

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЛИМАНОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

Монография



**Одеса
«ТЕС»
2012**

Министерство образования и науки, молодежи и спорта Украины
Одесский государственный экологический университет

**Посвящается 80-летию Одесского государственного
экологического университета**

**АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЛИМАНОВ СЕВЕРО-
ЗАПАДНОГО
ПРИЧЕРНОМОРЬЯ**

Монография



1932-2012

Одесса
2012

ББК 26.22

А 43

УДК 504.42

Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья: Коллективная монография / под ред. Ю.С. Тучковенко, Е.Д. Гопченко. Одесский государственный экологический университет, – Одесса: ТЭС, 2011. – с. 224, ил. 79, табл. 38, библи. 148. ISBN 978-966-2389-61-6

В монографии приведены результаты исследований учеными Одесского государственного экологического университета особенностей формирования современного гидрологического режима, определяющих его природных и антропогенных факторов, возможностей стабилизации и регулирования гидроэкологического состояния вод лиманов Одешины: Большого Аджалыкского (Дофиновского), Тилигульского, Куяльницкого, Тузловской группы лиманов. Разработана методика долгосрочного прогнозирования наполнения Хаджибейского лимана в период весеннего половодья и дождевых паводков для предотвращения угрозы разрушения дамбы и затопления части территории г. Одессы.

Рекомендуется для специалистов в области океанологии и морского природопользования, гидрологии суши, гидроэкологии, экологии и охраны морской среды, студентов гидрометеорологических и экологических специальностей.

Актуальні проблеми лиманів північно-західного Причорномор'я: Колективна монографія / за ред. Ю.С. Тучковенка, Є.Д. Гопченка. – Одеса: Одеський державний екологічний університет, 2011. – с. 223, іл. 79, табл. 38, бібл. 148.

У монографії викладені результати досліджень вченими Одеського державного екологічного університету особливостей формування сучасного гідрологічного режиму, природних і антропогенних чинників, які його визначають, можливостей стабілізації і регулювання гідроєкологічного стану вод лиманів Одешини: Великого Аджалікського (Дофінівського), Тилігульського, Куяльницького, Тузлівської групи лиманів. Розроблена методика довгострокового прогнозування наповнення Хаджибейського лиману в період весняної повені і дощових паводків для запобігання загрози руйнування греблі і затоплення частини території м. Одеси.

Рекомендується для фахівців в області океанології та морського природокористування, гідрології суши, гідроєкології, екології та охорони морського середовища, студентів гідрометеорологічних і екологічних спеціальностей.

Ответственные редакторы:

д.геогр.н., проф. Ю.С. ТУЧКОВЕНКО; д.геогр.н., проф. Е.Д. ГОПЧЕНКО

Рецензенты: д.биол.н. Г. Г. Миничева, д.геол.н., проф. А.В. Чепижко

Рекомендовано к печати ученым советом

Одесского государственного экологического университета

Министерства образования и науки, молодежи и спорта Украины

(протокол № 9 от 27.10.2011 г.)

Список авторов:

© В.В. Адабовский*, В.Н. Большаков*, Е.Д. Гопченко, О.Н. Гриб, Н.С. Лобода, Н.Г. Сербов, Сафранов Т.А., Ю.С. Тучковенко, О.А. Тучковенко, Ж.Р. Шакирзанова

*сотрудники Одесского филиала Института биологии южных морей НАН Украины

© Одеський державний екологічний університет

СОДЕРЖАНИЕ

Введение (<i>Сафранов Т.А., Тучковенко Ю.С.</i>).....	5
Глава 1 Методы расчета гидрологических характеристик Причерноморских лиманов.....	12
1.1 Научно-методические подходы к оценке составляющих водно-солевых балансов лиманов (<i>Гопченко Е.Д., Лобода Н.С.</i>).....	12
1.1.1 Уравнение водного баланса Причерноморских лиманов.....	12
1.1.2 Атмосферные осадки.....	14
1.1.3 Годовой сток.....	14
1.1.4 Внутригодовое распределение стока.....	27
1.1.5 Грунтовый сток	29
1.1.6 Испарение с водной поверхности Причерноморских лиманов.....	31
1.1.7 Максимальный сток.....	34
1.2 Численное математическое моделирование гидродинамических процессов в лиманах и их водообмена с морем (<i>Тучковенко Ю.С.</i>).....	44
1.2.1 Математическая структура модели.....	45
1.2.2 Блок теплообмена с атмосферой.....	59
1.2.3 Моделирование распространения примеси.....	62
1.2.4 Особенности численной реализации уравнений модели.....	63
Глава 2 Улучшение гидрологического и гидрохимического режимов Тузловской группы лиманов путем регулирования водообмена с морем (<i>Тучковенко Ю.С., Гопченко Е.Д., Сербов Н.Г.</i>).....	67
Глава 3 Регулирование гидроэкологического режима Дофиновского лимана (<i>Тучковенко Ю.С., Гопченко Е.Д., Адабовский В.В., Большаков В.Н.</i>).....	87
Глава 4 Оценка возможностей регулирования гидроэкологического режима Тилигульского лимана.....	115
4.1 Современный гидрологический режим и динамика вод Тилигульского лимана (<i>Тучковенко Ю.С., Адабовский В.В., Гриб О.Н., Тучковенко О.А.</i>).....	116
4.2 Влияние морфометрических характеристик соединительного канала на водообмен лимана с морем (<i>Тучковенко Ю.С., Тучковенко О.А.</i>)....	134
4.3 Оценка притока пресных вод в Тилигульский лиман (<i>Лобода Н.С.</i>)....	140
Глава 5 Оценка многолетних изменений составляющих водного баланса Куяльницкого лимана и рекомендации по сохранению его природных ресурсов (<i>Гопченко Е.Д., Гриб О.Н.</i>).....	149

Глава 6 Оценка наполнения Хаджибейского лимана поверхностными водами и долгосрочное прогнозирование его состояния в весенний период года (<i>Гопченко Е.Д., Шакирзанова Ж.Р.</i>).....	169
6.1 Условия формирования Хаджибейского лимана и его физико-географическая характеристика.....	170
6.2 Методика долгосрочного прогнозирования поступления весенних вод к закрытым лиманам северо-западного Причерноморья.....	185
6.3 Метод прогноза сроков начала весеннего подъема и наступления максимальных уровней воды в лиманах.....	201
Заключение (<i>Тучковенко Ю.С.</i>).....	207
Список литературы.....	212

ВВЕДЕНИЕ

На участке побережья северо-западной части Черного моря в междуречье Дуная и Днестра расположен 21 лиман (рис.), из них на территории Одесской области Украины – 17.

Еще во времена создания древнегреческих поселений в Причерноморской низменности лиманы привлекали внимание как удобные гавани, т.е. защищенные от ветра, морских волн и течений прибрежные части водного пространства для стоянки, ремонта и зимовки судов. Позже лиманы северо-западного побережья Черного моря рассматривались как объекты для рыболовства и рыборазведения, добычи поваренной соли, талассотерапии и грязелечения, а также в связи с созданием портово-промышленных и гидротехнических комплексов, ирригационными работами и т.д.

В последние годы причерноморским лиманам и прилегающим к ним прибрежным частям суши уделяется большое внимание как территориям с особым природоохранным статусом. Некоторые водные объекты включены в «Рамсарский список», который в пределах Украины насчитывает 22 водно-болотных угодья (ВБУ) международного значения, главным образом, как места обитания водно-болотных птиц. Согласно Постановлению Кабинета Министров Украины от 23.11.1995 г. № 935, в ВБУ международного значения включены: «озеро» Сасык (21000 га), система «озер» Шаганы-Алибей-Бурнас (19000 га), северный берег Днестровского лимана (20000 га), Тилигульский лиман (26000 га). Как ВБУ международного значения, они играют большую роль в естественном функционировании и взаимодействии прибрежных экосистем, являются местом обитания ряда редких и исчезающих видов флоры и фауны, имеют большое значение для поддержания биологического разнообразия региона и т.д.

В этой связи возникают определенные вопросы относительно сущности и природоохранного статуса этих уникальных природных систем, называемых «лиманами», «лимано-лагунами», «лиманно-устьевыми комплексами», «озерами-лиманами», «озерами», «заливами» и т.д. Например, на карте Одесской области масштаба 1:200000, изданной в 1999 г., все лиманы Дунай-Днестровского междуречья названы «солеными озерами», за исключением Будакского.

Если обратиться к энциклопедическому определению озер и лиманов, то можно отметить следующее. *Озера* – природные водоемы в углублениях суши (котловинах), заполненные в пределах озерной чаши (озерного ложа) разнородными водными массами и не имеющие одностороннего уклона (БСЭ,

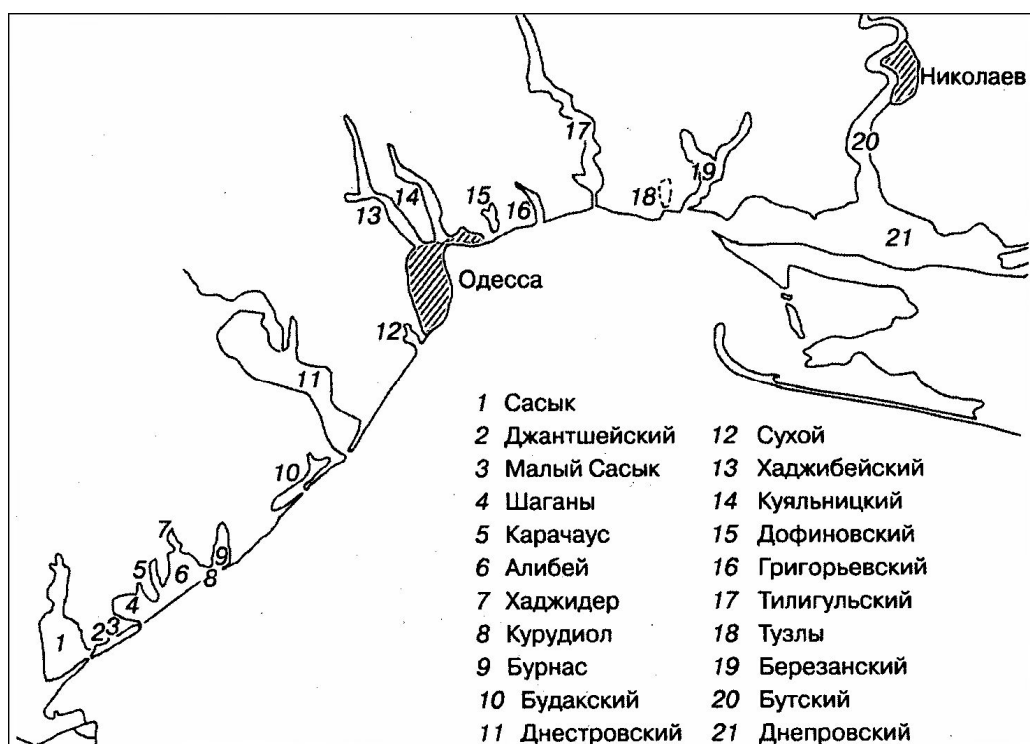


Рис. – Схема расположения лиманов северо-западного побережья Черного моря [5]

т.18, с. 319). Иногда среди генетических типов озер выделяются так называемые «приморские», к которым относятся лиманы и лагуны, однако для мелководных лиманов обычно не отмечается разнородность водных масс в вертикальном разрезе. Лиманы (от греческого *limen* – гавань, бухта) – вытянутые заливы с извилистыми в плане, невысокими берегами; образуются они при затоплении морем долин равнинных рек и балок в результате относительного погружения прибрежных частей суши. Лиманы бывают открытые в сторону моря и закрытые, отделенные от моря песчаной косой, пересыпью полностью или с сохранением узкого пролива. В лиманах отлагаются мелкозернистые пески, алевриты и глины, а также нередко и органические вещества (БСЭ, т. 14, с. 444-445). Аналогичные определения приведены в [1, 2].

Аргументы относительно наименования причерноморских водоемов «лиманами» содержатся в работах многих исследователей, краткий обзор которых приведен в [3]. Все побережье между устьями Днепра и Дуная является классическим лиманным и обладает всеми генетическими чертами, дающими право им называться именно лиманами [4].

Искусственность постановки вопроса о природе лиманов северо-западного побережья Черного моря является отголоском периода намечавшегося создания водохозяйственного комплекса и канала Дунай-Днепр, когда необходимо было переименовать лиманы в «озера» в угоду корпоративным ведомственным интересам, в частности, бывших Минводхозов СССР и УССР. В этой связи следует отметить, что согласно ст. 88 «Водного кодекса Украины» (1995 г.), ширина прибрежной защитной полосы для крупных рек, водохранилищ и озер составляет 100 м, а вдоль морей, морских заливов и лиманов – не меньше 2000 м от уреза воды. В ст. 89 и 90 этого же кодекса указаны ограничения хозяйственной деятельности в прибрежных защитных полосах вдоль указанных водных объектов, которая выделяется с целью предотвращения загрязнения (замусоривания) поверхностных водных объектов и сохранения их водности. Определение типичных лиманов как «озер» приводит к необоснованному уменьшению прибрежной защитной полосы, поэтому существуют необходимость повышения природоохранного статуса лиманов и объективная целесообразность создания территорий с особым природоохранным статусом, что позволит сохранить и восстановить природно-ресурсный потенциал этих уникальных природных комплексов.

В истории изучения лиманов северо-западного побережья Черного моря выделяют семь периодов, которые охватывают интервал времени с 1797 г. по настоящее время [4]. Не останавливаясь в деталях на характеристике этих периодов и библиографическом обзоре, можно выделить следующие обобщающие работы [5-12]. В монографиях М.Ш. Розенгурта [6] и В.М. Тимченко [10, 12] выполнен анализ изменчивости гидроэкологических условий и формирующих их факторов в лиманах. Гидролого-гидрохимические и биологические особенности функционирования экосистем Тилигульского, Малого Аджалыкского (Григорьевского), Сухого, Хаджибейского, Будакского (Шаболатского), Кульницкого, Большого Аджалыкского (Дофиновского) лиманов описаны в коллективной монографии [5]. В монографии Ю.Д. Шуйского и Г.В. Выхованец [4] проанализированы физико-географические условия лиманов, которые расположены между Одесским заливом и устьем р.Дунай, их структура и свойства с позиций единства историко-эволюционного формирования лиманной депрессии, пересыпи, водной массы лиманов и прилегающей части Черного моря.

Типизацию лиманов северо-западного побережья Черного моря проводят по генетическим, физико-географическим, геолого-геоморфологическим, гидрологическим, гидрохимическим, гидробиологическим и другим признакам.

По геолого-геоморфологическим признакам лиманы северо-западного Причерноморья можно разделить на две основные группы: Дунай-Днестровскую и Днестровско-Днепровскую. Днестровско-Днепровская группа, в отличие от Дунай-Днестровской, характеризуется более сложным комплексом пород, слагающих борта лиманов, большими (на 20-30 м) глубинами вреза (относительно межлиманных пространств) и различными типами разгрузки подземных вод с меньшими величинами минерализации. Современные экзогенные процессы на побережьях обеих групп лиманов также достаточно четко дифференцируются: береговая линия Дунай-Днестровской группы лиманов является ареной развития абразии, обвалов и осыпей, а Днестровско-Днепровской – характеризуется распространением преимущественно оползней. Днестровский лиман в этом отношении занимает промежуточное положение: вдоль западного берега господствует абразия, вдоль восточного – абразия и оползни [9].

Конфигурация, морфометрические, седиментационные, гидрологические, гидрохимические, гидробиологические и другие характеристики лиманов изменялись по мере геологического развития Черноморского бассейна. Уровень воды в Черноморском бассейне в плейстоцене-голоцене определялся тектоническими и климатическими факторами; колебания уровня нашли отражение в циклическом строении донных отложений и формировании береговой линии лиманов. Очертания, близкие к современной конфигурации, бассейн приобрел в дневноэвксинское время (около 500-400 тыс. л. н.). Позднекарангатская ингрессия (около 20 тыс. л. н.) морских вод в речные долины привела к образованию лиманов северо-западного Причерноморья. Вероятно, опресненные палеолиманы и приустьевые части палеорек были местами, где могли обитать солоноватоводные («понтические реликты») виды, сохранившиеся до настоящего времени [13].

Во время голоценовой трансгрессии Черного моря широкие устьевые части речных долин были затоплены морской водой, а со временем отделены песчано-ракушечными пересыпями от моря. Геологическое строение побережья благоприятствовало абразионному увеличению площади лиманов, формированию глубин и донных осадков. Донные отложения представлены песчано-алевритовыми образованиями с примесью глинистого материала мощностью более 1 м. Под влиянием биогеохимических процессов в большинстве лиманов образовались лечебные грязи (пелоиды) [4].

Запасы лечебных грязей подсчитаны только для Куяльницкого лимана. На юго-западном участке лимана грязи сульфидные иловые, высокоминерализованные, влажностью 35-65 %, грязевой раствор хлоридного

магниево-натриевого состава. По состоянию на начало 2010 г., запасы грязей по категориям А+В составляли 29,246 тыс. м³. На юго-восточном участке лимана запасы грязей по категориям А+В составляют 161,0 тыс. м³. Общие запасы лечебных грязей по Куяльницкому месторождению по категориям А+В составляют 190,246 тыс. м³. С учетом наличия сульфидных иловых грязей в других лиманах Одесской области (Тилигульский, Хаджибейский, Будакский, Тузловские лиманы) [14], количественная оценка которых не отражена в Государственном фонде месторождений Украины, их запасы могут быть более значимыми. В некоторых работах [9, 15, 16] приводятся устаревшие сведения о количестве лечебных грязей, без указания категорий запасов, которые существенно выше балансовых запасов лечебных грязей по категориям А+В в Одесской области. При оценке возможностей использования лечебных грязей и рапы, следует учитывать их современное состояние и степень изменения под воздействием антропогенных процессов, которые могли негативно повлиять на их физико-химические и лечебные свойства.

