм/год) приводит к смещению береговой аккумулятивной формы в сторону суши без существенных изменений ее размеров. Подъем уровня моря со скоростью 1 – 3 мм/год (соответствующей ныне наблюдающейся) приводит к интенсивному развитию процессов волнового заплеска, размыву пляжей, росту аккумулятивного образования в высоту, увеличению крутизны его берегового склона. Наконец, при экстремальном ускорении подъема уровня моря (более 3 – 5 мм/год) аккумулятивная форма не успевает реагировать на изменения гидродинами-

ческих условий в береговой зоне. В результате происходит ее затопление, иногда сопровождаемое захоронением аккумулятивного тела осадками подводного берегового склона.

Что касается абразионных берегов, то подъем относительного уровня моря характеризуется, в целом, активизацией разрушения и отступления существующих, возникновением новых уступов размыва в рыхлых отложениях и абразионных уступов в коренных породах. При этом зачастую активизируется размыв береговых уступов, отмерших ранее вследствие понижения уровня моря или выработки профиля равновесия подводного берегового склона. Однако из-за того, что размыв береговых уступов протекает медленнее, чем процессы перестройки аккумулятивных форм, при подъеме уровня моря возможно также затопление существующих уступов с замедлением или даже прекращением их разрушения в условиях выхода из зоны активного волнового воздействия. В случае понижения уровня моря клифы и бенчи* постепенно выходят из зоны волнового воздействия, поэтому для таких условий характерно замедление отступления береговых уступов, понижение поверхности бенчей и их отмирание [42].

Реальная картина развития того или иного участка берега при изменениях уровня моря довольно сложна и, в общем случае, не описывается однозначными причинно-следственными зависимостями, а требует учета процессов саморазвития берегового рельефа. В частности, при наличии существенного вдольберегового перемещения наносов, чередования вдоль берега участков преобладания размыва и аккумуляции даже последовательные фазы повышения уровня моря на одну и ту же величину могут приводить к различному развитию того или иного участка берега [51]. Это явление представляет собой общую закономерность развития выравнивающихся берегов внутренних морей в условиях колебаний уровня.

Необходимо отметить, что общие модели развития берегового рельефа представляют собой лишь первое приближение к многообразию реально наблюдаемых ситуаций. Поэтому дальнейшее изучение развития рельефа морских берегов и связанных с этими факторами процессов представляется крайне актуальным.

*клиф (от англ. cliff) – абразионный обрыв, сформированный действием прибоя; к подножию клифа прилегает абразионная терраса – бенч.

Ожидаемое ускорение изменений уровня Мирового океана неизбежно приведет к существенным изменениям режима развития морских берегов. Учитывая высокую вероятность значительного ускорения изменений уровня океана, можно предполагать, что в ряде случаев произойдет изменение временного масштаба берегоформирующих процессов: те процессы, для развития которых требовались десятилетия, могут происходить в течение нескольких лет, а те, которые развивались в масштабе столетий, могут происходить за несколько десятилетий [52]. Можно ожидать также значительное распространение неравновесных процессов развития морских берегов.

В [42] предложена комплексная методика прогнозирования развития морских берегов в условиях быстрых изменений уровня моря, которая основана на представлениях о закономерностях развития морских берегов при изменении уровня. Она позволяет предсказывать общие тенденции развития отдельных участков морских побережий под воздействием изменений уровня моря, а в ряде случаев давать количественные оценки отступления береговой линии. Применение методики требует анализа геоморфологической ситуации, современных тенденций и темпов развития берегов, уклонов прибрежной суши и дна, запасов пляжеобразующего материала в береговой зоне, возможности и интенсивности его поступления из рек, литологических особенностей пород, слагающих абразионные и размываемые берега и т.п.

На первом этапе работы на основе анализа развития изучаемого побережья в условиях изменений уровня моря по геолого-геоморфологическим, историко-археологическим и инструментальным данным выделяются участки с преобладающим развитием того или иного берегоформирующего процесса: пассивного затопления, размыва (для уступа в рыхлых породах) или абразии (для уступа в коренных породах), отступления береговых уступов, переформирования аккумулятивных берегов со смещением аккумулятивных форм в сторону суши и их общим разрушением, перестройки дельтовых берегов и т.д. При этом предполагается, что при ожидаемых изменениях уровня моря в ближайшее столетие в большинстве случаев сохранится преобладание того или иного основного берегоформирующего процесса на данном участке побережья. Поэтому предсказание ожидаемого развития осуществляется на основе анализа закономерностей развития берегов данного морфологического типа с использованием геоморфологических и палеогеографических анало-

гий. По участкам, для которых имеется соответствующая информация, выполняется также количественная оценка интенсивности процессов возможного переформирования берегов.

Не вдаваясь в подробности методики, которая изложена в [42], отметим, что ширину полосы побережья S , в которой последствия возможного подъема уровня моря окажут непосредственное воздействие, авторы представляют в виде суммарной ширины трех зон:

$$S = B + C + D,$$

где B – ширина зоны прямого (пассивного) затопления вследствие повышения среднесуточного уровня моря (определяется прогнозным сценарием уровня океана, вертикальными движениями берегов и рельефом прибрежной суши); C – величина отступления береговой линии в результате разрушения уступа размыва (абразионного уступа) или переформирования аккумулятивных форм берегового рельефа; D – ширина зоны затопления при нагонных и прочих экстремальных подъемах уровня. При этом величины C и D даже в случае детерминированного подъема уровня моря B носят вероятностный характер.

Основываясь на этой методике, авторы дали прогноз развития берегов России в условиях подъема уровня Мирового океана к 2100 г. Вместе с тем, из-за высокой неопределенности прогнозных сценариев подъема уровня моря (как в глобальном, так и в региональном масштабе), отсутствия надежных методик предсказания процессов отступления морского края аккумулятивных форм берегового рельефа и береговых уступов, особенно в связи со склоновыми процессами, данная методика позволяет получить лишь приближенные оценки ожидаемого развития берегов и требует дальнейшего усовершенствования.

По данным наблюдений процессы перестройки аккумулятивных берегов и установления их равновесия с изменившимися внешними условиями происходят очень быстро. Известно, что главные черты берегового склона формируются экстремальными штормами, а более слабые воздействия в промежутках между ними вызывают лишь некоторые колебания характеристик профиля (в основном вблизи уреза). Определяющую роль в развитии открытых аккумулятивных песчаных берегов непривливаемых морей играют шторма повторяемостью один раз в несколько лет [50, 51].

Предполагаемое ускорение подъема уровня моря в ближайшие десятилетия приведет к резкому усилению переформирования **аккумулятивных берегов**. Наиболее существенные изменения произойдут при этом на барьерных береговых формах – барах, косах, пересыях. Наряду с размывом морского склона будет происходить перемещение этих форм к берегу. Согласно законам развития равновесных береговых форм рельефа, они перемещаются при этом параллельно самим себе с сохранением плановых очертаний. Однако резкое ускорение подъема уровня моря не будет способствовать их развитию в равновесном режиме. Развитие песчаных береговых аккумулятивных форм чаще всего прекращается при экстремальном ускорении подъема уровня моря. Вполне вероятно быстрое разрушение многих песчаных береговых аккумулятивных форм. Если уровень моря повышается быстро, а запасы песка на подводном склоне невелики, то барьерная форма постепенно уменьшается в ширину. После уменьшения ширины такой формы до критической величины она становится крайне неустойчивой [43]. Могут происходить прорывы барьерной формы на отдельных участках, распадение ее на отдельные острова и даже полное разрушение. Такая судьба, очевидно, в случае быстрого подъема уровня, ожидает северо-западное побережье Черного моря.

Своеобразными участками морских побережий, имеющими чаще всего аккумулятивный характер, являются **дельтовые берега**, прилегающие к устьям рек. Аллювиальный материал образует конусы выноса – речные дельты, имеющие в плане самую различную форму в зависимости от соотношения интенсивности волнового поля, с одной стороны, и уклона поверхности, а также величины жидкого и твердого стока реки, с другой. В Черном море – это, прежде всего, обширная дельта Дуная. При подъеме уровня моря в условиях сохранения твердого и жидкого стока реки вследствие увеличения уклонов подводного берегового склона можно ожидать усиления размывающего действия волнения и прочих гидрогенных факторов на подводную часть дельты и устьевые бары.

Что касается **абразионных берегов**, то подъем уровня моря, приводя к увеличению глубин у берега, будет усиливать воздействие на него волнения, особенно в рыхлых породах. Это в большинстве случаев приведет к ускорению разрушения, в первую очередь, на тех участках, где вследствие приближения к состоянию равновесия размыв шел сравнительно медленно. При очень быстром подъеме уров-

ня моря процесс может приобрести катастрофический характер. Для берегов, сложенных твердыми породами (например, Южный берег Крыма), воздействие будет невелико.

На рис. 3.5 приведена прогнозная карта-схема развития черноморских берегов Украины в условиях повышения уровня. Карта разработана нами на основе типизации берегов Черного моря, сделанной в [37, 53], и носит качественный характер. Из неё видно, что при повышении уровня моря наибольшее воздействие будет оказываться на плотно заселенные берега Украины в районе Каламитского залива (от Севастополя до Донузлава), в районе Одессы и Феодосийского залива, т.е. в курортных районах, что создаст серьезные проблемы для их использования и развития.