Одной из важнейших гидроэкологических характеристик, которая используется при типизации лиманов, является соленость воды. По типу солености вод (по Венецианской системе, 1958) среди лиманов можно выделить: 1) *пресные* (до 0,5 ‰); 2) *миксогалинные* или солоноватые (0,5 - 30 ‰), которые, в свою очередь, подразделяются на *олигогалинные* (0,5 - 5 ‰), *мезогалинные* (5-18 ‰) и *полигалинные* (18-30 ‰); 3) *эугалинные* или морские (30-40 ‰); 4) *гипергалинные* или пересоленные (более 40‰).

Применительно к северо-западному побережью Черного моря такую типизацию лиманов можно проводить весьма условно, поскольку отмечается значительная пространственно-временная изменчивость солености вод отдельных лиманов, обусловленная поступлением в их акваторию, как морских вод, так и речного стока. Например, в пределах Днестровского лимана можно выделить не только пресные, но и олигогалинные и даже мезогалинные воды. В Тилигульском лимане могут присутствовать олигалинные (при наличии стока р.Тилигул), мезогалинные и полигалинные воды.

Основная часть вод лиманов (за исключением максимально опресненных) относится к хлоридному классу, натриевой группе и третьему типу по классификации О.А. Алекина (1970). Рапа лиманов представляет собой продукт трансформации морских вод сульфатно-хлоридного, магниево-натриевого состава в процессе концентрирования солей при испарении воды.

Основой многих типизаций лиманов является фактор связи с морем [5-7]. По этому гидрологическому признаку лиманы делятся на три типа:

1) *открытые*, т.е. свободно и постоянно сообщающиеся с морем через естественные проливы (Днепровский, Сухой, Днестровский и Березанский лиманы) либо искусственные каналы (Григорьевский лиман); 2) *закрытые*, отделенные от моря широкой пересыпью (Куяльницкий, Хаджибейский, Тилигульский – в годы, когда искусственный соединительный канал не функционировал); 3) *эпизодически сообщающиеся с морем* (разнонаправленный водообмен) – Тузловская группа (Шаганы, Бурнас, Алибей), Будаковский, Дофиновский, Тилигульский (при функционировании соединительного канала) лиманы.

В последние десятилетия сток большинства малых рек (Малый и Большой Куяльник, Тилигул, Большой Аджалык и др.), впадающих в лиманы второго и третьего типов, в результате антропогенной деятельности на их водосборе существенно уменьшился. Совместно с климатическими изменениями (увеличением среднемесячных значений температуры воздуха, уменьшением годового количества атмосферных осадков, учащением засушливых явлений в летний период года) это приводит к нарушению водного режима лиманов с затрудненным водообменом с морем (а тем более изолированных) в сторону роста дефицита воды, т.е. уменьшению объема вод и обмелению лиманов.

Уменьшение объема вод лиманов, вызванное интенсивным испарением в летний период, приводит к ухудшению качества их вод – засолению, перегреву, росту концентрации загрязняющих веществ, интенсификации процесса эвтрофикации, учащению заморных явлений, зарастанию водорослями-макрофитами, нарушению жизнедеятельности флоры и фауны. Особенно ярко этот процесс проявляется в маловодные (в масштабах водосбора) годы. Ухудшение качества вод лиманов и их обмеление приводят к уменьшению рекреационного и бальнеологического ресурсов, например, к загрязнению и осушению лечебных донных илов. Значительные колебания отметки уровня воды и ее солености в лиманах, вызванные притоком паводковых вод весной и превышением испарения над осадками и стоком малых рек – летом, вызывают нестабильность динамики функционирования водной экосистемы, ее экологического состояния, продуктивности, условий для рыбоводства.

Существует несколько путей стабилизации гидроэкологического режима изолированных и периодически изолированных от моря лиманов, управления их экологическим состоянием с целью сохранения и восстановления ресурсного потенциала. Первый заключается в обеспечении и регулировании водообмена с открытым морем через искусственные соединительные каналы. Второй – в нормировании и регулировании хозяйственной деятельности на

водосборных бассейнах с целью обеспечения максимального притока пресных вод в лиманы.

Поскольку условия и факторы формирования гидрологического и гидрохимического режимов каждого из лиманов северо-западного Причерноморья специфичны, то планирование и реализация природоохранных мероприятий, направленных на стабилизацию и улучшение их экологического состояния с учетом климатических изменений и антропогенного влияния, нуждаются в индивидуальном научном обосновании. Цель научных исследований заключается в поиске реальных, эффективных и оптимальных (с точки зрения финансовых затрат) путей решения проблемы.

В настоящей работе приведены результаты исследований учеными Одесского государственного экологического университета особенностей формирования современного гидрологического режима, определяющих его природных и антропогенных факторов, возможностей стабилизации и регулирования гидроэкологического состояния вод лиманов Одешины: Большого Аджалыкского (Дофиновского), Тилигульского, Куяльницкого, Тузловской группы. Изложены научно-методические подходы к оценке составляющих водно-солевых балансов Причерноморских лиманов, описана математическая структура численной трехмерной имитационной гидротермодинамической модели, которая использовалась для расчета пространственно-временной изменчивости гидрологических и гидродинамических характеристик вод лиманов с учетом водообмена с морем через соединительные каналы.

Для Хаджибейского лимана, естественный водный режим которого нарушен сбросами в весенне-летний период года частично очищенных сточных вод г. Одессы, получены оценки возможности возрастания уровня воды в лимане до критических отметок, при которых возникает опасность разрушения защитной дамбы и затопления значительной части территории города. С целью предотвращения указанной катастрофы разработана методика долгосрочного прогнозирования наполнения лимана в период весеннего половодья и дождевых паводков.

Приведенные результаты получены при выполнении научно-исследовательских работ в период 2003-2010 гг. за счет средств Одесского областного фонда охраны окружающей природной среды.

ГЛАВА 1

МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИЧЕРНОМОРСКИХ ЛИМАНОВ

1.1 Научно-методические подходы к оценке составляющих водно-солевых балансов лиманов

Основой при разработке мероприятий, связанных с построением моделей формирования качества вод и функционирования экосистем водоемов является водный баланс.

Поступающие загрязняющие или биогенные вещества в водоем в составе приходной части водного баланса влияют на характер изменчивости абиотических и биотических компонент водных экосистем и динамику их экологического состояния в целом. Приток относительно чистых морских вод в лиманы, наоборот, способствует снижению концентрации загрязняющих веществ в их водах. С водами расходной части водного баланса указанные вещества могут выводиться из водоёмов. Вот почему при любых экологических оценках и прогнозах, связанных с изучением условий формирования качества вод и биопродуктивности водоёмов, в первую очередь, необходимо обращать внимание на величины и соотношение между составляющими водного баланса водоемов. С другой стороны, оценка составляющих водных балансов необходима для задания начальных и граничных условий в расчётах с использованием пространственных численных моделей, а также их адаптации и верификации при моделировании изменчивости как гидрологических, так и химико-биологических характеристик водных экосистем.

В данном разделе приводятся принципиальные подходы к построению водных балансов Причерноморских лиманов.

1.1.1 Уравнение водного баланса Причерноморских лиманов

Уравнение водного баланса для типового водоёма из состава Причерноморских лиманов в общем можно представить следующим образом

$$\frac{dW}{dt} = Q_p + Q_r + Q_b + Q_g - Q_{ev} - Q_{tr} - Q_f \pm Q_{er}, \quad (1.1)$$

где W - объём воды в озере;

Q_p - поступление воды на поверхность водоёма за счёт осадков;

Q_r - сток небольших водотоков;

Q_b - боковой приток по периметру водоёмов;

Q_g - подземный сток;

Q_{ev} и Q_{tr} - испарение с водной поверхности и транспирация водной растительности;

Q_f - фильтрация в берега;

$\pm Q_{er}$ - невязка водного баланса.

В случае, когда шаг по времени в расчётах водного баланса принимается равным 1 месяцу, уравнение (1.1) может быть записано через объёмы воды составляющих V_i

$$\Delta W = V_p + V_r + V_b + V_g - V_{ev} - V_{tr} - V_f \pm V_{er}, \quad (1.2)$$

где ΔW - изменение объёма воды в лимане за любой из расчётных месяцев.

Блок-схема приходных и расходных статей водного баланса приведена на рис.1.1.

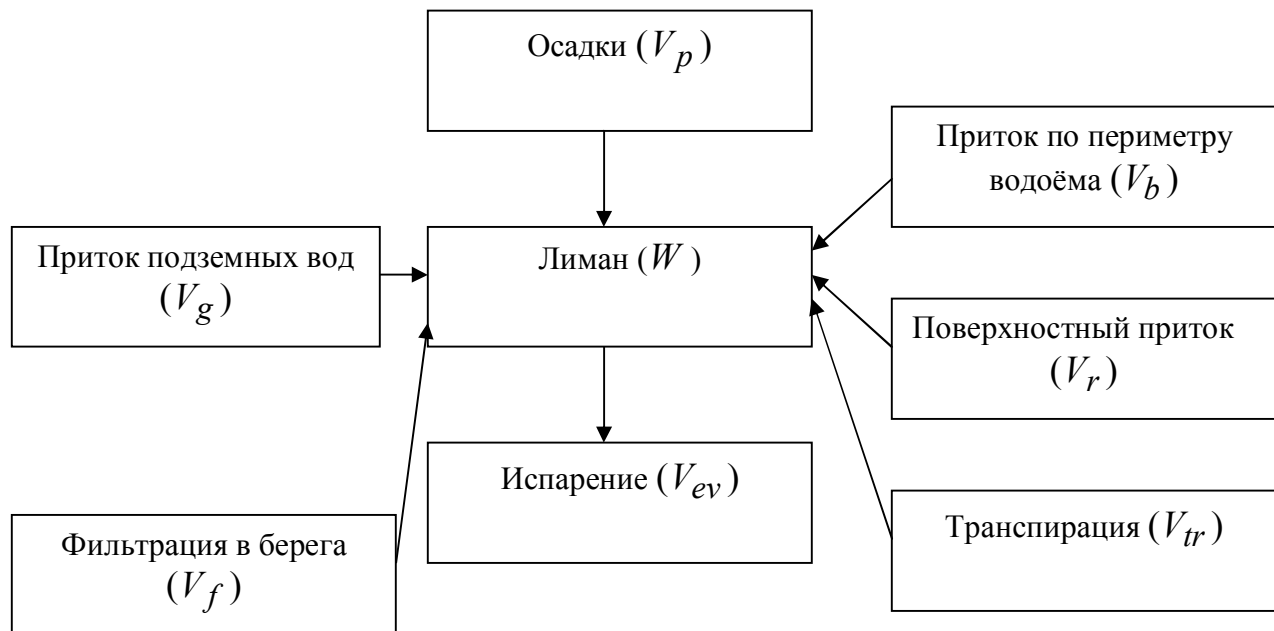


Рис. 1.1 – Блочная схема водного баланса Причерноморских лиманов

1.1.2 Атмосферные осадки

При расчётах составляющей V_p в уравнении (1.2) используются данные по осадкам, которые измеряются на близлежащих к водоёмам метеостанциях.

1.1.3 Годовой сток

Систематические гидрологические наблюдения на рассматриваемой территории, как правило, отсутствуют. В связи с этим при определении характеристик гидрологического режима в пределах Причерноморской низменности рекомендуется использовать методику, разработанную Е.Д. Гопченко и Н.С. Лободой [1]. В ее основу положен принцип совместного рассмотрения уравнений водного и теплового балансов в модификации В.С. Мезенцева. В дифференциальном виде уравнение водного баланса запишется следующим образом

$$\frac{\partial \beta_E}{\partial \beta_H} + \frac{\partial \beta_Y}{\partial \beta_H} = 1, \quad (1.3)$$

где $\beta_E, \beta_H, \beta_Y$ – составляющие уравнения водного баланса (H – ресурсы увлажнения);

E – испарение с поверхности суши;

Y – сток воды.

Величины E и Y представлены в виде отношения их к характеристике теплоэнергетических ресурсов климата E_m . При этом используются безразмерные коэффициенты

$$\beta_X = \frac{X}{E_m}; \beta_H = \frac{H}{E_m}; \beta_E = \frac{E}{E_m}; \beta_Y = \frac{Y}{E_m}. \quad (1.4)$$

Под характеристикой увлажнения H понимаются выпадающие за расчетный период осадки X и изменение запасов влаги в почве ($w_1 - w_2$), т.е.

$$H = X + w_1 - w_2. \quad (1.5)$$

Максимально возможное испарение E_m рассчитывается на основе приходной части теплового баланса подстилающей поверхности

$$LE_m = R^+ + P^+ + (B_1 - B_2), \quad (1.6)$$

где R^+ - положительная (приходная) составляющая радиационного баланса; P^+ - положительная (направленная к земной поверхности) составляющая турбулентного теплообмена;

$(B_1 - B_2)$ - изменение запасов тепла в деятельном слое почвы (теплообмен в почве ΔB);

L - скрытое тепло парообразования.

Произведение LE_m рассматривается как граничные ресурсы энергии, которые обеспечивают процесс испарения в заданных климатических условиях, где E_m - слой воды, который мог бы испариться с поверхности суши, если бы на испарение были затрачены теплоэнергетические ресурсы климата (приходная часть теплового баланса), который равен

$$E_m = \frac{R^+ + P^+ + (B_1 - B_2)}{L}, \quad (1.7)$$

в связи с чем величина E_m получила название “эквивалента теплоэнергетических ресурсов” [2].

Частное уравнение связи между составляющими водного и теплового балансов представлено следующим образом

$$\beta_E = (1 + \beta_H^{-n})^{\frac{1}{n}} \quad (1.8)$$

Граничные условия для составляющих уравнения (1.3) в этом случае записываются так

$$0 \leq \beta_E \leq 1 \text{ при } 0 \leq \beta_H \leq \infty \text{ и } 0 \leq \beta_Y \leq \beta_H \leq \infty. \quad (1.9)$$

С учетом обозначений (1.4) можно прийти к выражению, которое используется для расчета испарения с поверхности суши

$$E = E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}. \quad (1.10)$$

Тогда уравнение водного баланса участка суши ($H = Y + E$) примет вид

$$H = Y + E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}. \quad (1.11)$$

Уравнение (1.11) содержит составляющую (1.10), входящую в тепловой баланс земной поверхности (испарение с поверхности суши E). Поэтому выражение (1.11) называют уравнением водно-теплового баланса.

Уравнение водно-теплового баланса, записанное относительно величины стока, будет иметь вид

$$Y = H - E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}. \quad (1.12)$$

или, учитывая обозначение $H = X + w_1 - w_2$,

$$Y = X + w_1 - w_2 - E_m \left[1 + \left(\frac{X + w_1 - w_2}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}. \quad (1.13)$$

Разность $(w_1 - w_2)$, представляющая изменение влагосодержания расчетного почвенного слоя, принимает существенные положительные и отрицательные значения во внутригодовые периоды (месяцы, декады) и в отдельные годы (группы лет). В среднем же, для многолетнего периода выполняется условие $(w_1 - w_2) = 0$, при котором балансовое выражение (1.13) принимает вид

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E}_m \left[1 + \left(\frac{\bar{X}}{\bar{E}_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (1.14)$$

где $\bar{Y}, \bar{X}, \bar{E}_m$ - среднемноголетние величины (нормы) годового стока, осадков и теплоэнергетического эквивалента, соответственно;

n - параметр, интегрирующий влияние физико-географических условий формирования стока, который рекомендуется принимать равным 3,0 [2].

Нормы годового стока, рассчитанные по (1.14), определяются климатическими факторами (величинами годовых осадков и максимально возможного испарения), которые подчиняются географической зональности. Они зависят от соотношения ресурсов тепла $\bar{E}_m$ и влаги $\bar{X}$, а также отражают их взаимодействие. Таким образом, норма годового стока, вычисленная по балансовым соотношениям, включающим в себя только характеристики климата, носит название нормы климатического стока и в дальнейшем будет обозначаться как $\bar{Y}_K$.

Материалами, необходимыми для определения норм годового климатического стока, являются составляющие радиационного и теплового балансов подстилающей поверхности, годовые и среднемесячные величины осадков, температур и дефицита влажности воздуха.

Для определения средних месячных величин максимально возможного испарения разработаны региональные эмпирические зависимости $\bar{E}_m$ от сумм температур воздуха за различные периоды [3], которые отражают связь температур воздуха с характеристиками притока тепла к подстилающей поверхности

$$\bar{E}_m = 0,224 \sum \bar{T}_{>10} + 226, r = 0.91; \quad (1.15)$$

$$\bar{E}_m = 13,3 \sum_{V}^{IX} \bar{T}_M - 307, r = 0.94; \quad (1.16)$$

$$\bar{E}_m = 0,209 \sum \bar{T}_{>0} + 179, r = 0.87, \quad (1.17)$$

где $\sum \bar{T}_{>10}$ – сумма температур воздуха больше 10 °С;

$\sum_{V}^{IX} \bar{T}_M$ – сумма норм среднемесячных температур воздуха за летний период (с мая по сентябрь, включительно);

$\sum \bar{T}_{>0}$ – сумма температур воздуха больше 0 °С;

r – коэффициент корреляции.

Норма годового стока, рассчитанная по уравнению водно-теплового баланса, не учитывает влияние факторов подстилающей поверхности (азональных и интразональных), в том числе и обусловленных водохозяйственной деятельностью, осуществляемой в пределах водосборов.

Таким образом, величины норм климатического стока $\bar{Y}_K$ можно рассматривать как характеристики естественных (неизмененных хозяйственной деятельностью) водных ресурсов территории. Подробное обоснование этого положения приведено в работах Е.Д. Гопченко и Н.С. Лободы [3-5], в которых выполнена оценка и последующее пространственное обобщение (в виде карт изолиний) норм годовых осадков, максимально возможного испарения и климатического стока, а также произведено сравнение расчетных и фактических норм естественного годового стока для различных регионов Украины, включая северное и северо-западное Причерноморье.

В отличие от норм годового стока, рассчитанных по данным измерений, нормы климатического стока являются точечными характеристиками, относящимися к географическому положению метеостанций. Построение карт изолиний выполнено на топографической основе 1:500000.

Построение таких карт является особенно важным для степной части Украины, где рек со стоком в естественных условиях его формирования практически не сохранилось, а начало стационарных наблюдений совпадает с интенсификацией водохозяйственных преобразований.

На основе проведенных пространственных обобщений составляющих уравнения водно-теплового баланса установлено, что в пределах северо-западного Причерноморья годовые нормы осадков уменьшаются в направлении с северо-запада на юго-восток от 550 мм до 450 мм (рис. 1.2). Годовые нормы максимально-возможного испарения, которое является эквивалентом теплоэнергетических ресурсов, возрастают от 900 мм до 1000 мм (рис. 1.3). Нормы климатического годового стока изменяются с северо-запада на юго-восток от 40 до 10 мм (рис. 1.4).

Для большинства малых и средних рек, особенно в зоне недостаточного увлажнения, норма климатического (зонального) стока, установленная по карте изолиний может существенно отличаться от соответствующего значения естественного стока. Как правило, эти отклонения обусловлены влиянием факторов подстилающей поверхности, хорошо выраженными на малых и средних реках с нестабильным грунтовым питанием. На основе сопоставления норм климатического и естественного стока разработаны коэффициенты перехода k от климатического стока к естественному для различных регионов Украины [1,3-6]

$$k = \frac{\bar{Y}_E}{\bar{Y}_K} \leq 1.0, \quad (1.18)$$

где $\bar{Y}_E$ - норма естественного стока;

$\bar{Y}_K$ - норма климатического стока.

Посредством анализа пространственного распределения коэффициента k по территории Украины были выделены области с положительными ($k > 1$), нулевыми ($k = 0$) и отрицательными ($k < 1$) поправками к норме годового климатического стока малых и средних водосборов [5].

В южной степной зоне, где устойчивый снежный покров наблюдается не ежегодно и значительная роль в формировании годового стока принадлежит дождевым осадкам, среди факторов подстилающей поверхности основное место занимают потери на задержание поверхностных вод в понижениях рельефа. Косвенным показателем потерь стока на поверхностное задержание может быть уклон водосборов.

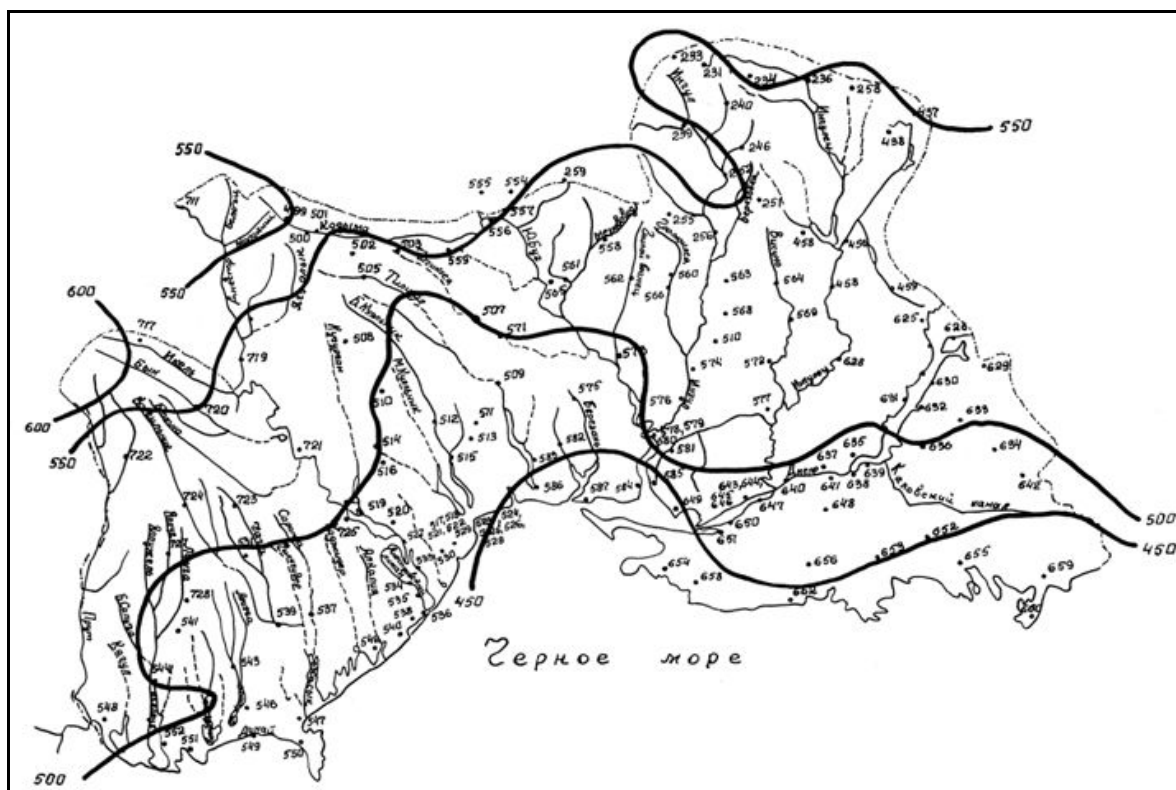


Рис. 1.2 – Нормы годовых осадков (мм) на территории северо-западного Причерноморья. У точек указаны номера метеостанций

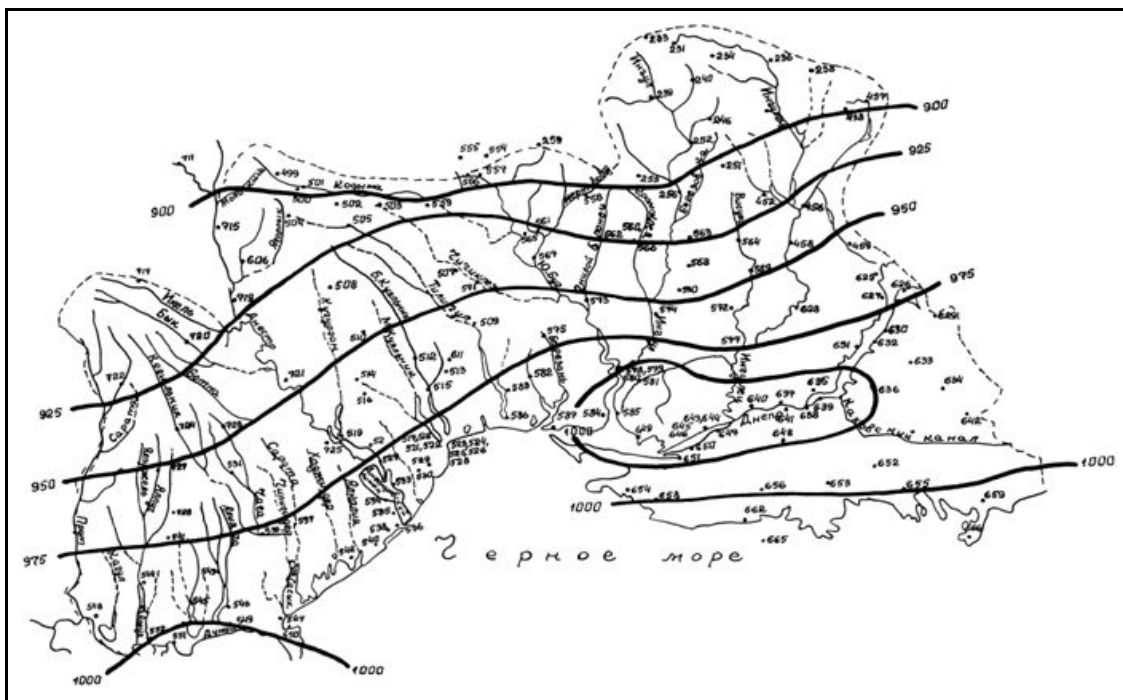


Рис. 1.3 – Нормы максимально-возможного испарения (мм) на территории северо-западного Причерноморья. У точек указаны номера метеостанций

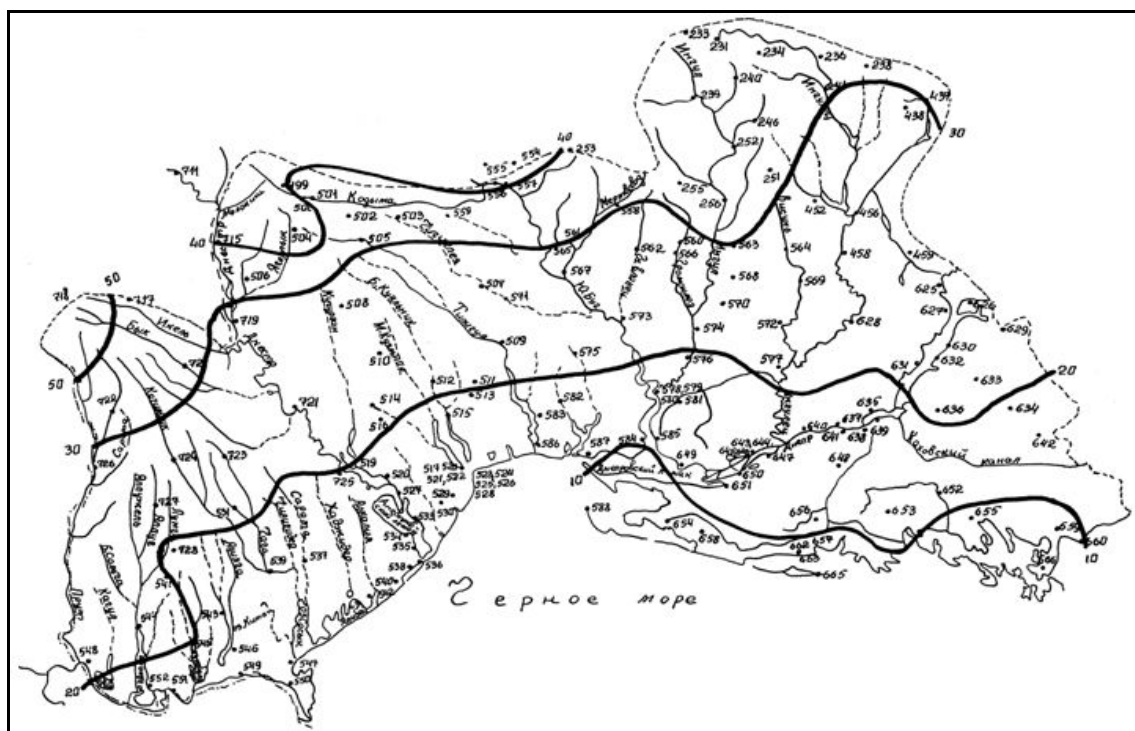


Рис. 1.4 – Нормы годового климатического стока (мм) на территории северо-западного Причерноморья. У точек указаны номера метеостанций

Поскольку данные о средневзвешенных уклонах в справочной литературе имеются далеко не по всем водосборам, для практического применения получена зависимость коэффициента k от средней высоты водосборов, значения которой определенным образом связаны с их уклоном [3].

Переходные коэффициенты уменьшаются от 1 до нуля по мере снижения высоты местности, но лишь в границах H_{cp} меньше 280м

$$k = 1 - 0,003(280 - H_{CP}), \text{ при } H_{cp} < 280\text{м}; \quad (1.19)$$

$$k = 1 - \text{при } H_{CP} \geq 280\text{м}, \quad (1.20)$$

где H_{CP} - средняя высота водосборов.

С целью разработки методики расчета характеристик временной изменчивости климатического годового стока на базе данных о среднемесячных величинах осадков, дефицитов влажности и температур воздуха, а также по сведениям о водно-физических свойствах почвы для 18 метеорологических станций, расположенных в пределах юга Украины и Молдовы, рассчитывались ряды климатического годового стока продолжительностью не менее 30-ти лет (1951-1980 гг.). По результатам статистической обработки установлены следующие соотношения между нормой климатического стока и показателями его временной изменчивости [1]

$$C_V = \frac{5,6}{Y_K^{0,62}}; C_S = 1,7C_V; r(1) \cong 0, \quad (1.21)$$

где C_V – коэффициент вариации годового стока;

C_S - коэффициент асимметрии;

$r(1)$ - коэффициент автокорреляции в рядах годового стока.

Изменения водных ресурсов рек в результате антропогенных воздействий могут быть описаны следующими уравнениями

$$\frac{\partial Y}{\partial t} + L(\Lambda, Y) = \varepsilon; \quad (1.22)$$

$$Y(t) = Y(t_0) - \int L(\Lambda, Y)dt + \int \varepsilon dt, \quad (1.23)$$

где $Y(t_0)$ – исходное состояние водных ресурсов, соответствующее естественным условиям их формирования;

$Y(t)$ – состояние водных ресурсов, являющее результатом внутренних (водохозяйственных) и внешних (климатических) воздействий на начальное состояние водосбора, т.е. соответствующее бытовому (преобразованному) стоку;

$L(\Lambda, Y)$ – оператор преобразования водных ресурсов при наличии водохозяйственной деятельности на водосборах;

ε – характеристика внешних воздействий, учитывающая изменение климатических условий (обычно используется при оценке стока под влиянием изменений глобального климата).

Динамическая модель стока (1.23) при изучении водохозяйственных преобразований может быть представлена уравнением водохозяйственного баланса, в котором естественный сток рассматривается как начальное состояние гидрологической системы, а бытовой - как результат наложения на него водохозяйственных воздействий

$$W_B = W_E - \Delta W_3 + \Delta W_{CB}, \quad (1.24)$$

где W_B, W_E – объемы бытового и естественного стока;

ΔW_3 – безвозвратный забор воды из поверхностных водотоков;

ΔW_{CB} – сброс вод в поверхностные водотоки.

Уравнения (1.23) и (1.24) содержат составляющие, имеющие стохастическую природу (годовой сток, осадки, испарение, дефицит потребления воды растениями и др.), что позволяет использовать приемы имитационного стохастического моделирования при оценке и прогнозировании характеристик стока [6]. Моделирование целесообразно выполнять в два этапа. На первом на основе стохастической модели генерируются ряды естественного годового стока простой цепи Маркова [7]. Входом в стохастическую модель являются статистические параметры естественного стока, полученные на основе модели “климат-сток” [5,6]. На втором этапе генерируются ряды бытового стока с использованием уравнений водохозяйственных балансов, представленных в вероятностной форме:

а) при заборе воды на орошение сельскохозяйственных угодий из местного стока

$$Y_{B,P} = Y_{E,P} - \frac{M_{0,100-P}}{\eta} f_{OP} ; \quad (1.25)$$

б) при наличии на водосборе искусственных водоемов, с водной поверхности которых формируются потери стока на дополнительное испарение

$$Y_{B,P} = Y_{E,P}(1 - f_B) - (E_B - X)f_B ; \quad (1.26)$$

в) при наличии сбросных вод с сельскохозяйственных массивов, которые орошаются за счет рек-доноров

$$Y_{B,P} = Y_{E,P} + \xi \frac{M_{0,100-P}}{\eta} (1 - \eta) f_{OP} , \quad (1.27)$$

где $Y_{B,P}, Y_{E,P}$ – бытовой и естественный годовой сток заданной обеспеченности P ;

f_{OP}, f_B – суммарные площади орошаемых массивов и водной поверхности искусственных водоемов, выраженные в долях от общей площади водосборов;

η – коэффициент полезного действия оросительных систем;

ξ – коэффициент возвратных вод, образовавшихся за счет потерь стока на инфильтрацию при орошении сельскохозяйственных массивов;

X – осадки, выпадающие на водную поверхность прудов и водохранилищ;

E_B – испарение с водной поверхности прудов и водохранилищ;

$M_{0,100-P}$ – оросительная норма-нетто с вероятностью превышения $(100 - P)$.

Каждый шаг имитационного стохастического моделирования выполнялся, исходя из гипотезы квазистационарности гидрологического процесса, при условии сохранения постоянными масштабов рассматриваемого вида хозяйственной деятельности (относительной площади водной поверхности, площади орошения, характеристик оросительной системы). В результате был получен набор статистических параметров бытового стока, соответствующих разным уровням водохозяйственных преобразований. Результаты стохастического моделирования обобщались в

виде графических решений или аналитических функций, которые представляют собой "функции отклика" характеристик годового на водохозяйственные преобразования при определенных климатических условиях. Такие функции для практического применения удобно описывать с помощью коэффициента антропогенного влияния [5, 6]:

$$k = \frac{A_f}{A_0}, \quad (1.28)$$

где A_0 – значение того или иного статистического параметра годового стока в естественных условиях;

A_f – значение параметра бытового стока при заданных масштабах водохозяйственных преобразований.

Совместное влияние нескольких видов водохозяйственных преобразований может быть учтено при помощи следующего уравнения

$$A_f = A_0[k_1 + k_2 + k_3 + \dots + k_m - (m - 1)], \quad (1.29)$$

где m - количество видов хозяйственной деятельности, учитываемое в расчетах.