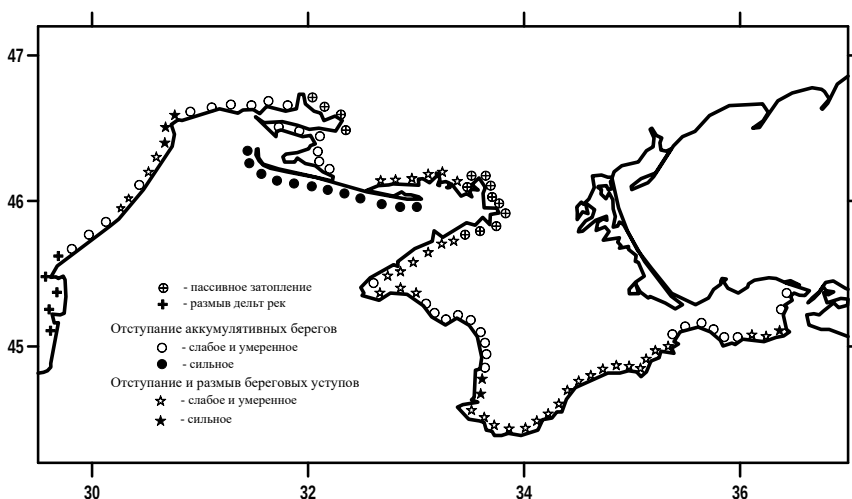


Рис. 3.5. Карта-схема прогноза развития черноморских берегов Украины в условиях повышения уровня

В Каламитском заливе уже сейчас идет интенсивная деградация пляжей [44]. Разгрузка оползней, развивающихся в береговой зоне в условиях подмыва береговых уступов, приводит к травмам и даже к гибели людей, как это случилось в 2005 г. в Севастополе. В Балаклаве при штормовых нагонах морская вода частично затопливает набережную. Нетрудно предугадать, что для защиты береговых сооружений в случае повышения уровня потребуются значительные средства. В районе Одессы, на фоне повышающегося уровня моря

вследствие интенсивного опускания суши, наблюдаются особенно большие величины относительного подъема уровня, что уже сейчас создает значительные хозяйственные проблемы. В несколько меньшей мере последствия повышения уровня будут сказываться в районе Феодосийского залива. Мы привели лишь некоторые примеры возможных воздействий повышения уровня Черного моря на берега. Детальная проработка этого вопроса ещё впереди.

Уже сейчас понятно: чтобы отстоять нынешние берега при повышении уровня в будущем (а все говорит в пользу этого сценария), необходимы огромные капиталовложения. Конечно, речь идет об их эффективном использовании. К сожалению, приходится констатировать, что в настоящее время средства, предназначенные для защиты побережий, часто работают на их разрушение, если люди вмешиваются в природные процессы, не понимая происходящего в береговой зоне. Примеров этому, увы, немало. Между тем, есть примеры и удачных решений.

Основным природным элементом защиты берега является пляж. На Черноморском побережье волногасящий пляж (для гашения энергии волн, возможных один раз в 50 лет) должен иметь ширину не менее 30 м. Поэтому все чаще для защиты берега используют искусственные волногасящие пляжи, создаваемые на песчаных и легкоразмываемых основаниях. Многолетний опыт эксплуатации таких пляжей на Одесском побережье показал их высокую эффективность. Этот способ защиты берега от волновой абразии создан самой природой. Искусственные свободные пляжи обеспечивают значительное снижение потребности в дорогостоящих строительных материалах (бетон, металл, цемент и др.), стоимости и трудоемкости строительных работ, их сроков. Они обеспечивают нормальный водообмен и в отличие, например, от бун, восполняют вдольбереговой поток наносов.

Подробный разбор современного состояния береговой зоны и критический анализ берегозащитных сооружений в пределах российского побережья Черного моря содержится в [54]. К сожалению, для береговой зоны Украины такого анализа нет до сих пор. Не существует и программы защиты берегов украинского побережья Черного и Азовского морей. Между тем, сейчас, как никогда необходимо объединение усилий всех научных и инженерных организаций в её разработке и практическом применении.

Литература к главе 3

1. *Кондратьев К.Я.* Глобальные изменения на рубеже тысячелетия // Вестник РАН.– 2000.– т. 70, № 5.– С. 466-473.
2. *Кондратьев К.Я.* Изменения глобального климата: реальность, предположения, вымыслы // Исследования земли из космоса.– 2002.– № 1.– С. 3-23.
3. *Vinnikov K.Y., Robock A., Stouffer R.J., Walsh J.E., Parkinson C.L., Cavalieri D.J., Mitchell J.F.B., Garrett D., Zakharov V.F.* Global warming and Northern Hemisphere sea ice extent // Science.– 1999b.– 286.– P. 1934-1937.
4. *IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change).* Climate change 2001: The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.– Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, 2001a.– 881 p.
5. *Kaplan A., Cane M.A., Kushnir Y.A., Clement A.C.* Analyses of global sea surface temperature, 1856-1991 // J. Geophys. Res.– 1998.– 103 (C9).– P. 18567-18589.
6. *Folland C.K., Parker D.E., Colman A.W., Washington R.* Large scale modes of ocean surface temperature since the late nineteenth century // Beyond El Nino: Decadal and Interdecadal Climate Variability / A. Navarra (ed.).– Berlin: Springer-Verlag, 1999a.– P. 73-102.
7. *Folland C.K., Reynolds R.W., Gordon M., Parker D.E.* A study of six operational sea surface temperature analyses // J. Climate.– 1993.– 6.– P. 96-113.
8. *Folland C.K., Sexton D.M.H., Karoly D.J., Johnson C.E., Rowell D.P., Parker D.E.* Influences of anthropogenic and oceanic forcing on recent climate change // Geophys. Res. Lett.– 1998.– 25.– P. 353-356.
9. *Karl T.R., Knight R.W., Plummer N.* Trends in high-frequency climate variability in the twentieth century // Nature.– 1995b.– 377.– P. 217-220.
10. *Иванов В.А., Репетин Л.Н., Мальченко Ю.А.* Климатические изменения гидрометеорологических и гидрохимических условий прибрежной зоны Ялты. (Препринт / НАНУ, МГИ).– Севастополь, 2005.– 164 с.

11. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А., Репетин Л.Н. Гидрометеорологические условия Феодосийского залива. (Препринт / НАНУ, МГИ).– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004.– 76 с.
12. Еремеев В.Н., Ефимов В.В., Суворов А.М., Шокуров М.В. Аномальная климатическая тенденция изменения температуры Черного моря // Доповіді НАНУ.– 2001.– № 11.– С. 91-95.
13. Pirazzoli P.A. World Atlas of Holocene sea level changes.– Amsterdam: Elsevier, 1991.– 300 p.
14. Fleming K., Johnston P., Zwartz D., Yokoyama Y., Lambeck K., Chappell J. Refining the eustatic sea level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites // Earth Planetary Science Letters.– 1998.– 163.– P. 327-342.
15. Lambeck K., Bard E. Sea level change along the French Mediterranean coast since the time of the Last Glacial Maximum // Earth Planetary Science Letters.– 2000.– 175.– P. 203–222.
16. Spencer N.E., Woodworth P.L. Data holdings of the Permanent Service for Mean Sea Level (November 1993).– Bidston, Birkenhead: Permanent Service for Mean Sea Level.– 1993.– 81 p.
17. Gornitz V., Lebedeff S. Global sea level changes during the past century. In: sea level Fluctuation and Coastal Evolution // Society for Economic Paleontologists and Mineralogists / D. Nummedal, O.H. Pilkey and J.D. Howard (eds.).– 1987.– SEPM Special Publication № 41.– P. 3-16.
18. Peltier W.R., Tushingham A.M. Global sea level rise and the greenhouse effect: Might they be connected? // Science.– 1989.– 244.– P. 806-810.
19. Peltier W.R., Tushingham A.M. Influence of glacial isostatic adjustment on tide gauge measurements of secular sea level change // J. Geophys. Res.– 1991.– 96.– P. 6779-6796.
20. Trupin A., Wahr J. Spectroscopic analysis of global tide gauge sea level data // Geophysical Journal International.– 1990.– 100.– P. 441-453.
21. Nakiboglu S.M., Lambeck K. Secular sea level change // Glacial Isostasy. Sea Level and Mantle Rheology / R. Sabadini, K. Lambeck, E. Boschi (eds.).– Kluwer Academic Publ., 1991.– P. 237-258.

22. *Douglas B.C.* Global sea rise: a redetermination // *Surveys in Geophysics.*– 1997.– 18.– P. 279-292.
23. *Shennan I., Woodworth P.L.* A comparison of late Holocene and twentieth-century sea level trends from the UK and North Sea region // *Geophysical Journal International.*– 1992.– 109.– P. 96-105.
24. *Gornitz V.* A comparison of differences between recent and late Holocene sea level trends from eastern North America and other selected regions // *Journal of Coastal Research.*– 1995.– Special Issue 17, Holocene Cycles: Climate, Sea Levels and Sedimentation.– P. 287-297.
25. *Mitrovica J.X., Davis J.L.* Present-day post-glacial sea level change far from the Late Pleistocene ice sheets: Implications for recent analyses of tide gauge records // *Geophys. Res. Lett.*– 1995.– 22.– P. 2529-2532.
26. *Davis J.L., Mitrovica J.X.* Glacial isostatic adjustment and the anomalous tide gauge record of eastern North America // *Nature.*– 1996.– 379.– P. 331-333.
27. *Peltier W.R.* Global sea level rise and glacial isostatic adjustment: an analysis of data from the east coast of North America // *Geophysical Research Letters.*– 1996.– 23.– P. 717-720.
28. *Peltier W.R., Jiang X.* Mantle viscosity, glacial isostatic adjustment and the eustatic level of the sea // *Surveys in Geophysics.*– 1997.– 18.– P. 239-277.
29. *Douglas B.C.* Global sea rise: a redetermination // *Surveys in Geophysics.*– 1997.– 18.– P. 279-292.
30. *Lambeck K., Smither C., Ekman M.* Tests of glacial rebound models for Fennoscandia based on instrumented sea- and lakelevel records // *Geophysical Journal International* – 1998.– 135.– P. 375-387.
31. *Woodworth P.L.* Trends in U.K. mean sea level // *Marine Geodesy.*– 1997.– 11.– P. 57-87.
32. *Woodworth P.L.* A search for accelerations in records of European mean sea level // *International Journal of Climatology.*– 1990.– № 10.– P. 129-143.
33. *Васильев А.С., Луначев Ю.В.* Характерные закономерности поведения среднего уровня морей России в период потепления климата // *Труды ГОИИ.*– 1999.– вып. 207.– С. 13.