Обобщенный вид уравнений коэффициентов антропогенного влияния при изъятии воды на орошение за счет местного стока реки следующий:

$$k_{\bar{Y}} = 1,00 - a_{\bar{Y}} \lg(f_{OP} + 1) - b_{\bar{Y}} v_0 + m_{\bar{Y}} \eta; \quad (1.30)$$

$$k_{C_v} = 1,00 + a_{C_v} \lg(f_{OP} + 1) + b_{C_v} v_0 - m_{C_v} \eta; \quad (1.31)$$

$$k_{C_s} = 1,00 + a_{C_s} \lg(f_{OP} + 1) + b_{C_s} v_0 - m_{C_s} \eta, \quad (1.32)$$

где $k_{\bar{Y}}, k_{C_v}, k_{C_s}$ – коэффициенты влияния орошения, осуществляемого за счет местных водных ресурсов, на среднюю многолетнюю величину стока, коэффициенты вариации и асимметрии;

a_A, b_A, m_A – коэффициенты уравнений множественной регрессии;

v_0 – безразмерная характеристика среднего за весь вегетационный период уровня увлажнения почвы, при котором развитие соответствующей сельскохозяйственной культуры является оптимальным.

Величина v_0 определяется как отношение оптимального запаса влаги в расчетном слое почвы w_0 к наименьшей влагоёмкости $w_{нв}$, т.е.

$$v_0 = \frac{w_0}{w_{нв}}. \quad (1.33)$$

Для садовых и зерновых культур уровень оптимального увлажнения почвы принимается равным 0,8; для овощных и травяных - 0,9; для растений, которые требуют значительного увлажнения (например, риса) v_0 равно 1,0-1,2 [2].

Значения коэффициентов $a_{\bar{Y}}, b_{\bar{Y}}, m_{\bar{Y}}$ изменяются по географическим зонам в зависимости от норм климатического стока

$$a_{\bar{Y}} = 24,4 \exp(-0.0211 \bar{Y}_K); \quad (1.34)$$

$$b_{\bar{Y}} = 1,26 \exp(-0.0224 \bar{Y}_K); \quad (1.35)$$

$$m_{\bar{Y}} = 0,986 \exp(-0.0209 \bar{Y}_K). \quad (1.36)$$

Уравнения для оценки коэффициентов антропогенного воздействия на статистические параметры временных рядов $\bar{Y}, C_v$ и C_s при наличии на водосборах искусственных водоемов имеют следующий вид

$$k'_{\bar{Y}} = e^{-\alpha_{\bar{Y}} f_B}; \quad (1.37)$$

$$k'_{C_v} = e^{\alpha_{C_v} f_B}; \quad (1.38)$$

$$k'_{C_s} = e^{\alpha_{C_s} f_B}, \quad (1.39)$$

где $k'_{\bar{Y}}, k'_{C_v}, k'_{C_s}$ – коэффициенты антропогенного влияния дополнительного испарения с поверхности искусственных водоемов на статистические параметры годового стока;

$\alpha_{\bar{Y}}, \alpha_{C_v}, \alpha_{C_s}$ – коэффициенты, зависящие от соотношения ресурсов влаги и тепла (β_H) или от нормы климатического стока $\bar{Y}_K$, как интегрального показателя увлажненности водосбора, причем

$$\alpha_{\bar{Y}} = 0,767 \bar{Y}_K^{(-0.49)}, \quad (1.40)$$

$$\alpha_{C_v} = 0,247 e^{(-0.274 \bar{Y}_K)}, \quad (1.41)$$

$$\alpha_{C_S} = 0,179e^{(-0.246\bar{Y}_K)}. \quad (1.42)$$

Оценка водных ресурсов в условиях изменения климата. Изменения климатических характеристик, вызванные глобальным потеплением (вследствие увеличения концентрации парниковых газов) обуславливают перераспределение водных ресурсов как во времени, так и в пространстве. Модель “климат-сток” позволяет выполнять расчеты климатического стока на основе данных об изменениях климата [8, 9]. Уравнение водно-теплового баланса участка суши в условиях изменения климата можно представить в таком виде

$$\bar{Y}'_K = (\bar{X} \pm \Delta\bar{X}) - \bar{E}'_m \left[1 + \left(\frac{\bar{X} \pm \Delta\bar{X}}{\bar{E}'_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (1.43)$$

где $\bar{Y}'_K$ – среднемноголетняя величина годового климатического стока в условиях изменений регионального климата;

$\bar{E}'_m$ – среднемноголетняя величина максимально-возможного испарения в условиях изменений регионального климата;

$\bar{X}$ – исходная норма годовых осадков;

$\bar{E}_m$ – исходная норма максимально-возможного испарения;

$\Delta\bar{X}$ – изменения норм годовых осадков.

Материалы, приведенные в сценариях глобального потепления, как правило, представляются в виде поправочных коэффициентов (k_X) к суммам средних многолетних осадков ($\Delta\bar{X} = k_X \bar{X}$) и поправок ΔT к величинам средних многолетних температур воздуха за календарные месяцы. Предполагаемые сценариями ВМО изменения метеорологических характеристик были успешно применены к оценке возможных изменений водных ресурсов рек Украины [10, 11]. Сравнение расчетных данных изменений водных ресурсов в различных географических зонах Украины, полученных на 2000-2010 гг. (сценарий GFDL) с фактическими, рассчитанными за период 1989-2008 гг. В.В. Гребинем [12], показало удовлетворительную их сходимость.

Увеличение температур воздуха в зимний сезон способствует уменьшению глубины промерзания почвы, формированию оттепелей и увеличению инфильтрации талых и дождевых вод в водоносные горизонты

при незначительном испарении с поверхности почвы, а также препятствует накоплению снега на водосборах. Уменьшение или отсутствие снежного покрова в весенний сезон способствует снижению максимальных расходов воды в период весеннего половодья. В свою очередь, рост температур воздуха летнего сезона увеличивает испарение с поверхности суши и водной поверхности. Расчеты на основе уравнения водно-теплового баланса показали, что изменение соотношения ресурсов тепла и влаги, происшедшее за 1989-2008 гг. (рост $\bar{E}_m$ в 1,04 раза и снижение $\bar{X}$ на 6%), обеспечивает снижение климатического годового стока на малых и средних реках северо-западного Причерноморья до 20-30 %. Уменьшение осадков и рост температур воздуха, вызывающие снижение водности рек, усиливают воздействие водохозяйственных мероприятий. При сохранении современных масштабов водохозяйственной деятельности ее влияние может привести к снижению стока еще на 5-10%.

1.1.4 Внутригодовое распределение стока

Как уже отмечалось, гидрологические наблюдения в пределах Причерноморья весьма ограничены. Поэтому стоковые характеристики, включая и внутригодовое их распределение, непосредственно определить сложно.

В гидрологической практике решение подобных задач осуществляется с помощью рек-аналогов, по которым имеются многолетние ряды наблюдений. В частности, в качестве аналога нами для исследуемого региона использованы данные по р. Тараклия-с.Тараклия (левый приток р. Ялпуг). Установлено, что к многоводному можно отнести 1986 г., к средневодному – 1966 г., а к маловодному – 1974 г. Схема типового распределения стока по месяцам (в % от годовой суммы месячных величин) представлена в табл.1.1.

Анализ табл.1.1 показывает, что в годовом распределении поверхностного стока есть достаточно большие отличия, обусловленные водностью того или иного года. В многоводном году основной приток воды к лиманам будет наблюдаться в течение всего двух месяцев (февраля и марта).

В средний по водности год месячный сток распределен относительно равномерно. Сток маловодного года обеспечивается главным образом за счет первых трех месяцев (января-марта) и дождевых паводков, которые наблюдаются летом. Имеются свои особенности в распределении годового стока по сезонам (табл.1.2).

Таблица 1.1 – Типовое внутригодовое распределение стока в бассейнах Причерноморских лиманов (в %)

Водность года	Месяц					
	I	II	III	IV	V	VI
<i>I</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>
Многоводный (1986 г.)	3,9	49,3	25,6	1,2	0,8	3,4
Средневодный (1966 г.)	2,9	9,6	13,7	11,9	6,8	4,4
Маловодный (1974 г.)	10,4	11,6	7,9	5,2	8,0	4,9

Продолжение таблицы 1.1

Водность года	Месяц						Год
	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
<i>I</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>10</i>	<i>11</i>	<i>12</i>	<i>13</i>	<i>14</i>
Многоводный (1986 г.)	5,1	4,2	1,8	2,4	0,8	1,5	100
Средневодный (1966 г.)	8,7	8,2	9,6	12,8	7,3	4,0	100
Маловодный (1974 г.)	26,7	3,5	4,4	5,7	6,6	5,8	100

Таблица 1.2 – Типовое внутригодовое распределение стока в бассейнах Причерноморских лиманов (в %) по сезонам

Водность	Сезон (месяц)			
	весна (II-IV)	лето (V-VIII)	осень (IX-XI)	зима (XII-II)
Многоводный (1986 г.)	76,1	13,5	5,0	5,4
Средневодный (1966 г.)	35,3	28,1	29,7	6,9
Маловодный (1974 г.)	24,6	43,1	16,7	16,2

В пределах региона условно можно выделить 4 сезона: весну (II-IV), лето (V-VIII), осень (IX-XI), зиму (XII-II).

Из табл.1.2 видно, что многоводный год в основном характеризуется высоким стоком весеннего половодья (76,1 %). На другие сезоны приходится

в среднем по 5-10 % - на каждый. В средние по водности годы сток более-менее равномерно распределяется в течение первых трех сезонов (по 28,1-35,3 %), на зиму же приходится лишь 6,9 % годовой суммы. В маловодном году 43,1 % приходится на лето, а в остальные сезоны проходит от 24,6 (весна) до 16,2 % (зима) годового объема стока.

1.1.5 Грунтовый сток

Для оценки нормы грунтового стока в регионе можно использовать генетический метод, предложенный А.Н. Бефани [13]. В соответствии с этим методом, общий годовой сток представляется в виде двух составляющих: поверхностной $\bar{Y}_{нов}$ и грунтовой $\bar{Y}_{гр}$.

Для временных водотоков, площадь водосборов которых меньше “первой” критической, составляющая $\bar{Y}_{гр}$ равняется нулю, то есть

$$\bar{Y} = \bar{Y}_{нов}. \quad (1.44)$$

Атмосферные осадки на таких водосборах расходуются на испарение и поверхностный сток, а также, частично, на пополнение запасов грунтовых вод, которые временными водотоками не дренируются.

В естественных условиях по мере роста водосборных площадей происходит постепенное увеличение эрозионного вреза русел рек, а, следовательно, увеличивается степень дренирования основных водоносных горизонтов грунтовых вод, то есть имеет место увеличение притока воды к руслам рек. Увеличение грунтового питания при увеличении размеров водосборных бассейнов происходит до некоторого предела, обусловленного местным базисом эрозии. Площади, при достижении которых наступает стабилизация грунтового питания, называются “второй” критической, а реки при соотношении $F_{1_{кр}} < F < F_{2_{кр}}$ относятся к категории средних. И, наконец, реки с площадями водосборов $F \geq F_{2_{кр}}$ классифицируются как большие. При этих условиях реками полностью перехватываются подземные водоносные горизонты, а их подземное питание равняется величине инфильтрации осадков в грунтовые воды U_0 . Влияние площади водосбора и гидрогеологических условий на грунтовый сток учитывается с помощью интегрального множителя φ_1 , который равняется

$$\varphi_1 = th \left(a_2 \cdot n_3 \sqrt{\frac{F}{F_{1_{кр}}} - 1} \right), \quad (1.45)$$

где th – функция гиперболического тангенса;

a_2 - параметр, который определяется отношением мощности всех потоков грунтовых вод зоны дренирования (по вертикали) к максимальной глубине дренирования;

n_3 - показатель интенсивности нарастания подземного притока вод;

F – площадь водосбора.

Средняя многолетняя величина грунтового стока (норма) определяется по уравнению

$$\bar{Y}_{2p} = U_o \cdot th \left(a_2 \cdot n_3 \sqrt{\frac{F}{F_{1_{кр}}} - 1} \right). \quad (1.46)$$

В соответствии с [13], норма инфильтрации в пределах описываемой территории изменяется в диапазоне от 5.0 до 1.5 мм, параметр $a_2=0.25$, $F_{1_{кр}}$ изменяется в диапазоне от 20 до 100км².

Для определения характера распределения грунтового притока по месяцам в годы разной водности, как и в случае поверхностного стока, использован метод гидрологической аналогии. При этом выделены такие характерные годы: многоводный, средний по водности, маловодный. Грунтовый сток в каждом месяце определялся путем расчленения гидрографов стока за соответствующие годы. На внутригодовое распределение стока маловодных лет существенное влияние оказывают осенние паводки. Так, на осенний сезон маловодного года (октябрь-декабрь) приходится свыше 41 % от общего грунтового притока. В средние по водности годы грунтовый сток определяется стоком весеннего сезона (его вклад в годовую составляющую превышает 40 %). В многоводные годы, кроме весеннего сезона, приток грунтовых вод к лиманам во многом зависит и от осенних паводков. Наглядное представление о внутригодовом распределении грунтового стока можно получить при рассмотрении табл.1.3.

Сравнивая табл. 1.3 и 1.1, можно обратить внимание на то, что грунтовый сток распределен в течение года более равномерно, чем поверхностный. Особенно это касается многоводных и маловодных лет.

Таблица 1.3 – Внутригодовое распределение подземного стока по месяцам (в %)

Водность года	Месяц					
	I	II	III	IV	V	VI
<i>I</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>
Многоводный	4.4	6.4	10.3	10.7	11.4	11.3
Средневодный	7.4	10.3	12.6	12.3	12.5	6.5
Маловодный	3.9	4.7	5.1	5.2	5.4	6.0

Продолжение таблицы 1.3

Водность года	Месяц						Год
	VII	VII	IX	X	XI	XII	
<i>I</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>10</i>	<i>11</i>	<i>12</i>	<i>13</i>	<i>14</i>
Многоводный	8.0	6.4	6.3	7.2	8.4	9.2	100
Средневодный	5.2	5.8	6.5	7.7	7.4	5.8	100
Маловодный	8.0	9.3	11.0	13.4	13.5	14.5	100

1.1.6 Испарение с водной поверхности Причерноморских лиманов

Испарение в северо-западной части Черного моря колеблется от 639 до 886 мм, при норме 764 мм.

Среднемесечные и среднегодовые величины испарения, приведенные в табл. 1.4, были рассчитаны по данным м/ст Болград за 1960-2007 гг. Наибольшее годовое испарение наблюдалось в 1972 г. и составляло 1151мм, наименьшее– 645 мм (в 1978 г.).

Известно, что интенсивность испарения с поверхности соленых водоёмов зависит от концентрации рассола и состава солей. Для сравнения величин испарения рассола разной концентрации пользуются коэффициентом испаряемости, который представляет собой отношение величин испарения рассола той или другой концентрации к величине испарения пресной воды. Он всегда меньше единицы и уменьшается с повышением концентрации

солей в водах. По результатам наблюдений для Сакских (Крым) соляных промыслов были предложены таблицы переходных коэффициентов для расчета величины испарения с поверхности соляных водоемов при минерализации от 90 ‰ и больше. В диапазоне от 0 до 60 ‰ средние значения переходных коэффициентов приводятся в работе С.М. Боброва (по материалам исследований на Каспии). С учетом этих данных представлена полная таблица переходных коэффициентов для расчета величины испарения из соленых водоемов (табл.1.5).

Таблица 1.4 - Средние месячные и годовые величины испарения (мм) с поверхности озера Ялпуг

Месяц										Год
III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
42,8	65,7	105,5	131,6	151,5	139,8	96,6	58,2	25,1	9,9	776,7

Таблица 1.5 – Переходные коэффициенты для расчета величины испарения из соленых водоемов

S , ‰	Месяц							Среднее
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
10	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97
20	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93
40	0,87	0,87	0,88	0,88	0,97	0,90	0,86	0,87
60	0,81	0,81	0,83	0,83	0,89	0,85	0,80	0,82
90	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	0,8	0,84
180	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,66
260	0,4	0,4	0,5	0,6	0,6	0,5	0,2	0,46
300	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	0,4	-	0,40
330	0,2	0,2	0,3	0,4	0,3	0,3	-	0,28

Рассчитанные средние многолетние значения испарения при разной солёности водоема с учетом переходных коэффициентов (табл.1.5) приведены в табл.1.6.

Как видно из табл.1.6, испарение изменяется от 776,7 мм для пресной воды до 220 мм - при солёности на уровне 330 ‰. С другой стороны, при определении солёности водоема в разные периоды года можно воспользоваться зависимостью солёности S от уровня воды в лимане. Пример

такой зависимости приводится на рис.1.5, опирающегося на данные по Куяльницкому лиману.

Таблица 1.6 – Средние многолетние значения испарения при разной солёности водоема, мм

S, ‰	Месяц									Год
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	
0	42,8	65,7	105,5	131,6	151,5	139,8	96,6	58,2	25,1	776,7
10	42	64	102	128	147	136	94	56	24	753
20	40	61	98	122	141	130	90	54	23	722
40	37	57	92	116	133	128	87	50	22	676
60	35	53	86	109	125	124	82	47	20	637
90	34	53	84	105	136	126	87	47	20	655
180	26	39	63	92	106	98	68	35	15	510
260	17	26	42	66	91	84	48	12	5	355
300	13	20	32	53	76	70	39	-	-	311
330	9	13	21	39	61	42	29	-	-	220

Водная растительность при наличии её в водоёмах влияет на испарение вследствие интенсивной транспирации влаги. Количественная оценка расходов на испарение с зарастающих водоёмов выполняется на основе наблюдений испарителей, которые загружены монолитами с влаголюбивыми растениями. При отсутствии наблюдений влияние на испарение полупогруженной водной растительности учитывается с помощью переходных коэффициентов, которые вводятся к испарению с открытой водной поверхности [14]. Переходные коэффициенты соответствуют проценту площади, занятой полупогруженными водными растениями и принимаются согласно табл. 1.7.

Таблица 1.7 - Переходные коэффициенты для учёта влияния на испарение полупогруженной водной растительности

Зона	Площади зарослей растений в % от общей площади водоема				
	10	30	50	75	100
Степная	1,04	1,04	1,24	1,37	1,50

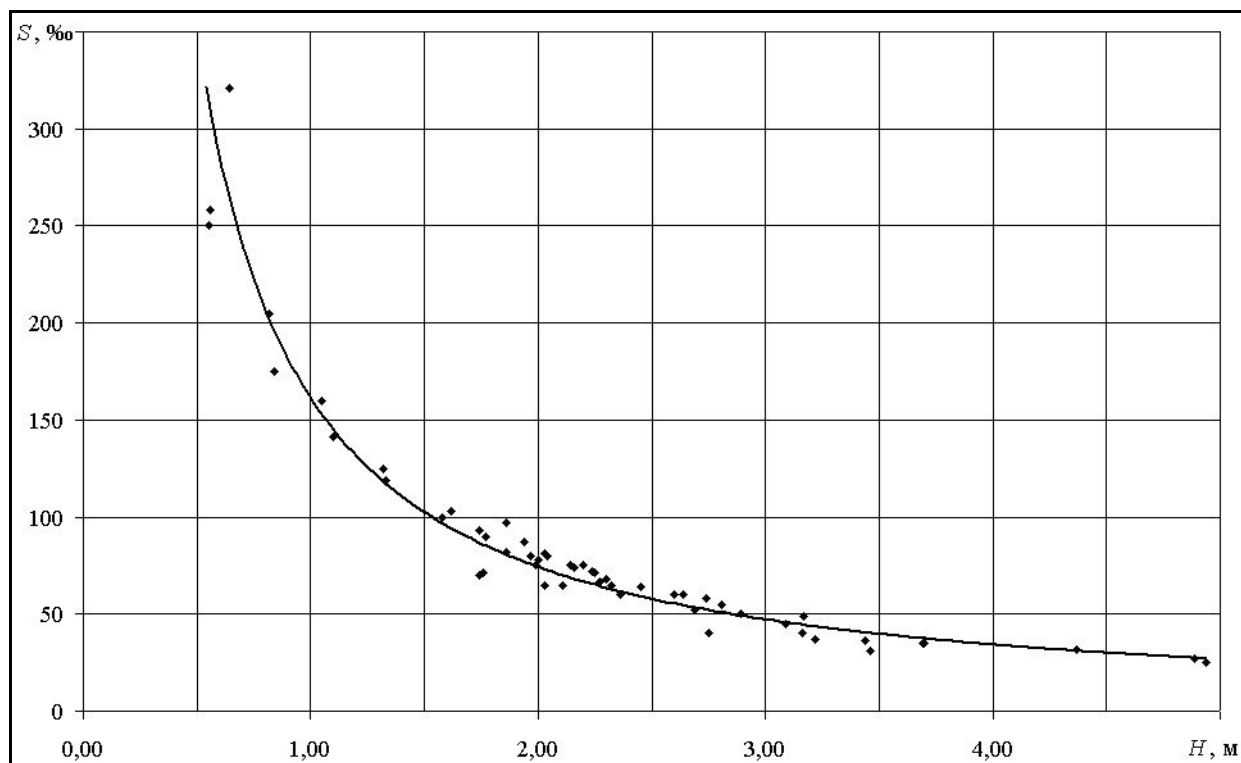


Рис. 1.5 – Зависимость солёности от уровня воды в Куяльницком лимане (уровни воды указаны в м над «0» графика водпоста – минус 7,06 м БС)

1.1.7 Максимальный сток

Максимальный сток является не только важной фазой гидрологического режима большинства рек Украины, но и одной из тех характеристик, от надежного определения которой во многом зависит нормальное функционирование промышленных и сельскохозяйственных объектов, паводковая безопасность населенных пунктов. На рассматриваемой территории характеристики максимального стока связаны с весенним половодьем и ливневыми осадками. Особенности половодий является то, что они охватывают значительные территории, в то время как паводки обычно имеют локальное распространение. Но и те, и другие могут привести к катастрофическим последствиям.

В Украине фундаментальные исследования формирования максимального стока выполнены А.В.Огиевским (1945), И.А.Железняком (1977), В.И.Мокляком (1957), А.Н.Бефани (1958), П.Ф.Вишневским (1964), Е.Д.Гопченко (2000) и др. К сожалению, начиная с 70-х годов прошлого

столетия, то есть после выхода в свет нормативного документа СНиП 2.01.14-83 теоретические исследования были по-существу прекращены, а вместо этого в региональных гидрометеорологических научных подразделениях осуществлялись, главным образом, уточнения и детализация параметров, которые описывают вышеупомянутые нормативные документы. Негативной стороной было также нормирование характеристик максимального стока паводков и половодий с использованием базовых структур, которые ни с теоретической, ни с методической сторон нельзя считать оптимальными. К тому же, опора лишь на стоковую информацию не всегда позволяет обосновать расчетные характеристики рек юга Украины, где в пределах всей Причерноморской низменности, например, стационарная сеть фактически отсутствует и не только на небольших, но и на средних по размерам водосборах.

Изложенное позволяет сделать вывод о необходимости разработки новых методических подходов к нормированию характеристик максимального стока, которые учитывали бы основные факторы его формирования, а также использовали как стоковую, так и метеорологическую информацию.

Обоснование расчетной методики. Базовая исходная модель, на основании которой построена расчетная методика для определения максимальных расходов воды, опирается на теорию русловых изохрон. Реализуется она в двух вариантах:

1. Когда время руслового добега t_p меньше продолжительности склонового притока T_0

$$Q_m = \sum_{t_p} q'_t \varepsilon_t f_t. \quad (1.47)$$

2. Когда $t_p \geq T_0$

$$Q_m = \sum_{T_0} q'_t \varepsilon_t f_t, \quad (1.48)$$

где Q_m - максимальный расход воды;

q'_t - модуль склонового стока;

ε_t - трансформационная функция русло-пойменного регулирования;

f_t - межизохронные площадки, которые можно выразить следующим образом

$$f_t = B_t V_0 \Delta t; \quad (1.49)$$

V_{∂} - скорость руслового добега;

Δt - расчетный шаг по времени.

Для получения алгебраических расчётных уравнений относительно Q_m перейдем от произвольной формы водосборов к прямоугольной. Тогда:

а) при $t_p < T_0$

$$(Q_m)_{np} = B_{cp} V_{\partial} \sum_{t_p} q'_t \varepsilon_t \Delta t ; \quad (1.50)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$(Q_m)_{np} = B'_{cp} V_{\partial} \sum_{T_0} q'_t \varepsilon_t \Delta t , \quad (1.51)$$

где B_{cp} – средняя ширина водосбора;

B'_{cp} – средняя ширина водосбора в пределах действующей площади.

Допуская, что ε_t остается неизменной во времени и в пространстве:

а) при $t_p < T_0$

$$\frac{Q_m}{(Q_m)_{np}} = k_1 = \frac{\sum q'_t B_t \Delta t}{B_{cp} \sum_{t_p} q'_t \Delta t} ; \quad (1.52)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\frac{Q_m}{(Q_m)_{np}} = k'_2 = \frac{\sum q'_t B_t \Delta t}{B'_{cp} \sum_{T_0} q'_t \Delta t} , \quad (1.53)$$

где k_1 – гидрографический коэффициент при условии, что $t_p < T_0$;

k'_2 – гидрографический коэффициент, аналогичный k_1 , но в пределах так называемой “действующей площади” водосбора.

В общем случае $B'_{cp} \geq B_{cp}$.

При условии $\Delta t \rightarrow 0$ гидрографические коэффициенты будут записаны в интегральном виде, а именно:

а) при $t_p < T_0$

$$k_1 = \frac{\int_0^{t_p} q'_t B_t dt}{B_{cp} \int_0^{t_p} q'_t dt}; \quad (1.54)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$k'_2 = \frac{\int_0^{T_0} q'_t B_t dt}{B'_{cp} \int_0^{T_0} q'_t dt}. \quad (1.55)$$

От (1.52) и (1.53) можно перейти к расчётным уравнениям:

а) при $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{Y_{t_p}}{t_p} k_1 \varepsilon_F; \quad (1.56)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} k_2 \varepsilon_F, \quad (1.57)$$

где Y_{t_p} - “действующий” слой стока за время руслового добега, то есть

$$Y_{t_p} = \int_0^{t_p} q'_t dt; \quad (1.58)$$

Y_m - общий слой склонового притока за паводок или половодье

$$Y_m = \int_0^{T_0} q'_t dt; \quad (1.59)$$

$k_2 = k'_2 \frac{B'_{cp}}{B_{cp}}$ - гидрографический коэффициент при условии, что $t_p \geq T_0$.

Для редукционного гидрографа:

а) при $t_p < T_0$

$$Y_{t_p} = q'_m t_p \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (1.60)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Y_m = q'_m T_0 \frac{n}{n+1}, \quad (1.61)$$

где n – параметр, который зависит от формы гидрографов склонового притока;

$(n+1)/n$ – коэффициент неравномерности склонового притока во времени.

Подставив (1.60) и (1.61), соответственно, в (1.56) и (1.57), получим общее уравнение, которое можно положить в основу нормирования максимальных расходов паводков и весенних половодий

$$q_m = q'_m \psi(t_p / T_0) \epsilon_F, \quad (1.62)$$

где q'_m – максимальный модуль склонового притока, причём

$$q'_m = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m; \quad (1.63)$$

$\psi(t_p / T_0)$ – трансформационная функция распластывания паводковых и половодных волн под воздействием времени руслового добегания:

а) при $t_p < T_0$

$$\psi(t_p / T_0) = 1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n; \quad (1.64)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\psi(t_p / T_0) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right]; \quad (1.65)$$

в) при $\frac{t_p}{T_0} = 0$

$$\psi(t_p / T_0) = 1.0; \quad (1.66)$$

ε_F - трансформационная функция, которая обусловлена русло-пойменным регулированием:

а) при $t_p < T_0$

$$\varepsilon_F = \frac{1}{(F+1)^{n_1}} \cdot \left[1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]^{-1}; \quad (1.67)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\varepsilon_F = \frac{1}{(F+1)^{n_1}} \cdot \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right]^{-1} \cdot \frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0}; \quad (1.68)$$

в) при $\frac{t_p}{T_0} = 0$

$$\varepsilon_F = 1.0, \quad (1.69)$$

где n_1 – показатель редукции отношения $q_m / q'_m = f(F)$;

m – параметр, который зависит от формы водосборов.

Предложенная расчётная схема (1.62) позволяет:

1. Осуществить нормирование максимальных расходов воды как дождевых паводков, так и весенних половодий.

2. Использовать ее во всем диапазоне водосборных площадей, начиная со склонов и до самых крупных разветвленных речных водосборов.

3. Определять верхние предельные значения максимальных расходов воды для каждого водосбора при помощи (1.63).

Расчет характеристик максимального стока весеннего половодья на территории Причерноморских лиманов.

Исходная формула имеет вид (1.62), то есть

$$q_m = q'_m \psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) \varepsilon_F, \text{ м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2.$$

Максимальный модуль склонового притока во время весеннего половодья определяется по выражению (1.63)

$$q'_m = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m, \text{ м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2.$$

Учитывая, что на большей части территории Причерноморья данные по стоку отсутствуют, предлагается вместо Y_m использовать максимальные снегозапасы к началу половодья S_m и осадки x от даты S_m до конца половодья. Тогда

$$Y_m = (S_m + x)\eta, \quad (1.70)$$

где η - расчётный коэффициент стока.

Правая часть (1.70) в расчётном варианте имеет вид

$$P_S = (\bar{S}_m + x)k_{1\%}, \quad (1.71)$$

где $k_{1\%}$ - модульный коэффициент обеспеченностью $P=1\%$, который зависит от коэффициента вариации C_v и соотношения C_s / C_v .

В частности, для исследуемой территории

$$C_v = 0.60 + 0.53 \cdot 10^{-3} (\bar{S}_m - 20), \quad (1.72)$$

а $(C_s / C_v) = 3.5$.

С учётом (1.71) формула для q'_m примет расчётный вид

$$q'_{1\%} = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} (S_m + x)_{1\%} \cdot \eta. \quad (1.73)$$

Средний многолетний максимум снегозапасов картирован (рис. 1.6).

Коэффициент неравномерности склонового притока $(n+1)/n$ получен на основе анализа соответствующих коэффициентов речного стока. Он равняется 6.0.

Продолжительность склонового притока T_0 определялась численным путём из базовой формулы (1.62) при использовании метода простой

одношаговой итерации. Обобщение T_0 по территории осуществлено в виде карты, приведенной на рис. 1.7.

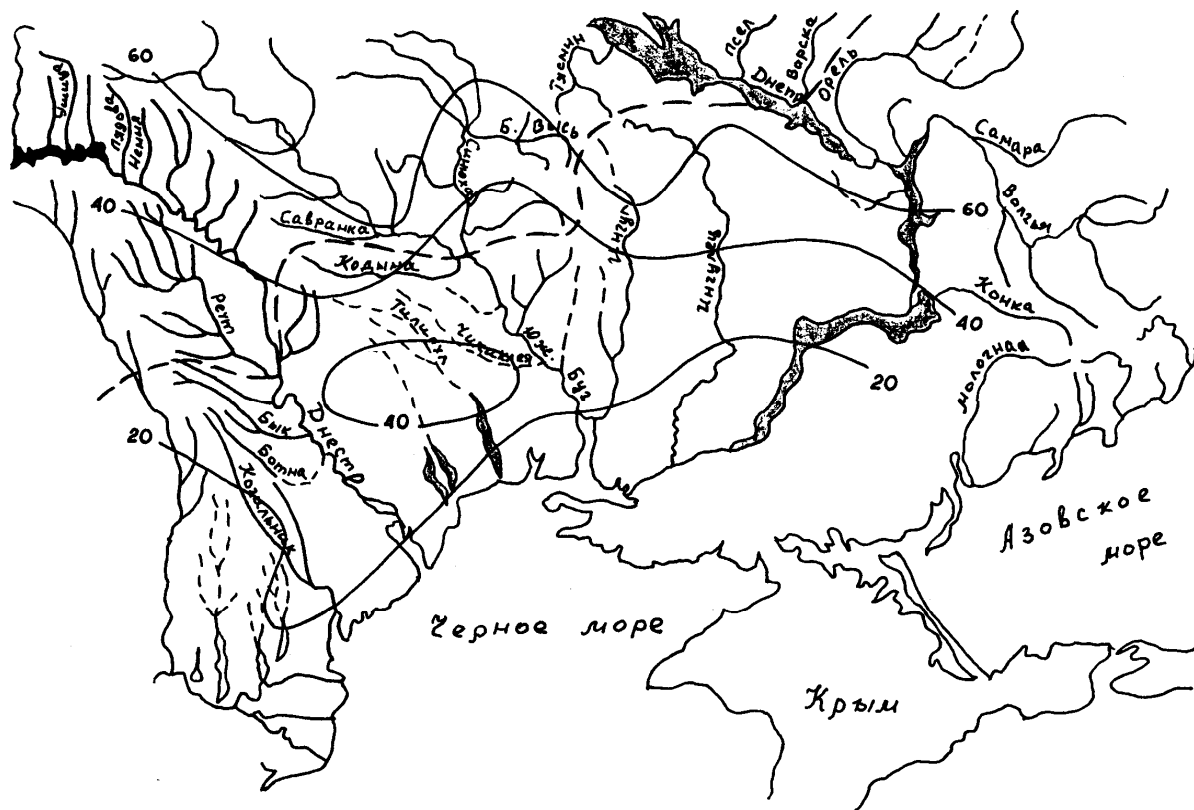


Рис. 1.6 – Распределение по территории средних многолетних снегозапасов к началу весеннего половодья, мм

Осадки за период от даты S_m до конца половодья определяются по эмпирическому уравнению

$$x = 5.4 + 8.1 \cdot \lg(F + 1), \text{ мм.} \quad (1.74)$$

Коэффициенты стока $\eta_1\%$ представлены в табличной форме (табл.1.8). Изменяются они от 0,65 при $F=0$ (случай склонового стока) до 0,14 – при $F=20000 \text{ км}^2$.

Продолжительность руслового добегания устанавливается по отношению гидрографической длины рек L (км) к скорости руслового добегания V_∂ (км/час). Региональная формула V_∂ имеет вид

$$V_{\partial} = 1.19 \cdot F^{0.14} I^{0.33}, \text{ км/час,} \quad (1.75)$$

где I – средневзвешенный уклон рек (в ‰).

Показатель формы речных водосборов в формулах для $\psi(t_p/T_0)$ без существенной погрешности можно принять на уровне $m=1.0$.