34. *Васильев А.С., Лупачев Ю.В., Победоносцев С.В., Чиквиладзе Г.Н.* Влияние изменений климата на уровень морей России // Экспедиционные исследования Мирового океана и океанографические ресурсы. ОИР'98. Тез. докл. Международной конф.– Обнинск, Россия, 1998.
35. *Assessment of potential effects and adaptations for climate change in Europe: The Europe ACACIA project / M.L. Parry (ed.).– Jackson Environment Institute, University of East Anglia, Norwich, 2000.– 233 p.*
36. *Emery K., Aubrey D.* Sea levels, Land levels and tide gauges.– NY: Springer-Verlag.– 237 p.
37. *Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов.– М.: Изд-во АН СССР, 1962.– 710 с.
38. *Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А.* Геоморфология морских берегов.– М.: МГУ, 1975.– 336 с.
39. *Долотов Ю.С. и др.* Динамика песчаных берегов внутренних морей в условиях нестабильности их уровня // Человечество и береговая зона Мирового океана в XXI веке.– М.: ГЕОС, 2000.– С. 28-40.
40. *Долотов Ю.С.* Динамические обстановки прибрежно-морского рельефообразования и осадконакопления.– М.: Наука, 1989.– 270 с.
41. *Шуйский Ю.Д.* Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей.– Л.: Гидрометеиздат, 1986.– 240 с.
42. *Coastal Evolution: Late Quaternary shoreline and morphodynamics / R.W.G. Carter, C.D. Woodroffe (eds.).– Cambridge, UK: Cambridge Univ. Press, 1997.– 517 p.*
43. *Каплин П.А., Селиванов А.О.* Глобальное потепление климата и его влияние на уровень морей и береговые процессы // Современные глобальные изменения природной среды. Т. 2.– Научный мир, 2006.– 776 с.
44. *Leatherman S.P.* Response of sandy beaches to sea-level rise // Late Quaternary Sea-Level Correlations and Applications / D.B. Scott et al. (eds.).– Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1989.– P. 57-69.
45. *Иванов В.А., Ястреб В.П., Горячкин Ю.Н., Зима В.В., Прусов А.В., Фомин В.В.* Природопользование на Черноморском побере-

- режье Западного Крыма: современное состояние и перспектива развития.— Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006.— 324 с.
46. Романюк О.С., Луцик А.В., Морозов В.И. Условия формирования и динамика морского побережья в районе Сакской курортной зоны.— Симферополь: ГИМР, 1992.— С. 12-17.
 47. Агаркова И.В. Влияние хозяйственной деятельности на динамику Сакского побережья // Ученые записки Таврического Национального Университета им. В.И. Вернадского.— т. 12 (51).— Симферополь, 1999.— С. 15-19.
 48. Леонтьев О.К. Основы геоморфологии морских берегов.— М.: МГУ, 1961.
 49. Развитие морских берегов России и их изменения при возможном подъеме уровня Мирового океана.— М.: Изд-во МГУ, 1997.
 50. Bruun P. The Bruun rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large-scale two- and three-dimensional usages // Journ. Coast. Res.— 1988.— v. 4, № 4.
 51. Долотов Ю.С. О возможных типах эволюции побережий в связи с ожидаемым повышением уровня Мирового океана вследствие «парникового эффекта» // Проблемы развития морских берегов.— М: ИО АН СССР, 1989.
 52. Селиванов А.О. Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене-голоцене и развитие морских берегов.— М.: ИВП РАН, 1996.— 268 с.
 53. Зенкович В.П. Берега Черного и Азовского морей.— М.: Географиз, 1958.— 373 с.
 54. Шахин В.М., Рыбка В.Г., Ярославцев Н.А. Современное состояние береговой зоны и берегозащитных сооружений Черного и Азовского морей в пределах Краснодарского края // Человечество и береговая зона Мирового океана в XXI веке.— М.: ГЕОС, 2001.— С. 423-429.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Характерной чертой четвертичной истории Черного моря являлись многократные трансгрессии и регрессии, что приводило к значительным изменениям его уровня. Наличие на берегах моря в течение длительного периода античной цивилизации позволило использовать археологические данные, в дополнение к геолого-геоморфологическим, и восстановить колебания уровня за историческое время. За последние 6 тыс. лет уровень Черного моря был как минимум два раза выше и ниже современного, а отклонения от современного уровня составляли от -5 до +2 м.

Спектр изменчивости уровня в Черном море охватывает периоды от минут до тысячелетий. В высокочастотной области преобладают сейши. В определенных физико-географических условиях (например, в Севастопольской бухте) они могут оказывать существенное влияние на водообмен с открытым морем. В целом, вклад мезомасштабных колебаний уровня в общую изменчивость невелик и их изучение представляет скорее научный, чем прикладной интерес.

Гораздо большее практическое значение имеют сгонно-нагонные колебания, вносящие наибольший вклад в формирование экстремальных величин уровня, которые необходимы как исходные при проектировании различных гидротехнических и берегозащитных сооружений. Наибольшие значения штормовых колебаний уровня характерны для северо-западной мелководной части моря, где их размах может достигать 3 м. Как правило, процесс сгона – нагона кратковременный, что делает его опасным для хозяйственной деятельности и приносящим вред прибрежным сооружениям. Учитывая тот факт, что северо-западная часть моря активно используется в судоходстве, прогноз штормовых сгонов и нагонов, имеет существенное прикладное значение.

Одной из задач наук о Земле, актуальной в последнее время, стало изучение тенденций климатических изменений элементов географической оболочки. В монографии показаны такие тенденции для элементов водного баланса и определен их вклад в общую изменчивость уровня. Так в течение XX века в Черном море не было отмечено значительных изменений речного стока. Вместе с тем, наблюдается увеличение количества осадков, выпадающих над морем, и уменьшение испарения, что в целом в балансе пресных вод дает существенный положительный тренд. Такие изменения должны

привести к значительному увеличению оттока вод из Черного моря в Мраморное. Однако методика определения величин испарения и осадков над морем имеет значительные неопределенности и представляет предмет дальнейших усовершенствований. Что касается стерических эффектов, то для температуры и солености наблюдается положительный вклад в тенденцию многолетнего уменьшения плотности (увеличения уровня), при этом вклад солености составляет около 90 %.

В Черном море в настоящее время наблюдается устойчивый рост уровня, величина которого составляет 2,5 мм/год. Определение вклада вертикальных движений земной коры в общую изменчивость представляет самостоятельную научную задачу, которая возможно будет решена в ближайшие десятилетия. Во всяком случае, бурное развитие спутниковых методов вселяет такую надежду. По-видимому, большая часть берегов Черного моря испытывает современное погружение, величина которого особенно значительна в районах Одессы и Колхидской низменности.

Для хозяйственной деятельности, в общем-то, нет особой разницы в причинах, вызывающих изменения уровня. Фактом является его увеличение в последние 50 – 60 лет на величину около 15 см. При сохранении этой тенденции к 2050 г. уровень возрастет ещё на такую же величину, хотя есть и более пессимистические прогнозы.

В этих условиях можно ожидать ускорение береговой эрозии. Вдоль открытого побережья она составит 1 – 2 м на каждый сантиметр повышения уровня в дополнении к эрозии, возникающей за счет других факторов. Изменяются характеристики рельефа, что угрожает береговым постройкам, располагающимся сейчас на расстоянии менее 50 м от уреза воды; ухудшатся условия рекреационного использования пляжей. В наибольшей степени это коснется побережья Каламитского и Одесского заливов. На других побережьях Украины последствия будут, видимо, невелики.

Уже в настоящее время проблема уменьшения пляжей является очень острой, с чем связан возросший в последнее десятилетие интерес к изучению эволюции морских берегов в условиях колебаний уровня. Для комплексных управленческих подходов и прогнозирования последствий изменений уровня требуются систематические наблюдения в зоне контакта суша – море. К сожалению, это направление науки в Украине практически не финансируется. Авторы надеются, что публикация данной работы привлечет к указанным

проблемам внимание не только научных организаций, но и общест-
венности.

Приложение 1

НАБЛЮДЕНИЯ ЗА УРОВНЕМ ЧЕРНОГО МОРЯ

1.1 Краткая история наблюдений за уровнем Черного моря

Наблюдения за уровнем Черного моря в России начались с середины XIX века. Они проводились по уровенным рейкам (футштокам), установленным в нескольких портах, преимущественно Дирекцией маяков и лоций Черного и Азовского морей и частично Управлениями портов. Данные этих наблюдений не сохранились. Систематические наблюдения были организованы в 1873 г. Наиболее длинные, сохранившиеся ряды имеются для Очакова (с 1874 г.), Одессы и Севастополя (с 1875 г.).

В 1912 г. Отделом торговых портов Министерства торговли и промышленности была утверждена «Общая программа развития гидрометеорологической службы в торговых портах и пунктах морских побережий Европейской России». Были возобновлены ранее прерванные в отдельных пунктах наблюдения и организованы новые уровенные посты.

Во время гражданской войны 1918 – 1920 гг. работа многих уровенных постов была прервана, рейки частично повреждены, а частично уничтожены. В 1920 г. Центральной станцией гидрометслужбы Черного и Азовского морей (размещавшейся в Феодосии) была проделана большая работа по восстановлению сети станций и её расширению в соответствии с программой 1912 г.

Перед Великой Отечественной войной 1941 – 1945 гг. Севастопольским Управлением гидрометеослужбы (УГМС) было открыто в разных пунктах побережья Черного и Азовского морей еще 17 постов и 2 поста – Гидрографическим управлением Военно-Морского флота.

Во время Великой Отечественной войны многие уровенные посты были полностью или частично уничтожены и наблюдения не проводились. Пострадали также посты, расположенные на кавказском побережье, где наблюдения хотя и продолжались, но с перерывами, вследствие повреждений уровенных реек при бомбёжках с воздуха. В условиях оккупации работал уровенный пост в г. Ялта. С 1944 г. сеть уровенных постов начала восстанавливаться, рекон-

струироваться и расширяться. На многих постах были установлены самописцы уровня моря.

В середине 50-х годов геодезической службой СССР была проведена большая работа по точной нивелировке геодезических пунктов, что позволило привести все реперы к единой системе высот и сделать данные сопоставимыми. До этого каждый пункт имел свой нуль поста. На территории СССР в 1977 г. была введена Главная высотная основа СССР в «Балтийской системе высот», отнесенной к эпохе 1977 г., которая действует и поныне.

Большая работа была проделана при подготовке «Каталога уровенных наблюдений на Черном и Азовском морях» [1]: исключены ошибки из материалов предыдущих наблюдений, данные приведены к единой системе высот. Всего в различные годы на территории бывшего СССР на Черном море существовало 44 уровенных поста, данные с которых сохранились до 1985 г. включительно сведены в [2]. Здесь же содержатся краткие сведения о постах и об их высотной привязке (реперах). С 1992 г. сеть станций отошла к созданным независимым государствам, бывшим республикам СССР, после чего начался этап сокращения сети станций.