Таблица 1.8 – Коэффициенты стока весеннего половодья $\eta_{1\%}$

$F, \text{ км}^2$	0	10	20	50	100	500	1000	2000	5000	10000	20000
$\eta_{1\%}$	0.65	0.46	0.43	0.37	0.33	0.24	0.21	0.20	0.18	0.16	0.14

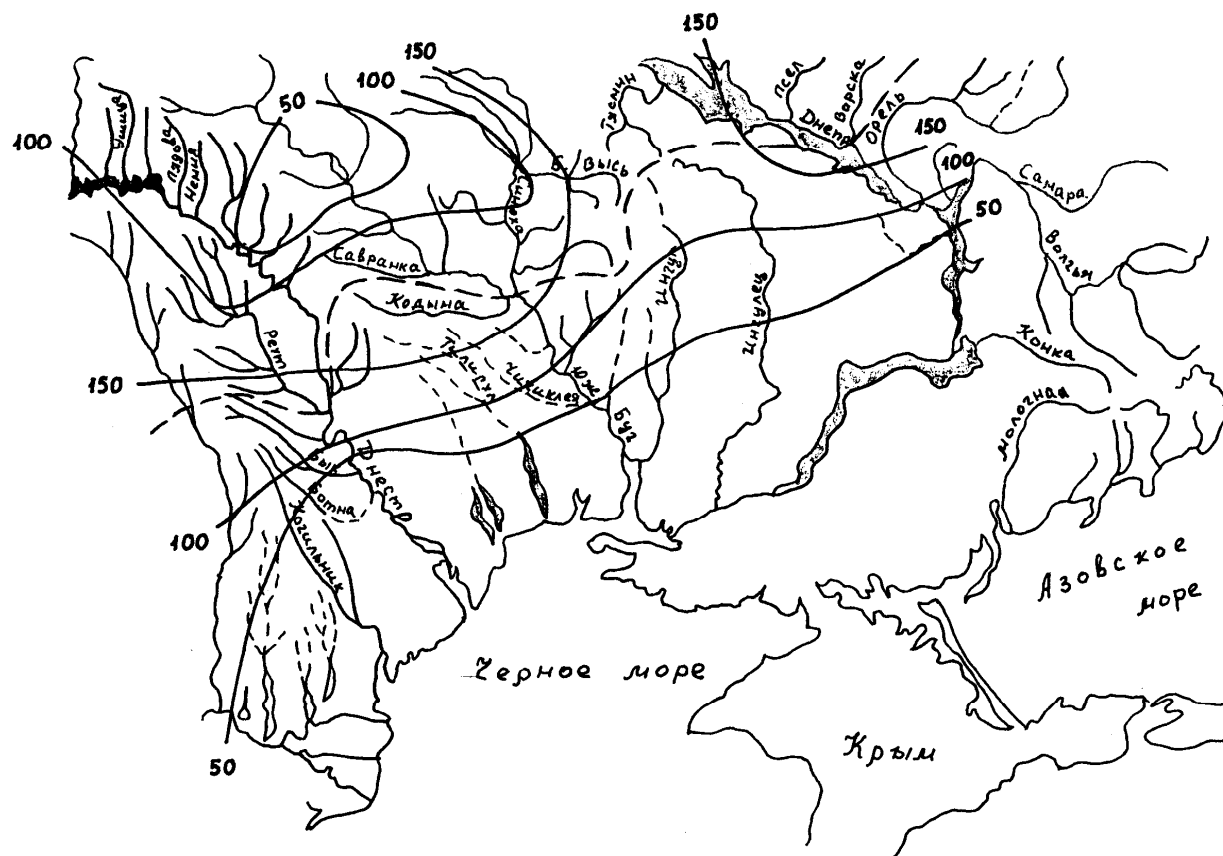


Рис. 1.7 – Изменение по территории расчётной продолжительности склонового притока к русловой сети (часы)

Расчет характеристик максимального стока дождевых паводков.

Исходная формула (1.62) с учетом того, что стоковая информация по паводкам отсутствует, как это было и в отношении весеннего половодья, представлена в варианте, когда вместо слоёв стока используются данные по атмосферным осадкам (ливням). Главный расчётный параметр формулы (1.62) $q'_{1\%}$ будет определяться по уравнению

$$q'_{1\%} = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} H_{1\%} \cdot \eta, \quad (1.76)$$

где $(n+1)/n$ – коэффициент временной неравномерности паводкового стока;

T_0 – продолжительность склонового притока воды к русловой сети;

$H_{1\%}$ – суточный максимум ливневых осадков 1%-ой вероятности превышения;

η – коэффициент паводкового стока, объединённый с коэффициентом редукции осадков в пространстве k_H .

Коэффициент неравномерности склонового притока во времени определялся по той же методике, что и для половодья, и равен 3,5. Продолжительность склонового притока для всей территории южной части Украины рекомендуется принимать на уровне 2,5 час.

Количество осадков за дождь в условиях рассматриваемой территории, о чем свидетельствуют результаты наших исследований, численно совпадает с их суточной величиной H_c . Статистическая обработка временных рядов H_c выполнена с использованием методов моментов и наибольшего правдоподобия с последующим анализом полей параметров $\bar{H}_c$ и C_v приемами совместного анализа данных, предложенного С.Н. Крицким и М.Ф. Менкелем. Установлено, что в пределах всей Причерноморской низменности и прилегающих территорий $\bar{H}_c$ и C_v можно осреднить, приняв такие их значения: $\bar{H}_c = 37,9$ мм, а $C_v = 0,47$. Соотношение между C_s и C_v принято на уровне 3,0. Таким образом, расчетные осадки $H_{1\%}$ будут составлять 98,2 мм.

Расчетный коэффициент стока η представлен таблицей (табл. 1.9).

Трансформационная функция $\psi(t_p/T_0)$ для дождевых паводков, в отличие от весеннего водополья, имеет некоторые особенности. Они обусловлены тем, что формирование максимального паводкового стока в

своем большинстве происходит при условии $t_p > T_0$. А это, очевидно, нуждается в учёте формы водосборов, которая отображается при помощи параметра m . Таким образом, уравнения для $\psi(t_p/T_0)$ должны быть представлены в виде:

а) при $t_p < T_0$

$$\psi(t_p/T_0) = 1 - \frac{2.86}{1.4(1.4+m)} \left(\frac{t_p}{2.5} \right)^{0.4}; \quad (1.77)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\psi(t_p/T_0) = 0.71 \left[\frac{m+1}{m} - \frac{1.4}{m(1.4+m)} \left(\frac{2.5}{t_p} \right)^m \right]. \quad (1.78)$$

Таблица 1.9 – Расчётные коэффициенты паводочного стока η

$F, \text{ км}^2$	0	10	50	100	200	500	1000
η	0,60	0,53	0,48	0,45	0,40	0,38	0,29

Для определения показателя формы водосборов m нами предлагается уравнение

$$\frac{m+1}{m} = 3.0 - 0.25 \cdot \lg(F+1). \quad (1.79)$$

Откуда

$$m = \frac{1}{[3.0 - 0.26 \lg(F+1)] - 1}. \quad (1.80)$$

1.2 Численное математическое моделирование гидродинамических процессов в лиманах и их водообмена с морем

В настоящее время наиболее реальным и в большинстве случаев эффективным способом стабилизации гидрологического и гидрохимического режимов изолированных от моря лиманов, управления их экологическим

состоянием с целью сохранения и восстановления ресурсного потенциала является обеспечение и регулирование искусственного водообмена с открытым морем. Научное обоснование природоохранных мероприятий по регулированию водообмена лиманов с морем включает в себя решение следующих прикладных задач: оптимизация количества и определение местоположения искусственных соединительных каналов, их морфометрических характеристик (ширина, глубина); оценка влияния водообмена с морем на гидроэкологический режим лимана при различных морфометрических характеристиках соединительного канала; разработка рекомендаций по режиму эксплуатации соединительных каналов – регулированию водообмена с морем. Решение этих задач предполагает использование методов численного гидродинамического моделирования.

В Одесском государственном экологическом университете для решения вышеуказанных задач используется модифицированный вариант трехмерной численной нестационарной гидротермодинамической модели MECCA (Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment) [15 - 17]. Эта модель позволяет рассчитывать трехмерную термохалинную структуру вод, интенсивность турбулентного обмена, а также ветровые (дрейфовые и компенсационные), плотностные, стоковые и приливные течения в эстуариях, заливах, лиманах и на мелководном континентальном шельфе. Характерной особенностью данной модели является то, что она позволяет одновременно производить расчеты динамики вод и распространения примеси на акватории сопряженных водных объектов как сеточного, так и подсеточного масштабов. В данном случае, под водными объектами сеточного масштаба подразумеваются заливы, бухты, лиманы, участки морского шельфа, пространственные размеры которых существенно превышают шаг расчетной сетки численной модели. Подсеточными называются водные объекты, ширина которых в одном из горизонтальных направлений значительно меньше шага расчетной сетки (например, узкие реки, каналы, проливы).

Указанное свойство модели имеет особенно важное значение для корректного описания циркуляции вод как в самих лиманах, где есть узости, так и водообмена между ними и северо-западной частью Черного моря через узкие соединительные каналы, проливы.

1.2.1 Математическая структура модели

Базовыми уравнениями модели MECCA являются два уравнения для горизонтальных компонент скорости течений, уравнение гидростатического

приближения, уравнение неразрывности, уравнение состояния, уравнения сохранения для температуры и солёности.

Прежде чем перейти к рассмотрению уравнений модели введем следующие обозначения. Частные производные от некоторой величины F будем обозначать ее нижним индексом, записываемым в соответствии со следующими примерами:

$$\partial F / \partial t = F_t ; \partial F / \partial x = F_x \text{ или } \partial^2 F / \partial x \partial z = F_{xz} .$$

Безразмерная вертикальная координата, заменяющая z , определяется как

$$\sigma = (z - h) / (h + d),$$

где h – отклонение уровня моря от его невозмущенного (среднего) положения, d – глубина моря при невозмущенном уровне. На поверхности моря $\sigma = 0$ и на дне $\sigma = -1$.

Для определения положения величины в пространстве на расчетной сетке используем также нижний индекс, записанный в виде:

$$F(x, y, \sigma) = F_{m,n,l}.$$

Горизонтальный размер расчетной ячейки обозначим как ΔL , а вертикальный – как $\Delta \sigma$. Временной шаг для баротропной составляющей движения обозначим как Δt , а для бароклиной ΔT , причем $\Delta t \leq \Delta T$.

Уравнения движения в приближении Буссинеска в правой декартовой системе координат записываются следующим образом:

$$u_t + \beta_a \left\{ (uu)_x + (uv)_y + (uw)_z \right\} = -\alpha_0 P_x + fv + (2A_h u_x)_x + (A_h [v_x + u_y])_y + (A_v u_z)_z, \quad (1.81)$$

$$v_t + \beta_a \left\{ (vu)_x + (vv)_y + (vw)_z \right\} = -\alpha_0 P_y - fu + (2A_h v_y)_y + (A_h [u_y + v_x])_x + (A_v v_z)_z, \quad (1.82)$$

где u, v, w – компоненты вектора скорости течений $\vec{v}$ в направлениях x, y и z , соответственно; t – время; P – давление; $\alpha_0 = 1.0$ л/кг – постоянный удельный

объем воды; ρ – плотность воды; f – параметр Кориолиса; A_h, A_v – коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентности, соответственно; β_a – управляющий множитель (принимаяющий значения 0 или 1), используемый для отключения членов адвективного ускорения.

Для третьего уравнения движения принимается гидростатическое приближение:

$$P_z = -g\rho, \quad (1.83)$$

где $g = 9.81 \text{ м}^2/\text{с}$ – ускорение свободного падения.

Уравнение неразрывности, выражающее закон сохранения массы, записывается в виде, отфильтровывающем звуковые волны:

$$u_x + v_y + w_z = 0, \quad (1.84)$$

Уравнение состояния имеет общий вид:

$$\rho = \rho_0 [1 + F_\rho(T, S)], \quad (1.85)$$

где ρ_0 – постоянная плотность ($\alpha_0 = 1 / \rho_0$), T, S – температура и соленость воды. Для последних величин записываются уравнения сохранения:

$$S_t + (uS - D_h S_x)_x + (vS - D_h S_y)_y + (wS - D_v S_z)_z = 0, \quad (1.86)$$

$$T_t + (uT - D_h T_x)_x + (vT - D_h T_y)_y + (wT - D_v T_z)_z = R, \quad (1.87)$$

где D_h и D_v – коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентной диффузии тепла и примеси, соответственно; R – внутренний источник тепла, связанный с поглощением солнечной радиации.

Возможность моделирования течений и переноса субстанций в реках, проливах или каналах, имеющих подсеточный масштаб в одном из горизонтальных направлений (ширина потока меньше шага расчетной сетки), достигается интегрированием исходной системы уравнений поперек потока (т.е. в нормальном к потоку направлении в горизонтальной плоскости). Пределы интегрирования определяют ширину потока (реки, канала). Интегрирование выполняется в соответствии с [18 - 20] в предположении, что ширина потока B не изменяется во времени и по глубине, а также, что

скорость потока не изменяется в поперечном направлении. Новая система уравнений, используемая в модели, получается в результате объединения проинтегрированных поперек потока и исходных уравнений таким образом, чтобы при отсутствии канала (трехмерный поток) получалась исходная система уравнений, а при его наличии – осредненные поперек потока уравнения (двумерный поток):

$$u_t + \beta_a \{ B_x^{-1} (B_x u u)_{,x} + (u v)_{,y} + (u w)_{,z} \} = -\alpha_0 P_{,x} + f v + B_x^{-1} (2 B_x A_h u_{,x})_{,x} + \\ + (1 - \beta_c) (A_h [v_{,x} + u_{,y}])_{,y} + (A_v u_{,z})_{,z} - \beta_c C_{ws} B_x^{-1} u |u|, \quad (1.88)$$

$$v_t + \beta_a \{ (u v)_{,x} + B_y^{-1} (B_y v v)_{,y} + (u w)_{,z} \} = -\alpha_0 P_{,y} - f u + B_y^{-1} (2 B_y A_h v_{,y})_{,y} + \\ + (1 - \beta_c) (A_h [u_{,y} + v_{,x}])_{,x} + (A_v v_{,z})_{,z} - \beta_c C_{ws} B_y^{-1} v |v|, \quad (1.89)$$

$$B_x^{-1} (B_x u)_{,x} + B_y^{-1} (B_y v)_{,y} + w_{,z} = 0, \quad (1.90)$$

$$S_t + B_x^{-1} (B_x u S - B_x D_h S_{,x})_{,x} + B_y^{-1} (B_y v S - B_y D_h S_{,y})_{,y} + \\ + (w S - D_v S_{,z})_{,z} = 0, \quad (1.91)$$

$$T_t + B_x^{-1} (B_x u T - B_x D_h T_{,x})_{,x} + B_y^{-1} (B_y v T - B_y D_h T_{,y})_{,y} + \\ + (w T - D_v T_{,z})_{,z} = R. \quad (1.92)$$

Здесь B_x и B_y – безразмерная, относительно размера ячейки расчетной сетки, ширина потока в направлениях x и y , соответственно; β_c – множитель, равный 0, если канал отсутствует, и 1, в случае наличия канала; C_{ws} – коэффициент бокового трения о стенки канала. Уравнения (1.88) – (1.92) автоматически переходят в уравнения (1.81), (1.82), (1.84), (1.86) и (1.87), если положить $\beta_c = 0$ и $B_x = B_y = 1$. Уравнения гидростатики и состояния не изменяются.

При численной реализации приведенной выше системы уравнений целесообразно перейти к криволинейной по вертикали системе координат (σ – системе), что с одной стороны, улучшит вычислительные свойства модели, а с другой – позволит более точно описать вертикальную динамическую и

термохалинную структуру вод в области малых глубин. Для этого используется спрямляющее преобразование дна вида:

$$\sigma = (z - h)/H; \quad H = \beta_h h + d, \quad (1.93)$$

где σ – новая координата, изменяющаяся от поверхности до дна в пределах $[0, -1]$; H – полная локальная глубина; d – глубина при невозмущенном уровне моря; h – отклонение уровня моря от его невозмущенного состояния; β_h – управляющий множитель (равный 0 или 1), линеаризующий влияние полной глубины.

Преобразование выражений, записанных в x, y, z системе координат (обозначим их как $[]$), в новую систему координат x, y, σ (используем обозначение $()$), осуществляется следующим образом:

$$[]'_z = H^{-1} ()'_\sigma, \quad (1.94)$$

$$[]'_x = ()'_x - H^{-1}(h'_x + \sigma H'_x) ()'_\sigma, \quad (1.95)$$

$$[]'_y = ()'_y - H^{-1}(h'_y + \sigma H'_y) ()'_\sigma, \quad (1.96)$$

$$[]'_t = ()'_t - H^{-1}(1 + \sigma)h'_t ()'_\sigma. \quad (1.97)$$

Чтобы получить уравнение для горизонтального градиента давления, необходимо проинтегрировать уравнение гидростатики по вертикали. В σ – системе координат оно имеет следующий вид:

$$P'_\sigma = -\rho g H, \quad (1.98)$$

отсюда

$$P = gH \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma + P_a, \quad (1.99)$$

где P_a – атмосферное давление. Применяя (1.95), получаем:

$$\begin{aligned} P'_x &= P'_x|_{\sigma=\text{const}} - (1/H)(h'_x + \sigma H'_x)P'_\sigma + P_{a'_x} = \\ &= g \left(H \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma \right)'_x - (1/H)(h'_x + \sigma H'_x)(-\rho g H) + P_{a'_x} = \end{aligned}$$

$$g \left(H \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma \right)_{,x} + \rho g(h'_{,x} + \sigma H'_{,x}) + P_{a',x}. \quad (1.100)$$

Заметим, что при $\rho = \rho_0$ имеем:

$$P'_{,x} = \rho_0 g(-H'_{,x} + h'_{,x} + \sigma H'_{,x}) = \rho_0 g h'_{,x} + P_{a',x}. \quad (1.101)$$

Поэтому, заменяя $\rho = \rho_0 + (\rho - \rho_0)$ в (3.20), получаем:

$$\alpha_0 P'_{,x} = g h'_{,x} + G_x + \alpha_0 P_{a',x}, \quad (1.102)$$

где

$$G_x = \alpha_0 \beta_p g \left\{ \left[H \int_{\sigma}^0 (\rho - \rho_0) d\sigma \right]_{,x} + (h'_{,x} + \sigma H'_{,x})(\rho - \rho_0) \right\} \quad (1.103)$$

и β_p – управляющий множитель (принимаяющий значения 0 или 1) для исключения влияния горизонтального градиента плотности.

Уравнения движения в x, y, σ - системе координат принимают вид:

$$\begin{aligned} (Hu)_{,t} + \beta_a \left\{ B_x^{-1} (HB_x uu)_{,x} + (Huv)_{,y} + (u\tilde{w})_{,\sigma} \right\} = & -gHh'_{,x} - \alpha_0 HP_{a',x} - \\ & HG_x + fHv + B_x^{-1} (2HB_x A_h u'_{,x})_{,x} + (1 - \beta_c) (A_h H[v'_{,x} + u'_{,y}])_{,y} + \\ & H^{-1} (A_v u'_{,\sigma})_{,\sigma} - \beta_c C_{ws} HB_x^{-1} u|u|, \end{aligned} \quad (1.104)$$

$$\begin{aligned} (Hv)_{,t} + \beta_a \left((Hvu)_{,x} + B_y^{-1} (HB_y vv)_{,y} + (v\tilde{w})_{,\sigma} \right) = & -gHh'_{,y} - \alpha_0 HP_{a',y} - \\ & HG_y - fHu + B_y^{-1} (2HB_y A_h v'_{,y})_{,y} + (1 - \beta_c) (A_h H[u'_{,y} + v'_{,x}])_{,x} + \\ & H^{-1} (A_v v'_{,\sigma})_{,\sigma} - \beta_c C_{ws} HB_y^{-1} v|v|, \end{aligned} \quad (1.105)$$

$$\text{где } \tilde{w} = H d\sigma/dt = w - (1 + \sigma)h'_{,t} - u(h'_{,x} + \sigma H'_{,x}) - v(h'_{,y} + \sigma H'_{,y}) \quad (1.106)$$

$$\text{и } G_y = \alpha_0 g \beta_p \left\{ \left[H \int_{\sigma}^0 (\rho - \rho_0) d\sigma \right]_{,y} + g(h'_{,y} + \sigma H'_{,y})(\rho - \rho_0) \right\}. \quad (1.107)$$

Уравнение неразрывности:

$$h'_t + B_x^{-1}(HB_x u)_{,x} + B_y^{-1}(HB_y v)_{,y} + \tilde{w}'_{,\sigma} = 0. \quad (1.108)$$

Уравнения сохранения тепла и солей:

$$(HS)_{,t} + B_x^{-1}(B_x H[uS - D_h S'_{,x}])_{,x} + B_y^{-1}(B_y H[vS - D_h S'_{,y}])_{,y} + (\tilde{w}S - H^{-1}D_v S'_{,\sigma})_{,\sigma} = 0. \quad (1.109)$$

$$(HT)_{,t} + B_x^{-1}(B_x H[uT - D_h T'_{,x}])_{,x} + B_y^{-1}(B_y H[vT - D_h T'_{,y}])_{,y} + (\tilde{w}T - H^{-1}D_v T'_{,\sigma})_{,\sigma} = HR. \quad (1.110)$$

Метод решения гидродинамической задачи предусматривает расщепление полной скорости течений на среднюю по глубине скорость (баротропная составляющая) и отклонения от нее на каждом расчетном горизонте (бароклиная составляющая). Это позволяет использовать при численном решении уравнений динамики различные временные шаги для баротропной и бароклиной составляющих горизонтальной скорости течений, поскольку первая связана с колебаниями уровня моря при прохождении длинных гравитационных волн и изменяется более быстро, чем вторая.

Компоненты баротропной составляющей скорости течений определяются как

$$U = \int_{-1}^0 u d\sigma \quad \text{и} \quad V = \int_{-1}^0 v d\sigma, \quad (1.111)$$

а проинтегрированные по вертикали уравнения движения имеют вид:

$$\begin{aligned} (HU)_{,t} + \beta_a \{ B_x^{-1}(HB_x \theta_{uu} UU)_{,x} + (H\theta_{uv} UV)_{,y} \} = & -gHh'_{,x} - \alpha_0 H P_{a'x} - \\ & HG_x^* + fHV + B_x^{-1}(2A_h HB_x U'_{,x})_{,x} + (1 - \beta_c)(A_h H[V'_{,x} + U'_{,y}])_{,y} + \\ & \tau_{sx} - \tau_{bx} - \beta_c C_{ws} B_x^{-1} H \theta_{su} U|U|, \end{aligned} \quad (1.112)$$

$$\begin{aligned}
& (HV)'_t + \beta_a \left\{ (H\theta_{uv}UV)'_x + B_y^{-1} (HB_y\theta_{vv}VV)'_y \right\} = -gHh'_y - \alpha_0 HP_a'y - \\
& HG_y^* - fHU + B_y^{-1} (2A_h HB_y V'_y)'_y + (1 - \beta_c) (A_h H [V'_x + U'_y])'_x + \\
& \tau_{sy} - \tau_{by} - \beta_c C_{ws} B_y^{-1} H \theta_{sv} V |V|, \quad (1.113)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& \text{где } G_x^* = \int_{-1}^0 G_x d\sigma \text{ и } G_y^* = \int_{-1}^0 G_y d\sigma; \quad \theta_{uu} = \int_{-1}^0 \frac{uu}{UU} d\sigma, \quad \theta_{uv} = \int_{-1}^0 \frac{uv}{UV} d\sigma, \\
& \theta_{vv} = \int_{-1}^0 \frac{vv}{VV} d\sigma, \quad \theta_{su} = \int_{-1}^0 \left(\frac{u}{U} \right) \left| \frac{u}{U} \right| d\sigma, \quad \theta_{sv} = \int_{-1}^0 \left(\frac{v}{V} \right) \left| \frac{v}{V} \right| d\sigma.
\end{aligned}$$

Уравнение неразрывности для баротропной составляющей:

$$h'_t + B_x^{-1} (B_x HU)'_x + B_y^{-1} (B_y HV)'_y = R - E, \quad (1.114)$$

где R – атмосферные осадки, E – испарение.

Бароклинные компоненты вектора скорости определяются как отклонения от средней по глубине скорости :

$$u' = u - U \quad \text{и} \quad v' = v - V, \quad (1.115)$$

а уравнения для них получают вычитанием уравнений для баротропной составляющей скорости из уравнений для полной скорости:

$$\begin{aligned}
& (Hu')'_x + \beta_a \left\{ B_x^{-1} (B_x H [uu - \theta_{uu} UU])'_x + (H [uv - \theta_{uv} UV])'_y + (\tilde{w}u')'_\sigma \right\} = \\
& HG_x^* - HG_x + fHv' + B_x^{-1} (2A_h HB_x u'_x)'_x + (1 - \beta_c) (A_h H [v'_x + u'_y])'_y + \\
& H^{-1} (A_v u'_\sigma)'_\sigma - \tau_{sx} + \tau_{bx} - \beta_c C_{ws} HB_x^{-1} (u|u| - \theta_{su} U|U|), \quad (1.116)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& (Hv')'_t + \beta_a \left\{ (H [uv - \theta_{uv} UV])'_x + B_y^{-1} (B_y H [vv - \theta_{vv} VV])'_y + (\tilde{w}v')'_\sigma \right\} = \\
& = HG_y^* - HG_y - fHu' + B_y^{-1} (2A_h HB_y v'_y)'_y + (1 - \beta_c) (A_h H [v'_x + u'_y])'_x + \\
& H^{-1} (A_v v'_\sigma)'_\sigma - \tau_{sy} + \tau_{by} - \beta_c C_{ws} HB_y^{-1} (v|v| - \theta_{sv} V|V|), \quad (1.117)
\end{aligned}$$

Уравнение неразрывности для бароклинной составляющей:

$$B_x^{-1}(B_x H u')_{,x} + B_y^{-1}(B_y H v')_{,y} + H^{-1}(\tilde{w})_{,\sigma} = 0. \quad (1.118)$$

Используемые параметризации процессов. Ускорение Кориолиса f определяется как

$$f = f_c + \left(f'_{,x}\right)_{|x=x_c} (x - x_c) + \left(f'_{,y}\right)_{|y=y_c} (y - y_c), \quad (1.119)$$

где f_c – исходное значение параметра в точке с известной широтой и долготой, соответствующей узлу расчетной сетки.

Уравнение состояния записывается в виде:

$$\rho = \rho_0 [1 + F_\rho(S, T)], \quad (1.120)$$

$$F_\rho = C_{S0} + C_{S1} \cdot S + C_{ST} \cdot S \cdot T + C_{T1} \cdot T + C_{T2} \cdot T^2, \quad (1.121)$$

где S – соленость (в ppt), T – температура воды (в °C); $C_{S0}, C_{S1}, C_{ST}, C_{T1}, C_{T2}$ – коэффициенты равные 0.00007, 0.000802 ppt⁻¹, -0.000002 (ppt°C)⁻¹, -0.0000035 °C⁻¹, -0.00000469 °C⁻², соответственно.

На вертикальное распределение плотности налагается условие, что оно должно быть по крайней мере нейтрально устойчивым, т.е.

$$\rho'_{,\sigma} \leq 0. \quad (1.122)$$

Используя (1.40), различие в плотности между двумя вертикальными слоями может быть найдено из выражения:

$$\delta F_\rho = (F_\rho)_{,S} \delta S + (F_\rho)_{,T} \delta T, \quad (1.123)$$

где δS и δT – различия в температуре и солености между слоями. Использование (1.123) дает более точный результат, чем просто вычитание одного значения плотности из другого.

Ветровые напряжения трения на верхней границе (воздух-вода) записываются как

$$\tau_{sx} = C_a W_{10} W_x, \quad (1.124)$$

$$\tau_{sy} = C_a W_{10} W_y, \quad (1.125)$$

где W_x и W_y – составляющие вектора скорости ветра на высоте 10 м над уровнем моря по осям x и y , соответственно; W_{10} – модуль скорости ветра на высоте 10 м; C_a – коэффициент поверхностного трения

$$C_a = \begin{cases} 1,2 \cdot 10^{-3}, & W_{10} \leq 7,5 \text{ м/с} \\ (0,8 + 0,065 W_{10}) \cdot 10^{-3} & W_{10} > 7,5 \text{ м/с.} \end{cases}$$

Придонные напряжения трения на нижней границе (вода-дно):

$$\tau_{bx} = \Phi u_b \quad \text{и} \quad \tau_{by} = \Phi v_b, \quad \text{где} \quad \Phi = C_b (u_b^2 + v_b^2)^{1/2}. \quad (1.126)$$

Здесь u_b и v_b – составляющие вектора придонной скорости течения; C_b – коэффициент донного трения, который находится по формуле

$$C_b = \max(k^2 [\ln(z_b/z_0)]^{-2}, 2,6 \cdot 10^{-3}),$$

где z_b – расстояние по вертикали от дна до точки, в которой определяется коэффициент; $z_0 = 0,003$ м – параметр шероховатости донной поверхности, $k = 0,4$ – постоянная Кармана.

Вертикальная турбулентная вязкость описывается на основе полуэмпирической теории турбулентности с использованием длины пути смешения. Мгновенная вязкость определяется как функция длины пути смешения, локального вертикального сдвига скорости и устойчивости водной колонки следующим образом:

$$A_v = A_{v0} + A_z [C_{R0}(1 + C_{R1}R_i)^{-C_{R2}}], \quad (1.127)$$

$$D_v = D_{v0} + A_z [C_{R3}(1 + C_{R4}R_i)^{-C_{R5}}], \quad (1.128)$$

где

$$A_z = [kz(1 - z/H)]^2 (u'_z{}^2 + v'_z{}^2)^{1/2}. \quad (1.129)$$

Здесь $\kappa = 0.4$ – постоянная Кармана; A_{v0} – пороговая вязкость; D_{v0} – пороговая диффузия; $C_{R0}, C_{R1}, C_{R2}, C_{R3}, C_{R4}$ и C_{R5} – константы, принимаемые равными 1.0; 10.0; 0.5; 1.0; 3.33 и 1.5, соответственно [21]; R_i – число Ричардсона

$$R_i = -\rho'_z g / \left[\rho_0 \left(u'^2_z + v'^2_z \right) \right]. \quad (1.130)$$

Коэффициенты горизонтального турбулентного обмена рассчитываются исходя из значения локального горизонтального сдвига баротропной составляющей скорости течения и пространственного шага ΔL горизонтальной конечно-разностной сетки [22]:

$$A_h = A_{h0} + C_{AH} \Delta L^2 \left[2 \left(U'^2_x + V'^2_y \right) + \left(U'_y + V'_x \right)^2 \right]^{1/2}, \quad (1.131)$$

$$D_h = A_h, \quad (1.132)$$

где коэффициент $C_{AH} = 0.01$ и $A_{h0} = 1.0 \text{ м}^2/\text{с}$ – фоновая величина.

В модели предусмотрена возможность некоторого упрощения полных уравнений, которая осуществляется заданием нескольких наборов параметров, включающих управляющие множители.

Граничные и начальные условия. На открытой морской границе задаются возмущения уровня моря, обусловленные, например, сгонно-нагонными явлениями, приливами и т.п.:

$$h = h_0(x, y, t), \quad (1.133.a)$$

либо ставится условие излучения, описывающее свободное прохождение через границу длинных гравитационных волн:

$$h = h_0 + \vec{V}_n \sqrt{H/g}, \quad (1.133.б)$$

где h_0 – возмущение уровня на жидкой границе расчетной области, задаваемое на основе данных наблюдений или расчетов; $\vec{V}_n$ – проекция

вектора течений, рассчитанного в граничных точках области, на внешнюю нормаль $\vec{n}$ к открытой боковой границе.

Для температуры и солёности условия формулируются следующим образом: если поток входит в расчетную область, то на границе с открытым морем задаются фоновые значения температуры и солёности (T^*, S^*) , характерные для открытого моря; в противном случае значения моделируемых переменных экстраполируются из расчетной области с помощью упрощенного уравнения адвекции:

$$\begin{aligned} T_o &= T^*; S_o = S^*, & \text{если } \vec{v}_n \leq 0 \\ T_{o't} &= -\vec{v}_n T_n; \quad S_{o't} = -\vec{v}_n S_n, & \text{если } \vec{v}_n > 0 \end{aligned} \quad (1.134)$$

где T_o, S_o – значения моделируемых переменных на открытой морской границе. Причем, если поток направлен внутрь расчетной области менее 6 часов, то используется интерполяционная схема:

$$(S_o, T_o) = F_i (S^*, T^*) + (1 - F_i) (S_o, T_o), \quad (1.135)$$

где F_i – отношение временного шага для бароклинной составляющей скорости (в часах) к разности между 6 часами и продолжительностью отрезка времени, в течение которого имел место входящий поток $0 \leq F_i \leq 1$.

В точках впадения рек граничные условия формулируются по типу «открытого канала» или «водопад». В первом случае задаются расходы воды Q_r , а также вертикальные профили бароклинной скорости, температуры и солёности:

$$U = Q_r / (B_x \Delta L H), V = Q_r / (B_y \Delta L H); \quad (1.136)$$

$$u' = u_{top} \cos(\pi z / H), \quad v' = v_{top} \cos(\pi z / H); \quad (1.137)$$

$$\begin{aligned} S &= S_{top} + (S_{top} - S_{bot}) [(1 - \cos(\pi z / H))], \\ T &= T_{top} + (T_{top} - T_{bot}) [(1 - \cos(\pi z / H))]. \end{aligned} \quad (1.138)$$

Здесь величины с индексом “top” соответствуют поверхностному слою воды, тогда как с индексом “bot” – придонному слою.

Задание граничных условий по типу «водопад» осуществляется следующим образом:

$$h_t = \frac{Q_r}{B_x B_y \Delta L^2}; \quad (1.139)$$

$$(HS)_t = 0, \quad (HT)_t = \frac{T_{top} Q_r}{B_x B_y \Delta L^2}. \quad (1.140)$$

На поверхности моря:

$$\tau_{sx} = A_v u'_{,z} \quad \text{и} \quad \tau_{sy} = A_v v'_{,z}; \quad D_v T_{,z} = \frac{Q_T}{\rho C_w}; \quad D_v S_{,z} = Q_S. \quad (1.141)$$

На дне:

$$\tau_{bx} = A_v u'_{,z} \quad \text{и} \quad \tau_{by} = A_v v'_{,z}; \quad D_v S_{,z} = 0;$$

$$D_v T_{,z} = \left[C_{bed1} + C_{bed2} (u_b^2 + v_b^2)^{1/2} \right] (T_{bed} - T). \quad (1.142)$$

Здесь $\tau_{sx}; \tau_{sy}$ – компоненты вектора касательного напряжения трения ветра; $\tau_{bx}; \tau_{by}$ – компоненты вектора касательного напряжения придонного трения; Q_T, Q_S – потоки тепла и соли, вычисляемые на основе метеорологических данных; C_w – удельная теплоемкость воды; C_{bed1}, C_{bed2} – коэффициенты обмена, принимаемые равными 0.000001 м/с и 0.003, соответственно; T_{bed} – температура морского дна.