В Констанце и Сулине (Румыния) наблюдения проводятся с 1858 г., причем сохранились полные ряды. В Болгарии наблюдения за уровнем моря начали проводиться с 1881 г. (Варна), позже были открыты станции Несебар (1924 г.) и Бургас (1928 г.). На турецком побережье в течение 1949 – 1962 гг. наблюдения проводились в Эрегли, Трабзоне (1956 – 1983 гг.) и Самсуне (1961 – 1983 гг.) В Турции сеть станций принадлежит гидрографической службе военно-морского флота.

1.2. Современное состояние сети пунктов наблюдений за уровнем Черного моря

В настоящее время сеть пунктов наблюдений за уровнем Черного моря насчитывает 30 станций. Из них 13 принадлежат Украине (не считая пунктов, расположенных в устьях рек и в лиманах, непосредственно не связанных с морем), 5 – Российской Федерации, 4 – Болгарии, по 3 – Румынии и Турции, 2 – Грузии (рис. 1). Таким образом, в среднем 1 станция приходится на 120 км береговой линии. Вместе с тем, станции расположены очень неравномерно. Самая густая сеть на западном побережье – половина всех станций. Самая

редкая сеть на южном – турецком побережье (всего 3 станции). Необходимо отметить, что сеть станций в Черном море одна из самых густых для внутренних морей, не говоря уже об океане. Так в [3] признается, что в Средиземном море, несмотря на то, что значительную часть береговой линии занимают высокоразвитые страны, существующая сеть совершенно недостаточна.

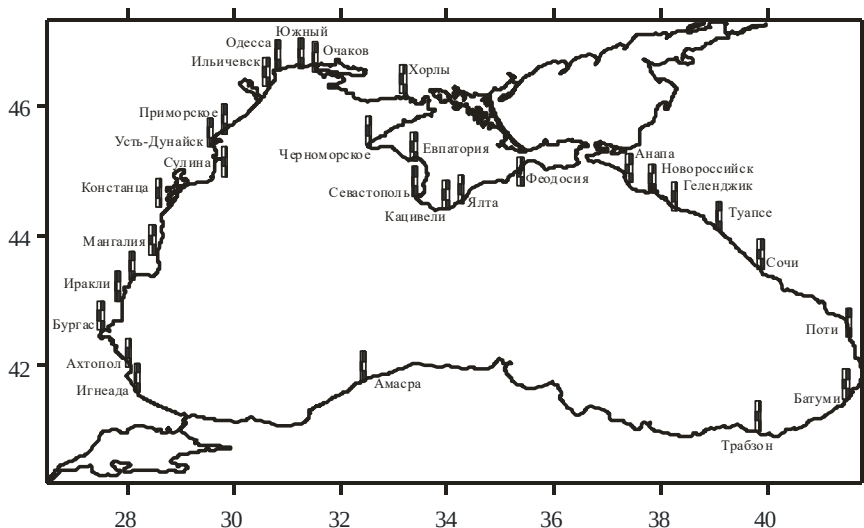


Рис. 1. Схема расположения действующих уровенных постов в Черном море

В Украине из 13 станций 12 принадлежит Госкомгидромету, одна (п. Кацивели) – Национальной академии наук. Некоторые сведения о пунктах наблюдений за уровнем моря в Украине сведены в табл. 1.

Как видно из табл. 1, почти половина постов, принадлежащих Госкомгидромету, не оборудована самописцами уровня. И хотя оценки точности вычисления среднего уровня при различной дискретности показывают, что погрешность вычисленных среднемесячных уровней моря при 2- и 3-срочных наблюдениях не превышает ± 1 см, а среднегодовые уровни при 4-х сроках наблюдений совпадают со средними, полученными из ежедневных наблюдений, такое положение дел нельзя назвать нормальным.

Таблица 1. Сведения о пунктах наблюдений за уровнем моря в Украине

№ п/п	Пункт	Количество сроков наблюдений	Наличие самописцев	Начало наблюдений
1	Усть-Дунайск	4		1983
2	Приморское	2		1951
4	Ильичевск	4	+	1960
5	Одесса	4	+	1875
6	Южный	4		1980
7	Очаков	2	+	1874
8	Хорлы	4		1923
9	Черноморское	3		1927
10	Евпатория	3		1917
11	Севастополь	4	+	1875
12	Кацивели		++	1949
13	Ялта	3	+	1927
14	Феодосия	2	+	1912

Имеющиеся на постах самописцы устарели морально и физически и требуют, как минимум, доработки. Вследствие разрушения футштоков несколько лет не велись наблюдения в Хорлах, Черноморском и Евпатории. Именно неудовлетворительное состояние и отсутствие нормальных взаимоотношений с научными организациями Украины – главными потребителями информации, вызвало решение группы экспертов проекта MedGLOSS установить мареограф нового поколения в организации Национальной Академии наук Украины – Экспериментальном отделении Морского гидрофизического института в п. Кацивели (Южный берег Крыма). Установленный в 2003 г. мареограф входит в сеть мониторинга уровня моря MedGLOSS Network и работает в режиме, близком к режиму реального времени (on-line режим), т.е. данные с него с небольшим запаздыванием размещаются на соответствующем сайте (medgloss.ocean.org.il). Этот мареограф работает параллельно со штатным поплавковым мареографом, находящемся на удалении около 400 м. Кроме уровня моря (измеряемого с помощью датчика давления) он регистрирует температуру морской воды, что крайне важно с точки зрения мониторинга вклада стерических эффектов в изменении уровня. Такой же мареограф установлен в Констанце. В

сеть MedGLOSS также входят станции Туапсе и Бургас, но данные с них поступают в режиме задержки (off-line режим).

Стратегия, принятая в проекте MedGLOSS, направлена на развитие сети мониторинга уровня, которая отвечает как национальным, так и международным интересам и в перспективе должна охватить весь регион Черного и Средиземного морей. Все участники проекта получают доступ к данным мониторинга, проводимого другими странами – участницами.

Одно из преимуществ проекта – привязка абсолютных высот реперов мареографов, установленных в различных странах. Поскольку в каждой стране, как правило, своя система геодезической привязки, то при сравнении данных это являлось серьёзным недостатком. Кроме того, в рамках проекта планируется развертывание подсистем для определения вертикальных движений земной коры спутниковыми методами (см. разд. 1.10). Проект должен до некоторой степени решить ещё одну проблему. После развала СССР практически прекращен обмен данными между Украиной, Россией и Грузией, обладающими развитой сетью пунктов наблюдений за уровнем. Парадокс, но сейчас эти данные (среднемесячные: Поты, Батуми, Туапсе) доступны только на сайте PSMSL. Причем, анализ данных даёт повод усомниться в их качестве. Украина же представила в этот международный проект данные только по Севастополю до 1994 г.

В настоящее время в сети Госкомгидромета Украины применяются в основном механические поплавковые мареографы, которые можно использовать еще определенное время, автоматизировав процесс сбора и накопления данных об уровне моря. Опыт эксплуатации такой системы был накоплен на ГМ Севастополь совместными усилиями МГИ НАНУ и МО УкрНИГМИ. Штатный поплавковый мареограф СУМ был дооборудован адаптером для регистрации данных об уровне моря в цифровой форме (с вводом их в компьютер) и последующей автоматизированной обработки. Его работа в течение 5 лет показала надежность системы [4], а накопленная информация с малой дискретностью позволила получить новые, важные научные результаты [5]. В настоящее время информация с самописцев уровня практически не используется из-за большой трудоемкости процесса оцифровки данных. Преимущество системы в том, что внедрение цифрового преобразователя позволит, продолжая работу действующих мареографов, постепенно перейти к автоматизации процесса

регистрации и обработки данных уровенных наблюдений с обеспечением необходимого качества. Для Украины немаловажно и то, что внедрение системы не требует больших финансовых затрат и высококвалифицированного обслуживающего персонала. К сожалению, система была снята с эксплуатации по чисто административным причинам.

Представляется, что основной целью международного сотрудничества в измерении уровня Черного моря должно быть определение региональных длиннопериодных относительных и абсолютных трендов изменений уровня. Для этого необходимо поддержание функционирования существующей сети станций, их дооснащение, а также организация обмена данными.

Литература к приложению 1

1. *Каталог* уровенных наблюдений на Черном и Азовском морях.– Л.: Гидрометеиздат, 1965.– 227 с.
2. *Каталог* наблюдений над уровнем Черного и Азовского морей.– Севастополь, 1990.– 268 с.
3. *Tsimplis M.N., Spencer N.E.* Collection and analysis of monthly mean sea level data in the Mediterranean and the Black Sea // *J. Coast. Res.*– 1997.– 13, № 2.– P. 534-544.
4. *Зима В.В., Репетин Л.Н.* Опыт цифровой регистрации измерений уровня моря на основе стандартной поплавковой системы «СУМ» гидрометстанции Севастополь // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.*– вып. 12.– Севастополь, 2005.– С. 489-495.
5. *Горячкин Ю.Н., Иванов В.А., Репетин Л.Н., Хмара Т.В.* Сейши в Севастопольской бухте // *Труды УкрНИГМИ.*– вып. 250.– Киев, 2002.– С. 342-353.

Приложение 2

УРОВЕНЬ МОРЯ

Термины и определения

(на русском, украинском и английском языках)

Нами создан словарь терминов, используемых в получении, обработке и анализе данных по уровню моря на русском и украинском языках, адаптированных к международным стандартам. В качестве исходных использовались термины, приведенные в Государственном Стандарте Союза ССР, ГОСТ 18452-73, Океанология, Уровень моря, Термины и Определения и ГОСТ 18458-84, Приборы для измерения уровня.

Необходимо отметить, что после издания этих ГОСТов прошло около 30 лет, и к настоящему времени они не в полной мере отражают потребности в стандартизации терминов и определений, используемых в получении, обработке и анализе данных по уровню моря. Отдельные термины устарели, многие термины, используемые в настоящее время в научной и методической литературе, как в отечественной, так и в международной практике, в них отсутствуют. В связи с этим, был проведен анализ частоты встречаемости отдельных терминов в научной литературе и составлен предварительный словарь терминов. Затем список терминов уточнялся путем сравнения его со списком терминов и определений, предложенных Постоянной службой наблюдений за уровнем моря (PSMSL – Permanent Service for Mean Sea Level – www.pol.ac.uk), международной организацией, расположенной в Великобритании. После этого был составлен окончательный список терминов и определений, к которому подготовлены развернутые статьи. На последнем этапе осуществлен их перевод на украинский язык и подготовка отдельных терминов для включения в Государственный стандарт Украины, при этом использовались правила, изложенные в ДСТУ 3513-97 ДЕРЖАВНИЙ СТАНДАРТ УКРАЇНИ, Терміни та визначення основних понять.

Словарь терминов, используемых при измерениях и анализе данных уровня моря

АККУМУЛЯЦИЯ (accumulation) – накопление наносов, сопровождающееся выдвиганием береговой линии в сторону моря.

АМПЛИТУДА ПРИЛИВА (tidal amplitude) – высота полной или малой воды от среднего уровня прилива.

АМФИДРОМИЯ – область в открытой части акватории, к центру которой (амфидромической точке) сходятся изофазы (их изменение вокруг этой точки равно 360°) волны прилива, и где амплитуда прилива равна нулю.

АНАЛИЗ (ПРИЛИВНО-ОТЛИВНЫЙ ИЛИ ГАРМОНИЧЕСКИЙ) (analysis (tidal or harmonic)) – обычно линейная регрессия временного ряда уровня моря (например, ежечасных значений) в терминах гармонических составляющих прилива (синусоидальные волны). Результатом анализа являются приливно-отливные гармонические константы (амплитуды и сдвиг фазы для каждой составляющей прилива). С целью компьютерного приливно-отливного анализа наблюдаемые уровни моря разделяются на три компоненты:

- средний уровень моря (mean sea level);
- уровни прилива (tidal levels);
- волновые (или разностные) уровни (surge or residual levels).

АНЕМОБАРИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ – см. НЕПЕРИОДИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ.

АПВЕЛЛИНГ – подъем вод с глубины в верхние слои океана (моря). В прибрежной зоне вызывается сгонными ветрами, которые относят поверхностные воды от берега.

БОЛЬШАЯ ВЕЛИЧИНА ПРИЛИВА (B) – разность высот высокой полной и низкой малой вод в течение суток ($B = ВПВ - НМВ$).

БОР (bore) – вал, образующийся при распространении приливной волны в устьевых участках некоторых рек.

БРИЗОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ (breeze variation of sea level) – сгонно-нагонные колебания уровня моря, вызванные воздействием бризовых ветров.

ВЕКОВОЙ УРОВЕННЫЙ ПОСТ – уровенный пост, существующий в течение неограниченно долгого времени.

ВЕКОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ – колебания, обусловленные медленными вертикальными движениями суши – поднятием и опусканием.

ВЕЛИЧИНА КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ (range of sea level) – разность между наибольшим и наименьшим значениями уровня моря за определенный интервал времени.

ВЕЛИЧИНА ПРИЛИВА (tidal range) – разность уровней соседних полной и малой вод.

ВЕЛИЧИНА ПРИЛИВА НАИБОЛЬШАЯ (extreme tidal range) – максимально возможная по астрономическим причинам разность уровней полной и малой вод. Разности больше 4 м иногда называют макроприливно-отливными, меньше 2 м – микроприливно-отливными, промежуточные – мезоприливными.

ВОДНОЕ НИВЕЛИРОВАНИЕ (water levelling) – способ передачи высотных отметок от одного пункта к другому по данным наблюдений над уровнем моря на этих постах.

ВОЗРАСТ ПОЛУСУТОЧНОГО ПРИЛИВА – интервал времени между полнолунием или новолунием и последующим ближайшим наибольшим полусуточным приливом.

ВОЗРАСТ СУТОЧНОГО ПРИЛИВА – интервал времени между наибольшим склонением Луны и последующим ближайшим наибольшим суточным приливом.

ВОЛНА S_2 – солнечная полусуточная составляющая волна прилива с периодом 12,00 ч.

ВОЛНА K_1 – лунно-солнечная деклинационная суточная составляющая волна прилива с периодом 23,93 ч.

ВОЛНА M_2 – лунная полусуточная составляющая волна прилива с периодом 12,42 ч.

ВОЛНА O_1 – главная лунная деклинационная суточная составляющая волна прилива с периодом 25,82 ч.

ВЫРОЖДЕННАЯ АМФИДРОМИЯ – область у побережья, в которой сходятся изофазы (их изменение здесь меньше 360°) волны прилива, а ее амплитуды минимальны.

ВЫСОКАЯ МАЛАЯ ВОДА (ВМВ) (higher low water) – большая из двух малых вод за сутки при полусуточных приливах.

ВЫСОКАЯ ПОЛНАЯ ВОДА (ВПВ) (higher high water) – большая из двух полных вод за сутки при полусуточных приливах.

ВЫСОТА ПРИЛИВА (height of tide, tidal height) – положение приливного уровня по отношению к нулю глубин.

ВХОДНОЕ ОТВЕРСТИЕ (УСПОКОИТЕЛЬНОГО КОЛОДЦА ПОПЛАВКОВОГО МАРЕОГРАФА) (inlet (of a stilling well float gauge)) – маленькое отверстие или отверстия, расположенные в или

около основания успокоительного колодца. Форма и размеры отверстий подбираются так, чтобы достичь максимального демпфирования нежелательных колебаний уровня (главным образом, связанных с ветровым волнением).

ГАРМОНИЧЕСКИЕ ПОСТОЯННЫЕ ПРИЛИВОВ (harmonic constants) – постоянные характеристики гармонических составляющих кривой приливного колебания уровня: средние амплитуды и фазовые углы.

ГИДРОСТАТИЧЕСКИЙ МАРЕОГРАФ (pressure tide gauge) – самописец уровня моря, действие которого основано на регистрации изменений гидростатического давления, вызванных изменениями уровня моря.

ЕДИНЫЙ НУЛЬ ПОСТОВ МОРЯ – единая условная поверхность, от которой производится отсчет уровня на всех уровенных постах данного моря или ряда морей.

ДЛИНА ВОЛНЫ СЕЙШИ – расстояние между двумя пучностями.

ДОЛГОПЕРИОДНЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ (long period tides) – периодические колебания уровня, имеющие периоды больше, чем нормальные полусуточные и суточные приливы или сейши (например, с периодами 1 год, 6 месяцев, 1 месяц, 2 недели).

ИНГРЕССИЯ – затопление морскими водами понижений рельефа прибрежной суши при повышении уровня моря или тектоническом погружении берега. Наступание моря не сопровождается абразией.

ИНДИЙСКАЯ СИЗИГИЙНАЯ МАЛАЯ ВОДА (indian spring low water (I.S.L.W.)) – термин, предложенный Дарвином при исследовании приливов в Индии. Он означает понижение уровня относительно среднего уровня моря на величину, равную сумме амплитуд гармонических составляющих M_2 , S_2 , K_1 и O_1 .

КОНТРОЛЬНАЯ МАРКА (contact mark, contact point) – постоянная контрольная отметка в самописце уровня моря, от которой непосредственно отсчитывается измеренный датчиком уровень моря. К. м. – также главная контрольная отметка на аппаратных средствах датчика, которая связана с **нулем поста** геодезическими методами. Эта метка расположена или на контейнере датчика (например, для акустического датчика) или на некотором устойчивом объекте (для поплавкового указателя уровня).

КОТИДАЛЬНАЯ КАРТА – карта, на которой представлены линии равных амплитуд и фаз отдельных волн прилива.

КОТИДАЛЬНАЯ ЛИНИЯ (co-tidal line) – линия, соединяющая точки с одинаковыми фазами прилива.

КРИТИЧЕСКИЕ ОТМЕТКИ УРОВНЯ МОРЯ – отметки уровня моря, превышение которых или падение ниже которых влечет за собой опасные в данном районе последствия.

ЛАЙДА – прибрежная низменность, затопляемая в периоды сизигийных приливов и штормовых нагонов воды.

ЛУННЫЙ ПРОМЕЖУТОК T_l – разность между моментом времени кульминации Луны на меридиане места и моментом наступления ближайшей полной воды.

МАКСИМАЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ МОРЯ (maximum sea level) – наибольший уровень моря, наблюдавшийся в данном месте за определенный интервал времени.

МАЛАЯ ВЕЛИЧИНА ПРИЛИВА (v) – разность высот низкой полной и высокой малой вод в течение суток ($v = \text{НПВ} - \text{ВМВ}$).

МАЛАЯ ВОДА (low water) – минимальный уровень воды в продолжение одного периода приливных колебаний.

МАРЕОГРАФ (mareograph, tide gauge, sea level recorder) – прибор для измерения и непрерывной регистрации колебаний уровня моря.

МГНОВЕННЫЙ УРОВЕНЬ МОРЯ (instantaneous water level) – величина уровня моря, полученная при непосредственном его отсчете по **мареографу** или **уровенной рейке**.

МИНИМАЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ МОРЯ (minimum sea level) – наименьший уровень моря, наблюдавшийся в данном месте за определенный интервал времени.

НАГОННАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ УРОВНЯ – величина повышения уровня в результате нагона.

НАИБОЛЬШАЯ МАЛАЯ ВОДА (higher low water (H.L.W.)) – наибольшая из малых вод любого определенного дня.

НАИБОЛЬШАЯ ПОЛНАЯ ВОДА (higher high water (H.H.W.)) – наибольшая из полных вод любого определенного дня. В полусуточном приливно-отливном режиме отмечаются две полные воды в день; при суточном может иметься только одна полная вода.

НАИВЫСШИЙ И НАИНИЗШИЙ ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ УРОВЕНЬ (highest and lowest astronomical tide (H.A.T. & L.A.T.)) – самые высокие и самые низкие расчетные приливные уровни, соответственно, которые могут быть предсказаны по астрономическим условиям для средних метеорологических условий. Штормовые волны и другие

процессы могут вызывать более значительные повышения и понижения уровня.

НЕГАРМОНИЧЕСКИЕ ПОСТОЯННЫЕ ПРИЛИВА – средние и экстремальные характеристики приливов. К основным негармоническим постоянным приливов относятся: прикладной час, средняя и наибольшая величина прилива, среднее время роста и время падения уровня, возраст полусуточного и суточного приливов и др.

НЕПЕРИОДИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ – колебания, которые возникают под действием изменяющегося ветра, резкого изменения давления (анемобарические колебания уровня), а также осадков, речного стока и других факторов.

НЕПРАВИЛЬНЫЕ ПОЛУСУТОЧНЫЕ ПРИЛИВЫ – полусуточные приливы с заметной суточной разницей в значениях соответствующих экстремумов уровня.

НИЗКАЯ МАЛАЯ ВОДА (НМВ) (lower low water) – меньшая из двух малых вод за сутки при полусуточных приливах.

НИЗКАЯ ПОЛНАЯ ВОДА (НПВ) (lower high water) – меньшая из двух полных вод за сутки при полусуточных приливах.

НУЛЬ ВЫСОТ (datum, datum-level) – геодезически определенная плоскость или уровень, принятые за нуль, относительно которых измеряется уровень моря.

НУЛЬ ГЛУБИН (chart datum) – условная поверхность, относительно которой показаны глубины на морских навигационных картах. На морях с приливами в качестве нуля глубин принимается наинизший теоретический уровень – расчетный приливной уровень, наименьший из возможных по астрономическим условиям.

НУЛЬ ПОСТА (datum) – условная, постоянная для данного уровня поста поверхность, от которой отсчитываются уровни моря.

ОБЕСПЕЧЕННОСТЬ СТОЯНИЯ УРОВНЯ – вероятность стояния уровня в пределах данного интервала относительно общего числа наблюдений.

ОРДИНАР ПОРТА (harbour datum) – средний многолетний уровень моря в данном пункте, вычисленный за установленное число лет и объявленный специальным распоряжением. Используется при промерах и гидротехнических работах в портах.

ОСУШКА – часть береговой зоны, подвергающаяся попеременному затоплению во время приливов и при нагонах и осушению во время наступления отлива и при сгонах.

ОТЛИВ – падение уровня при прохождении приливной волны.

ПЕРИОД ПРИЛИВА – промежуток времени между двумя последовательными полными и малыми водами.

ПЕРИОД СЕЙШИ – время, в течение которого масса воды совершает полное колебание.

ПЕРИОДИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ – колебания, которые повторяются систематически, через определенный период времени (см. **ПРИЛИВЫ, СЕЙШИ**).

ПЛОТНОСТНЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ (density variations of sea level) – изменения уровня моря, обусловленные изменениями плотности воды.

ПОВТОРЯЕМОСТЬ СТОЯНИЯ УРОВНЯ – процент числа случаев стояния уровня в пределах данного интервала относительно общего числа наблюдений.

ПОЛНАЯ ВОДА (high water, extreme high) – максимальный уровень воды в продолжение одного периода приливных колебаний.

ПОПЛАВКОВЫЙ МАРЕОГРАФ (float tide gauge) – самописец уровня моря, действие которого основано на измерении вертикальных перемещений поплавка, находящегося на поверхности воды.

ПОСТ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА УРОВНЕМ – см. **УРОВЕННЫЙ ПОСТ**.

ПРИКЛАДНОЙ ЧАС ПОРТА (ПЧП) – средний из лунных промежутков в полнолуние и новолуние при среднем расстоянии Земли от Луны и Солнца и при нулевых склонениях Луны и Солнца.

ПРИЛИВ – подъем уровня при прохождении приливной волны.

ПРИЛИВНЫЕ ВОЛНЫ – волны, вызываемые приливообразующими силами.

ПРИЛИВЫ – приливные колебания уровня в Мировом океане, периодические колебания уровня моря, обусловленные силами притяжения Луны и Солнца. Величина и характер приливов существенно зависят также от географических условий места.

ПРИЛИВЫ КВАДРАТУРНЫЕ (neap tide) – приливы, наблюдающиеся в периоды, когда Луна и Солнце находятся под прямым углом относительно Земли (первая и последняя четверти Луны).

ПРИЛИВЫ ПОЛУСУТОЧНЫЕ (semi-diurnal tide) – приливы с периодом, приблизительно равным половине суток.

ПРИЛИВЫ СИЗИГИЙНЫЕ (spring tide) – приливы, наблюдающиеся в периоды новолуния или полнолуния.

ПРИЛИВЫ СМЕШАННЫЕ (mixed tide) – неправильные полусуточные и (или) неправильные суточные приливы.

ПРИЛИВЫ СУТОЧНЫЕ (diurnal tides) – приливные колебания уровня с периодом приблизительно в одни сутки, т.е. имеющие в продолжение суток одну полную и одну малую воду.

ПРИЛИВЫ СУТОЧНЫЕ НЕПРАВИЛЬНЫЕ – суточные приливные колебания уровня, которые при малых склонениях Луны становятся полусуточными при существенном уменьшении их величин.

ПРИЛИВЫ ТРОПИЧЕСКИЕ (tropical tides) – приливы, наблюдающиеся в период наибольшего склонения Луны при ее прохождении в зоне тропиков, величина которых достигает больших значений.

ПРИЛИВЫ ЭКВАТОРИАЛЬНЫЕ (equatorial tides) или равнодейственные – приливы, наблюдающиеся при прохождении Луны через экватор.

ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ СТОЯНИЯ УРОВНЯ (stage duration) – интервал времени, в течение которого наблюдался уровень, равный заданной высоте или превышающий её.

РАСЧЕТНЫЙ УРОВЕНЬ МОРЯ (rated sea level) – уровень моря заданной обеспеченности.

РЕГРЕССИЯ (regression) – процесс отступления моря.

РЕПЕР (bench mark) – знак, закрепляющий точку земной поверхности, высота которой относительно исходной уровенной поверхности определена путем нивелирования. Реперы подразделяются на фундаментальные (I и II класса) и рядовые (грунтовые и стенные).

РЕПЕРНАЯ ОТМЕТКА МАРЕОГРАФА (tide gauge bench mark) – устойчивая реперная отметка вблизи мареографа, к которой привязаны наблюдения на нем. Постоянный геодезический контроль ее положения относительно нуля высот необходим для обеспечения получения корректных данных, исключающих искажения за счет смещения **нуля поста**.

СГОННАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ УРОВНЯ – величина понижения уровня в результате сгона.

СГОННО-НАГОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ (wind bides, storm surges) – изменения уровня морей и океанов под воздействием ветра и атмосферного давления.

СЕЗОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ (seasonal modulation) – изменения уровня на временных масштабах год, полгода, вызываемые изменчивостью баланса в конкретных регионах и стерическими эффектами. В районах со значительными приливами часть сезонного сигнала может быть связана с долгопериодной

изменчивостью соотношения гравитационных сил Луны и Солнца, проявляющегося в неравномерности прилива.

СЕЙШЕВЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ (СЕЙШИ) (seiches) – свободные колебания уровня моря в виде стоячих волн в замкнутых и полузамкнутых водоемах, происходящие по инерции после прекращения воздействия внешних сил. Причиной сейш могут быть ветер, кратковременные резкие изменения атмосферного давления над акваторией, сейсмические возмущения дна моря, приливные явления, длиннопериодные волны.

СКОРОСТЬ ПОДЪЕМА (СПАДА) УРОВНЯ МОРЯ (rate of rise (recession) of sea level) – величина изменения уровня моря в течение промежутка времени.

СМЕНА ВОД (slack water) – момент перехода прилива в отлив и наоборот.

СРЕДНИЙ ПРИКЛАДНОЙ ЧАС (СПЧ) – средний из лунных промежутков не менее чем за половину лунного месяца.

СРЕДНИЙ УРОВЕНЬ МОРЯ (mean sea level) – величина, полученная в результате осреднения наблюдаемых значений уровня за определенный интервал времени.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ – колебания уровня моря, вызванные землетрясением, моретрясением, извержением подводных и надводных вулканов. Вызывают резкие и зачастую катастрофические колебания уровня (см. **ЦУНАМИ**).

ТРАНСГРЕССИЯ (transgression) – длительный период наступания моря на сушу.

ТРЕНД ВЕКОВОЙ (СРЕДНЕГО УРОВНЯ МОРЯ) (secular trend of mean sea level) – непериодическая тенденция повышения или понижения уровня моря относительно стационарная во времени. Вековые значения трендов, измеряемые в течение десятилетий или столетий, обычно имеют величину изменения порядка миллиметров в год.

ТЯГУН – резонансные волновые колебания воды в портах, бухтах и гаванях, вызывающие циклические горизонтальные движения судов, стоящих у причалов. Период колебаний воды при тягуне обычно от 0,5 до 4,0 мин.

УКЛОН УРОВЕННОЙ ПОВЕРХНОСТИ (sea level surface slope) – отношение разности высотных отметок уровня моря на рассматриваемом участке к длине этого участка.

УПЛОТНЕНИЕ ДАННЫХ (data reduction) – процесс проверки, калибровки и подготовки данных в виде, подходящем для анализа и загрузки в банки данных.

УРОВЕННАЯ ПОВЕРХНОСТЬ (sea level surface) – поверхность морей и океанов, нормальная к направлению силы тяжести.

УРОВЕННАЯ РЕЙКА (staff gauge, tide staff) – измерительное устройство в виде рейки с делениями, предназначенное для непосредственного отсчета уровня воды.

УРОВЕННЫЙ ПОСТ (gauge) – место, оборудованное для наблюдений за уровнем моря.

УРОВЕНЬ МОРЯ (sea level) – высота поверхности моря, свободной от влияния ветровых волн и зыби, измеряемая относительно условной поверхности земли.

УСПОКОИТЕЛЬНЫЙ КОЛОДЕЦ (stilling well) – колодец (обычно в виде трубы), соединенный с открытым морем небольшим отверстием, в который помещается датчик **поплавкового мареографа**.

ХОД УРОВНЯ МОРЯ (variation of sea level) – изменения уровня моря за определенный интервал времени.

ЦУНАМИ (tsunami) – морские гравитационные волны, возникающие при сильных подводных и прибрежных землетрясениях, сдвигах протяженных участков дна и вулканических извержениях. Амплитуда цунами резко возрастает на мелководье.

ШТОРМОВОЙ НАГОН (СГОН) – поднятие (опускание) уровня моря, вызванное перераспределением масс воды под воздействием градиента атмосферного давления и касательного напряжения ветра.

ЭВСТАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ (eustatic variations of sea level) – медленные (вековые) колебания уровня морей и океанов, вызываемые изменением общего объема воды в них, а также изменением емкости морей и океанов.

Словник термінів, що використовуються в вимірах і аналізі даних рівня моря

АКУМУЛЯЦІЯ (accumulation) – накопичування наносів, що супроводжується висуванням берегової лінії в сторону моря.

БРИЗОВІ КОЛИВАННЯ РІВНЯ МОРЯ (breeze variation of sea level) – сгінно-нагінні коливання рівня моря, викликані впливом бризових вітрів.

ВЕЛИЧИНА КОЛИВАНЬ РІВНЯ МОРЯ (range of sea level) – різниця між найбільшим та найменшим значеннями рівня моря за певний інтервал часу.

ВІКОВИЙ РІВНЕВИЙ ПОСТ – рівневий пост, існуючий протягом необмежено довгого часу.

ВІКОВИЙ ТРЕНД СЕРЕДНЬОГО РІВНЯ МОРЯ (secular trend of mean sea level) – неперіодична тенденція підвищення або пониження середнього рівня моря, отримана за даними спостережень на протязі кількох десятиріч або сторіч.

ВОДНЕ НИВЕЛЮВАННЯ (water levelling) – засіб передачі висотних відміток від одного пункту до іншого за даними синхронних спостережень над рівнем моря на цих постах.

ВХІДНИЙ ОТВІР (ЗАСПОКОЮВАЧА КОЛОДЯЗА ПОПЛАВЦЬОВОГО МАРЕОГРАФА) (inlet (of a stilling well float gauge)) – маленьке отвір або отвори, розташовані в (або) біля підстави заспокоювача колодязя. Форма і розміри отвору підбираються так, щоб досягнути максимального демпфірування небажаних коливань рівня (головним чином, зв'язаним з ветровим заворушенням).

ГІДРОСТАТИЧНИЙ МАРЕОГРАФ (pressure tide gauge) – вимірювач рівня моря, чинність якого заснована на реєстрації змін гідростатичного тиску, викликаних змінами рівня моря.

ГУСТИННІ КОЛИВАННЯ РІВНЯ МОРЯ (density variations of sea level) – зміни рівня моря, зумовлені змінами густини води.

ДОВГОПЕРІОДНІ КОЛИВАННЯ РІВНЯ (long period tides) – періодичні коливання рівня, що є більшими за періодом, ніж нормальні напівдобові і добові припливи або сейши (наприклад, з періодами 1 рік, 6 місяців, 1 місяць або два тижні).

ЕВСТАТИЧНІ КОЛИВАННЯ РІВНЯ (eustatic variations of sea level) – повільні (вікові) коливання рівня морів і океанів, які виклика-

ються зміною загального обсягу води у них, а також зміною ємності морів і океанів.

ЄДИНИЙ НУЛЬ ПОСТІВ МОРЯ – єдина умовна поверхня, від якої виконується відлік рівня моря на усіх рівневих постах даного моря або низки морів.

Примітка. За єдиний нуль постів на морях колишнього СРСР, які мають зв'язок з океанами (у тому числі – Чорному та Азовському морях), прийнятий горизонт, що лежить на 5,000 м нижче нуля Кронштадського футштоку, тобто горизонт мінус 5,000 м.

ЗАСПОКОЮЧИЙ КОЛОДЯЗЬ (stilling well) – колодязь (звичайно в вигляді труби), в який розміщується давач **мареографу** і з'єднаний з відкритим морем невеликим отвором.

ЗГІННО-НАГІННІ КОЛИВАННЯ РІВНЯ МОРЯ (wind tides) – зміни рівня морів і океанів під впливом вітру та атмосферного тиску.

ІНГРЕССИЯ – затоплення морськими водами зниження рельєфу прибережної суші при підвищенні рівня моря або тектоничного занурювання берегу. Настування моря не супроводжується абразією.

КОНТРОЛЬНА МАРКА (contact mark, contact point) – постійна контрольна відмітка в вимірювач рівня моря, від якої безпосередньо відраховується зміряний датчиком рівень моря. **К. м.** – також головна контрольна відмітка на апаратних засобах давача, що зв'язана з **нулем посту** геодезичними засобами. Ця відмітка розміщена або на контейнері давачу (наприклад для акустичного давача) або на деякому тривкому об'єкті (для поплавцевого покажчика рівня).

КРИТИЧНІ ВІДМІТКИ РІВНЯ МОРЯ – відмітки рівня моря, перевищення яких або падіння нижче яких тягне за собою небезпечні у даному районі наслідки.

МАКСИМАЛЬНИЙ РІВЕНЬ МОРЯ (maximum sea level) – найбільший рівень моря, що спостерігався у даному місці за певний інтервал часу.

МАРЕОГРАФ (mareograph, tide gauge, sea level recorder) – прилад для виміру і безперервної реєстрації коливань рівня моря.

МИТТЄВИЙ РІВЕНЬ МОРЯ (instantaneous water level) – величина рівня моря, отримана підчас його одиничного інструментального вимірювання (спостереження).

МІНІМАЛЬНИЙ РІВЕНЬ МОРЯ (minimum sea level) – найнижчий рівень моря, що спостерігався у даному місці за певний інтервал часу.

НЕПЕРІОДИЧНІ КОЛИВАННЯ РІВНЯ – коливання, що виникають під впливом вітру, що змінюється, різкої зміни атмосферного тиску (анемобаричні коливання рівня), а також опадів, річкового стоку та інших чинників.

НУЛЬ ГЛИБИН (chart datum) – умовна поверхня, відносно якої показані глибини на морських навігаційних картах. На морях з припливами в якості нуля глибин приймається найнижчий теоретичний рівень – розрахунковий припливний рівень, найменший з можливих за астрономічних умов.

НУЛЬ ПОСТУ (datum) – умовна, постійна для даного рівневого посту поверхня, від якої відраховуються рівні моря.

ОРДИНАР ПОРТУ (harbour datum) – середній багаторічний рівень моря у даному пункті, обчислений за встановлене число років і проголошений спеціальним розпорядженням. Використовується при промірах та гідротехнічних роботах у порті.

ПОВТОРЮВАНІСТЬ СТОЯННЯ РІВНЯ – відсоток числа випадків стояння рівня у межах даного інтервалу відносно загального числа спостережень.

ПОПЛАВЦЬОВИЙ МАРЕОГРАФ (float tide gauge) – самозаписувач рівня моря, чинність якого заснована на вимірі вертикальних переміщень поплавця, який знаходиться на поверхні води.

РЕГРЕСІЯ (regression) – процес відступу узбережжя моря.

РЕПЕР (bench mark) – знак, що закріплює крапку земної поверхні, висота якої відносно вхідної рівняної поверхні визначена шляхом нивелювання. Репери поділяються на фундаментальні (I та II класу) і рядові (грунтові і стінні).

РЕПЕР ГЛОБАЛЬНОЇ СИСТЕМИ ПОЗИЦІЮВАННЯ (GPS-bench mark, GPSBM) – спеціальний репер для вимірів вертикальних рухів суші, з допомогою Глобальної Системи Позицювання (GPS), що розміщують максимально близько до мареографу. Якщо заважають портові споруди, його розміщують в декількох сотнях метрів від основного репера і зв'язують високоточним геодезичним ходом.

РЕПЕРНА ВІДМІТКА МАРЕОГРАФУ (tide gauge bench mark) – реперна відмітка поблизу мареографа, до якої прив'язані спостереження на ньому. Постійний геодезичний контроль її положення відносно нуля висот треба для забезпечення отримання даних що коректні і що виключають викривлення, за рахунок зміщення нуля посту.

РІВЕНЬ МОРЯ (sea level) – висота поверхні моря, вільної від впливу вітрових хвиль і зйбу, яка вимірюється відносно умовного горизонту.

РІВНЕВА ПОВЕРХНЯ (sea level surface) – поверхня морів і океанів, нормальна до напрямку сили тяжіння

РІВНЕВИЙ ПОСТ (gauge) – місце, обладнане для спостережень над рівнем моря.

РІВНЯНА РЕЙКА (staff gauge, tide staff) – вимірювальне влаштування в вигляді рейки з поділками, призначене для безпосереднього вимірювання рівня води.

РОЗРАХУНКОВИЙ РІВЕНЬ МОРЯ (rated sea level) – рівень моря заданої забезпеченості.

Примітка. Забезпеченість рівня моря – це вірогідність того, що рівень моря є рівним заданому значенню або перевищує його.

СЕЙШЕВІ КОЛИВАННЯ РІВНЯ (СЕЙШ) (seiches) – вільні коливання рівня моря у вигляді стоячих хвиль у замкнених і напівзамкнених водоймищах, які відбуваються за інерцією після припинення впливу зовнішніх сил.

Примітка. Причиною сейш можуть бути вітер, короточасні різкі зміни атмосферного тиску над акваторією, сейсмічне збурення дна моря, припливні явища, довгоперіодні хвилі.

СЕРЕДНІЙ РІВЕНЬ МОРЯ (mean sea level) – величина, отримана у результаті осереднення спостережених значень рівня за певний інтервал часу.

СКОРОСТЬ ПІДЙОМУ (СПАДУ) РІВНЯ МОРЯ (rate of rise (recession) of sea level) – величина зміни рівня моря в течії проміжку часу.

ТРЕНД ВІКОВИЙ (СЕРЕДНЬОГО РІВНЯ МОРЯ) (secular trend of mean sea level) – неперіодична тенденція підвищення або пониження рівня моря і відносно стаціонарна в часу. Вікові значення трендів, що вимірюються в течії десятиріччя або сторічч звичайно, мають величину зміни порядку міліметрів в рік.

ТРИВАЛІСТЬ СТОЯННЯ РІВНЯ (stage duration) – інтервал часу, протягом якого спостерігався рівень, рівний заданій висоті, або перевищував її.

УХИЛ РІВНЕВОЙ ПОВЕРХНІ (sea level surface slope) – відношення різниці висотних відміток рівня моря на ділянці, що розглядається, до довжини цієї ділянки.

ХІД РІВНЯ МОРЯ (variation of sea level) – зміни рівня моря за певний інтервал часу.

ЦУНАМІ (tsunami) – морські гравітаційні хвилі, що виникають при сильних підводних і прибережних землетрусах, зрушеннях значних ділянок дна і вулканічної діяльності. Амплітуда цунамі різко зростає на мілководді.

ШВИДКІСТЬ ПІДЙОМУ (СПАДУ) РІВНЯ МОРЯ (rate of rise (recession) of sea level) – величина зміни рівня моря за певний проміжок часу.

ШТОРМОВИЙ НАГІН (СПІН) – підняття (опадання) рівня моря, викликане впливом атмосферного тиску і вітру, яке несе небезпеку береговим спорудам та населенню.

Затверджено ДЕРЖАВНИМ СТАНДАРТОМ УКРАЇНИ

рівневий пост

Місце, обладнане для спостережень над рівнем моря

ru **уровенный пост**

Место, оборудованное для наблюдений над уровнем моря

en **gauge**

рівнева поверхня

Поверхня морів і океанів, нормальна до напрямку сили тяжіння

ru **уровенная поверхность**

Поверхность морей и океанов, нормальная к направлению силы тяжести

en **sea level surface**

рівень моря

Висота поверхні моря, вільної від впливу вітрових хвиль і зйбу, яка вимірюється відносно умовного горизонту

ru **уровень моря**

Высота поверхности моря, свободной от влияния ветровых волн и зыби, измеряемая относительно условного горизонта

en **sea level**

величина коливань рівня моря

Різниця між найбільшим та найменшим значеннями рівня моря за певний інтервал часу

ru **величина колебаний уровня моря**

Разность между наибольшим и наименьшим значениями уровня моря за определенный интервал времени

en **range of sea level**

хід рівня моря

Зміни рівня моря за певний інтервал часу

ru **ход уровня моря**

Изменения уровня моря за определенный интервал времени

en **variation of sea level**

евстатичні коливання рівня

Повільні (вікові) коливання рівня морів і океанів, які викликаються зміною загального обсягу води у них, а також зміною ємності морів і океанів.

ru **эвстатические колебания уровня**

Медленные (вековые) колебания уровня морей и океанов, вызываемые изменением общего объема воды в них, а также изменением емкости морей и океанов

en **eustatic variations of sea level**

густинні коливання рівня моря

Зміни рівня моря, зумовлені змінами густини води

ru **плотностные колебания уровня моря**

Изменения уровня моря, обусловленные изменениями плотности воды

en **density variations of sea level**

**згінно-нагінні коливання
рівня моря**

Зміни рівня морів і океанів
під впливом вітру та
атмосферного тиску

ru **сгонно-нагонные колеба-
ния уровня моря**

Изменения уровня морей и
океанов под воздействием
ветра и атмосферного давле-
ния

en **wind tides**

**бризові коливання рівня
моря**

Сгінно-нагінні коливання
рівня моря, викликані
впливом бризових вітрів

ru **бризовые колебания уров-
ня моря**

Сгонно-нагонные колебания
уровня моря, вызванные
воздействием бризовых вет-
ров

en **breeze variation of sea level**

**сейшеві коливання рівня
(сейші)**

Вільні коливання рівня моря
у вигляді стоячих хвиль у
замкнених і напівзамкне-
них водоймищах, які від-
буваються за інерцією пі-
сля припинення впливу
зовнішніх сил

Примітка. Причиною сейш
можуть бути вітер, коротко-
часні різкі зміни атмосфер-
ного тиску над акваторією,
сейсмічне збурення дна моря,
припливні явища, довгопе-
ріодні хвилі

ru **сейшевые колебания уров-
ня (сейши)**

Свободные колебания уров-
ня моря в виде стоячих волн
в замкнутых и полужамкну-
тых водоемах, происходя-
щие по инерции после пре-
ращения воздействия внеш-
них сил

Примечание. Причиной сейш
могут быть ветер, кратковре-
менные резкие изменения ат-
мосферного давления над аква-
торией, сейсмические возмуще-
ния дна моря, приливные явле-
ния, длиннопериодные волны

en **seiches**

ухил рівневої поверхні
Відношення різниці висотних відміток рівня моря на ділянці, що розглядається, до довжини цієї ділянки

ru **уклон уровенной поверхности**

Отношение разности высотных отметок уровня моря на рассматриваемом участке к длине этого участка

en **sea level surface slope**

віковий рівневий пост
Рівневий пост, існуючий протягом необмежено довгого часу

ru **вековой уровенный пост**
Уровенный пост, существующий в течение неограниченно долгого времени

нуль посту
Умовна, постійна для даного рівневого посту поверхня, від якої відраховуються рівні моря

ru **нуль поста**
Условная, постоянная для данного уровенного поста поверхность, от которой отсчитываются уровни моря

en **datum**

єдиний нуль постів моря
Єдина умовна поверхня, від якої виконується відлік рівня моря на усіх рівневих постах даного моря або низки морів

ru **единый нуль постов моря**
Единая условная поверхность, от которой производится отсчет уровня моря на всех уровенных постах данного моря или ряда морей

Примітка. За єдиний нуль постів на морях колишнього СРСР, які мають зв'язок з океанами (у тому числі, Чорному та Азовському морях), прийнятий горизонт, що лежить на 5,000 м нижче нуля Кронштадського футштоку, тобто горизонт мінус 5,000 м.

Примечание. За единый нуль постов на морях бывшего СССР, имеющих связь с океанами (в том числе, Черном и Азовском морях), принят горизонт, лежащий на 5,000 м ниже нуля Кронштадского футштока, т.е. горизонт минус 5,000 м

нуль глибин

Умовна поверхня, відносно якої показані глибини на морських навігаційних картах. На морях з припливами в якості нуля глибин приймається найнижчий теоретичний рівень – розрахунковий припливний рівень, найменший з можливих за астрономічних умов

критичні відмітки рівня моря

Відмітки рівня моря, перевищення яких або падіння нижче яких тягне за собою небезпечні у даному районі наслідки

водне нивелювання

Засіб передачі висотних відміток від одного пункту до іншого за даними синхронних спостережень над рівнем моря на цих постах

ru нуль глубин

Условная поверхность, относительно которой показаны глубины на морских навигационных картах. На морях с приливами в качестве нуля глубин принимается наинизший теоретический уровень – расчетный приливной уровень, наименьший из возможных по астрономическим условиям

en chart datum

ru критические отметки уровня моря

Отметки уровня моря, превышение которых или падение ниже которых влечет за собой опасные в данном районе последствия

ru водное нивелирование

Способ передачи высотных отметок от одного пункта к другому по данным синхронных наблюдений над уровнем моря на этих постах

en water levelling

швидкість підйому (спаду) рівня моря

Величина зміни рівня моря за певний проміжок часу

ru **скорость подъема (спада) уровня моря**

Величина изменения уровня моря за определенный промежуток времени

en **rate of rise (recession) of sea level**

мінімальний рівень моря

Найнижчий рівень моря, що спостерігався у даному місці за певний інтервал часу

ru **минимальный уровень моря**

Наинизший уровень моря, наблюдавшийся в данном месте за определенный интервал времени

en **minimum sea level**

максимальний рівень моря

Найбільший рівень моря, що спостерігався у даному місці за певний інтервал часу

ru **максимальный уровень моря**

Наибольший уровень моря, наблюдавшийся в данном месте за определенный интервал времени

en **maximum sea level**

миттєвий рівень моря

Величина рівня моря, отримана підчас його одиничного інструментального вимірювання (спостереження)

ru **мгновенный уровень моря**

Величина уровня моря, полученная при его единичном инструментальном измерении (наблюдении)

en **instantaneous water level**

середній рівень моря

Величина, отримана у результаті осереднення спостережених значень рівня за певний інтервал часу

ru средний уровень моря

Величина, полученная в результате осреднения наблюдаемых значений уровня за определенный интервал времени

en mean sea level**тривалість стояння рівня**

Інтервал часу, протягом якого спостерігався рівень, рівний заданій висоті, або перевищував її

ru продолжительность стояния уровня

Интервал времени, в течение которого наблюдался уровень, равный заданной высоте или превышающий её

en stage duration**розрахунковий рівень моря**

Рівень моря заданої забезпеченості

Примітка. Забезпеченість рівня моря – це вірогідність того, що рівень моря є рівним заданому значенню або перевищує його

ru расчетный уровень моря

Уровень моря заданной обеспеченности

Примечание. Обеспеченность уровня моря – это вероятность того, что уровень моря равен заданному значению или превышает его

en rated sea level

довгоперіодні коливання рівня

Періодичні коливання рівня, що є більшими за періодом, ніж нормальні напівдобові і добові припливи або сейши (наприклад, з періодами 1 рік, 6 місяців, 1 місяць або два тижні)

неперіодичні коливання рівня

Колівання, що виникають під впливом вітру, що змінюється, різкої зміни атмосферного тиску (анемобаричні коливання рівня), а також опадів, річкового стоку та інших чинників

ординар порту

Середній багаторічний рівень моря у даному пункті, обчислений за встановлене число років і проголошений спеціальним розпорядженням. Використовується при промірах та гідротехнічних роботах у порті

гп долгопериодные колебания уровня

Периодические колебания уровня, имеющие периоды больше, чем нормальные полусуточные и суточные приливы или сейши (например, с периодами 1 год, 6 месяцев, 1 месяц или две недели)

en long period tides

гп непериодические колебания уровня

Колебания, которые возникают под действием изменяющегося ветра, резкого изменения давления (анемобарические колебания уровня), а также осадков, речного стока и других факторов

гп ординар порта

Средний многолетний уровень моря в данном пункте, вычисленный за установленное число лет и объявленный специальным распоряжением. Используется при промерах и гидротехнических работах в портах

en harbour datum

**повторюваність стояння
рівня**

Відсоток числа випадків
стояння рівня у межах да-
ного інтервалу відносно за-
гального числа спостере-
жень

ru **повторяемость стояния
уровня**

Процент числа случаев сто-
яния уровня в пределах дан-
ного интервала относительно
общего числа наблюдений

**віковий тренд середнього
рівня моря**

Неперіодична тенденція
підвищення або пониження
середнього рівня моря, от-
римана за даними спосте-
режень на протязі кількох
десятиріч або сторіч

ru **вековой тренд среднего
уровня моря**

Непериодическая тенденция
повышения или понижения
среднего уровня моря, полу-
ченная по данным наблюде-
ний в течение нескольких
десятилетий или столетий

en **secular trend of mean sea
level**

штормовий нагін

Підняття рівня моря,
викликане впливом атмо-
сферного тиску і вітру, яке
несе небезпеку береговим
спорудам та населенню

ru **штормовой нагон**

Поднятие уровня моря, вы-
званное воздействием атмо-
сферного давления и ветра и
представляющее опасность
для береговых сооружений и
населения

en **storm surge**

Научное издание

Горячкин Юрий Николаевич
Иванов Виталий Александрович

УРОВЕНЬ ЧЕРНОГО МОРЯ:
ПРОШЛОЕ, НАСТОЯЩЕЕ И БУДУЩЕЕ

На русском языке

Технический редактор Рыженко З.Я.

Отпечатано НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика»
99011, г. Севастополь, ул. Ленина, 28.

Свидетельство о государственной регистрации Серия ДК, № 914 от 16.02.02