В качестве начальных условий принимается состояние покоя:

$$U = V = u' = v' = w = 0; \quad A_h = A_{h0}, \quad A_v = A_{v0}, \quad D_v = D_{v0}. \quad (1.143)$$

Температура, соленость и уровень моря в начальный момент времени во внутренних точках расчетной области определяются путем интерполяции граничных значений с весами, обратно пропорциональными расстоянию от границы. Задается также температура донных отложений T_{bed} .

Для повышения вычислительной устойчивости, на открытых морских границах принимаются равными нулю: ускорение Кориолиса, ветровые напряжения трения, горизонтальные градиенты атмосферного давления и плотности. При этом используется специальная мультипликативная краевая функция, которая принимает нулевые значения в пограничных расчетных

ячейках, 0.5 – в ячейках на удалении одного шага от граничных и 1 – во всех остальных ячейках.

Нелинейные адвективные члены уравнений движения также принимаются равными нулю на открытой морской границе.

Возможные упрощения полных уравнений модели.

Линеаризация. Члены, описывающие нелинейные адвективные ускорения в уравнениях (1.112, 1.113, 1.116, 1.117) могут быть исключены заданием $\beta_a = 0$.

Приливные и сгонно-нагонные эффекты исключаются заданием в уравнении (1.93) для полной глубины $\beta_h = 0$.

Для полной линеаризации необходимо также исключить нелинейность из уравнений (1.126, 1.127, 1.131) для придонного напряжения трения, горизонтальной и вертикальной вязкости приняв:

$$C_{wb2} = 0.; C_{AH} = 0.; C_{R0} = 0.$$

Однородность поля плотности. Для исключения влияния пространственных неоднородностей плотности на динамику вод в уравнении состояния (1.40) принимают, что

$$C_{S1} = C_{ST} = C_{T1} = C_{T2} = 0.$$

Кроме того в уравнениях (1.103, 1.107) полагают, что $\beta_p = 0$. Число Ричардсона (уравнение (1.130)) в рассматриваемом случае автоматически становится равным нулю.

Стационарность поля плотности означает, что

$$S_t = 0, \quad T_t = 0.$$

Выполнение этого условия достигается исключением из решения уравнений (1.109, 1.110).

Отключение плотности. Математическая структура модели предусматривает возможность расчетов динамики вод при стационарном во времени, но переменном в пространстве распределении температуры и солености. В этом случае термохалинная составляющая скорости течений рассчитывается в диагностическом режиме (путем учета горизонтальных и вертикальных градиентов плотности), а все остальные составляющие – в прогностическом режиме.

Вклад температуры и солености в формирование пространственных градиентов плотности, влияющих на рассчитываемое поле течений, может быть разделен либо полностью исключен следующим образом.

Для отключения вклада солености необходимо задать $C_{S1} = 0$ в уравнении (1.120). Исключение вклада температуры достигается заданием в уравнении (1.120) $C_{T1} = C_{T2} = 0$.

Полное исключение вклада термохалинного фактора в формирование полей течений достигается заданием $C_{S1} = C_{ST} = C_{T1} = C_{T2} = 0$, а также дополнительно $\beta_p = C_{R1} = C_{R4} = 0$.

1.2.2 Блок теплообмена с атмосферой

Полный удельный поток тепла Q_T , поступающий на границу раздела «воздух-вода», записывается в виде суммы двух составляющих:

$$Q_T = Q_1 + Q_2, \quad (1.144)$$

где Q_1 – коротковолновая составляющая солнечной радиации, которая проникает в водную колонку через поверхность; Q_2 – длинноволновой поток радиации, поглощаемый поверхностью.

Удельный поток коротковолновой радиации Q_1 используется при определении внутреннего источника тепла R ($^{\circ}\text{C}/\text{с}$) в слое:

$$R = (Q_1 / \rho C_w) [\exp\{2.3z_a / D_{10}\} - \exp\{2.3z_b / D_{10}\}] / (z_b - z_a), \quad (1.145)$$

где z_a , z_b – координаты z верхней и нижней границы слоя, соответственно; D_{10} – глубина, на которую проникает только 10 % от потока, поступающего на поверхность воды. При этом полагается, что исходный поток убывает с глубиной по экспоненциальному закону, а коэффициент затухания определяется как $2.3 / D_{10}$.

Солнечная коротковолновая составляющая удельного потока тепла определяется как:

$$Q_1 = Q_{ss}(1 - A_{1b})F_{cc}(C_c), \quad (1.146)$$

где Q_{ss} – поток, поступающий на поверхность моря в условиях облачности; A_{1b} – альбеда морской поверхности; F_{cc} – функция облачности; C_c – часть неба покрытая облаками.

Согласно [23]:

$$Q_{ss} = C_{sol} \cos^2(\zeta) / [0.10 + 1.085 \cos(\zeta) + 10^{-5} \{\cos(\zeta) + 2.7\} e_v], \quad (1.147)$$

где C_{sol} – солнечная постоянная (1353 Вт/м^2), e_v – давление водяного пара; ζ – зенитный угол солнца, определяемый как:

$$\cos(\zeta) = \sin(\lambda_a) \sin(\varphi) + \cos(\lambda_a) \cos(\varphi) \cos(\nu). \quad (1.148)$$

Здесь λ_a – географическая широта; $\varphi = 23.44^\circ \cos(2\pi[172 - Nday]/365)$ – деклинация, $Nday$ – номер дня года; $\nu = 2\pi(12 - Shr)/24$ – часовой угол, Shr – солнечный час, т.е. час суток.

Давление пара e_v определяется как

$$e_v = R_h e_s(T), \quad (1.149)$$

где R_h – относительная влажность; e_s – насыщающее давление водяного пара, мб; согласно [23]

$$e_s(T) = 611 \cdot 10^{(7.5[T-273.16]/[T-35.86])}. \quad (1.150)$$

В (1.149) e_v рассчитывается при T_{a0} – температуре атмосферы ($^\circ\text{K}$) на границе раздела «воздух-вода».

Функция облачности рассчитывается согласно следующему выражению:

$$F_{cc}(C_c) = 1 - C_c. \quad (1.151)$$

Поток тепла на поверхности границы раздела «воздух-вода» представляет собой сумму нескольких составляющих:

$$Q_2 = Q_L + Q_B + Q_e + Q_S, \quad (1.152)$$

где Q_L – длинноволновое излучение атмосферы; Q_B – обратное излучение черного тела морской поверхностью; Q_e – потери тепла на испарение; Q_s – поток тепла при контактном теплообмене моря с атмосферой.

$$Q_L = C_{sb} T_a^4 \left(1 - 0.26 \exp \left[-0.000777 (273 - T_a)^2 \right] \right), \quad (1.153)$$

где C_{sb} – константа Стефана-Больцмана ($5.67 \cdot 10^{-8}$ Вт/м²°K⁴) и T_a – наблюдаемая температура воздуха (°K).

$$Q_B = -0.97 C_{sb} (T|_{\sigma=0})^4, \quad (1.154)$$

где 0.97 – коэффициент излучения поверхностью.

$$Q_e = -0.00175 \rho_a L_V W_{10} (\gamma_{10} - \gamma_0). \quad (1.155)$$

Здесь ρ_a – плотность воздуха; W_{10} – скорость ветра на высоте 10 м; γ_{10}, γ_0 – удельная влажность на высоте 10 м и у поверхности воды, соответственно; L_y – скрытое тепло испарения ($2.5 \cdot 10^6$ Дж/кг). Удельная влажность связана с давлением пара:

$$\gamma = 0.622 e_v / [P_a - (1 - 0.622) e_v], \quad (1.156)$$

где 0.622 есть соотношение молекулярных весов сухого воздуха и водяного пара; P_a – атмосферное давление (мб).

$$Q_s = 0.00175 \rho_a c_p W_{10} (T_{a10} - T_{a0}), \quad (1.157)$$

где c_p – удельная теплоемкость сухого воздуха (1004 Дж/кг°K), T_{a10}, T_{a0} – температура воздуха на высоте 10 м и у поверхности моря, соответственно. Предполагается, что у поверхности моря температура воздуха и воды равны, следовательно $T_{a0} = T|_{\sigma=0}$, а $T_{a10} = T_a$.

1.2.3 Моделирование распространения примеси

При решении отдельных прикладных задач, уравнения гидротермодинамики (1.81) – (1.87) дополняются уравнением переноса пассивной консервативной примеси нейтральной плавучести, которое по структуре аналогично уравнениям сохранения тепла и солей (1.91) – (1.92); (1.109) – (1.110). В σ – системе координат это уравнение записывается следующим образом:

$$\begin{aligned} & (HC)_t + B_x^{-1} (B_x H[uC - D_h C'_x])_{,x} + B_y^{-1} (B_y H[vC - D_h C'_y])_{,y} + \\ & + (\tilde{w}C - H^{-1}D_v C'_\sigma)_{,\sigma} = HQ_c. \end{aligned} \quad (1.158)$$

Здесь C – концентрация пассивной, консервативной примеси в водах лимана; Q_c – приток примеси от внешних источников.

Граничные условия для примеси формулируются следующим образом.

На поверхности моря и дне: $D_v C'_z = 0$, (1.159)

На боковой «жидкой» границе:

$$\begin{aligned} C_o &= C^*, & \text{если } \vec{v}_n \leq 0, \\ C_o t &= -\vec{v}_n C'_n, & \text{если } \vec{v}_n > 0. \end{aligned} \quad (1.160)$$

На твердой границе в точках впадения рек:

$$C_R = C^{\text{top}} + (C^{\text{top}} - C^{\text{bot}})(1 - \cos(\pi z/H)), \quad (1.161)$$

Здесь C_o – концентрация примеси на открытой морской границе; C^* – фоновая концентрация примеси, характерная для открытого моря; C_R , C^{top} , C^{bot} – концентрация примеси в речных водах.

При решении прикладных гидроэкологических задач пассивная, консервативная примесь нейтральной плавучести, наряду с соленостью, используется как индикатор проникновения морских либо речных вод в акваторию лимана.

1.2.4 Особенности численной реализации уравнений модели

Конечно-разностная аппроксимация уравнений (1.112) – (1.114) для баротропной моды движения выполняется с использованием двухшагового, трехслойного по времени метода переменных направлений Аббота [24]. Используются значения вычисляемых величин (h , U , V), соответствующие трем моментам времени в пределах шага Δt для баротропной моды движения: начальному (t_0), предвычисляемому ($t_0 + \Delta t$) и промежуточному ($t_0 + \Delta t/2$). На первом шаге, совместным решением уравнений неразрывности и движения в направлении оси x определяют значения U на предвычисляемом временном уровне и h – на промежуточном уровне. На втором шаге, решаются уравнения неразрывности и движения в направлении оси y для нахождения значений V и h на предвычисляемом временном уровне ($t_0 + \Delta t$). Указанный численный метод решения относится к разряду неявных.

Расположение переменных в пределах элементарной ячейки расчетной сетки приведено на рис. 1.8, а положение элементарной ячейки в пределах сегмента расчетной области – на рис. 1.9.

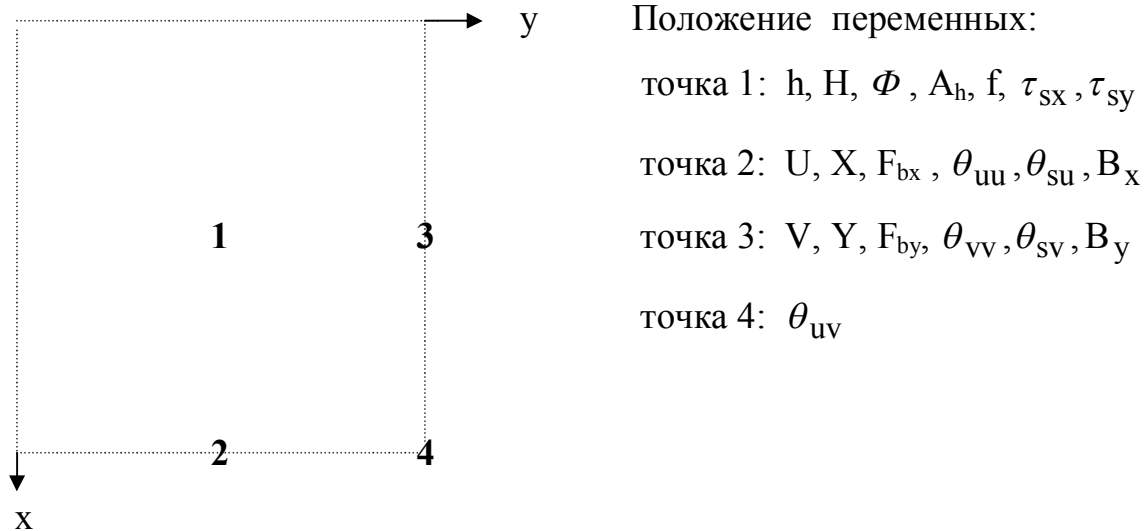


Рис. 1.8 – Расположение переменных в пределах элементарной ячейки расчетной сетки в горизонтальной плоскости

Уравнения (1.116) – (1.118) для бароклиной моды движения решаются неявно прогонкой по вертикальной координате. Для этого члены, которые содержат время или производную от скорости по вертикальной координате, а

также член, учитывающий боковое трение, группируются в левой части уравнения. Например, уравнение (1.116) записывается в виде:

$$(Hu')_t + \beta_a \{(\tilde{w}u')_q\} - H^{-1}(A_v u'_q)_q + \beta_c C_{ws} HB_x^{-1} u' |u' + U| = R, \quad (1.162)$$

где R – оставшаяся часть уравнения.

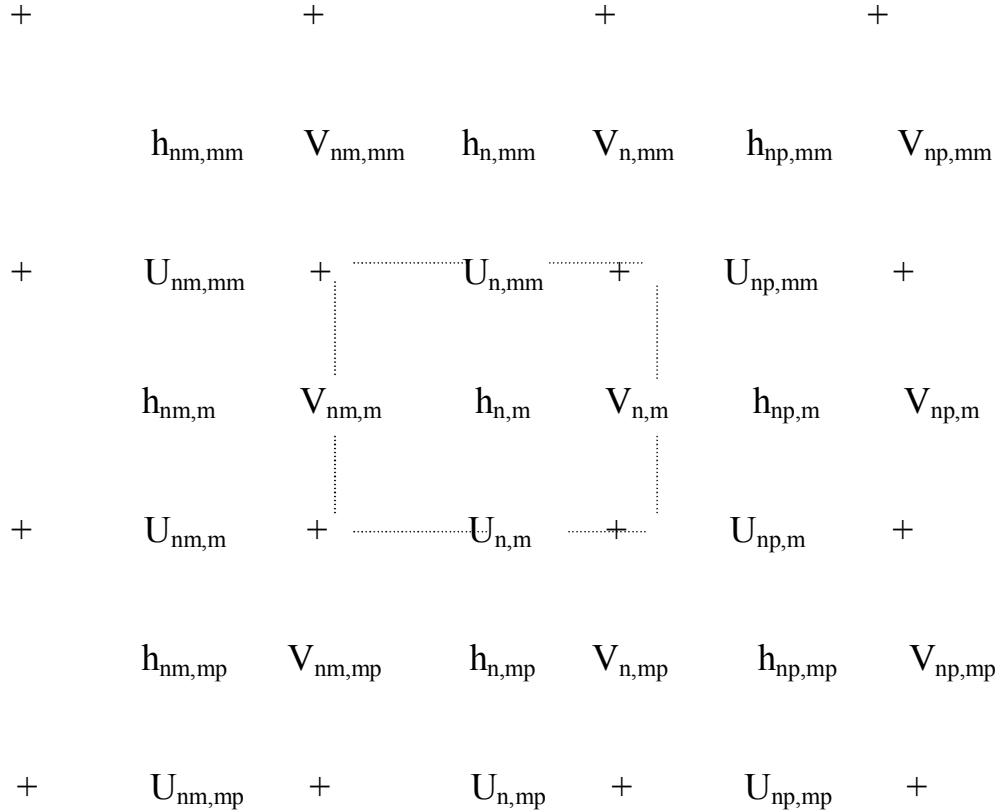


Рис. 1.9 – Расположение переменных U , V и h в пределах фрагмента сеточной области. Выделена ячейка (n, m) . Использованы обозначения $mm = m-1$, $mp = n+1$, $nm = n-1$, $np = n+1$

Общий подход к решению заключается в том, что сначала определяют u' и v' на всех вертикальных уровнях элементарной расчетной ячейки, а затем переходят к следующей ячейке и повторяют процесс.

На рис. 1.10 приведено положение узлов для вычисления u' , v' , $\tilde{w}$ и A_v на вертикальном фрагменте расчетной сетке.

Поскольку методы численного решения гидродинамических уравнений модели являются неявными, то эти решения будут вычислительно устойчивы для большинства практических случаев.

Конечно-разностная аппроксимация уравнений переноса тепла и солей в исходном варианте модели МЕССА выполнена с использованием традиционных (простой аппроксимацией производных) алгоритмов численного решения [25], которые являются консервативными, но не обладают свойством транспортности (монотонности). При наличии значительных пространственных градиентов моделируемых элементов (в приустьевых областях), на масштабах сравнимых с шагом расчетной сетки, это может привести к появлению отрицательных значений концентраций в процессе вычислений, что нежелательно при решении экологических задач. Поэтому, исходные численные схемы решения уравнений переноса типа (1.109) - (1.110), (1.158) были модифицированы в транспортные: FCT (Flux Corrected Transport) [26, 27] – для горизонтального переноса и TVD (Total Variation Diminishing) [26] – для вертикального.

Детали численной реализации гидродинамических уравнений модели подробно описаны в [1], а модификации уравнений переноса – в [28].

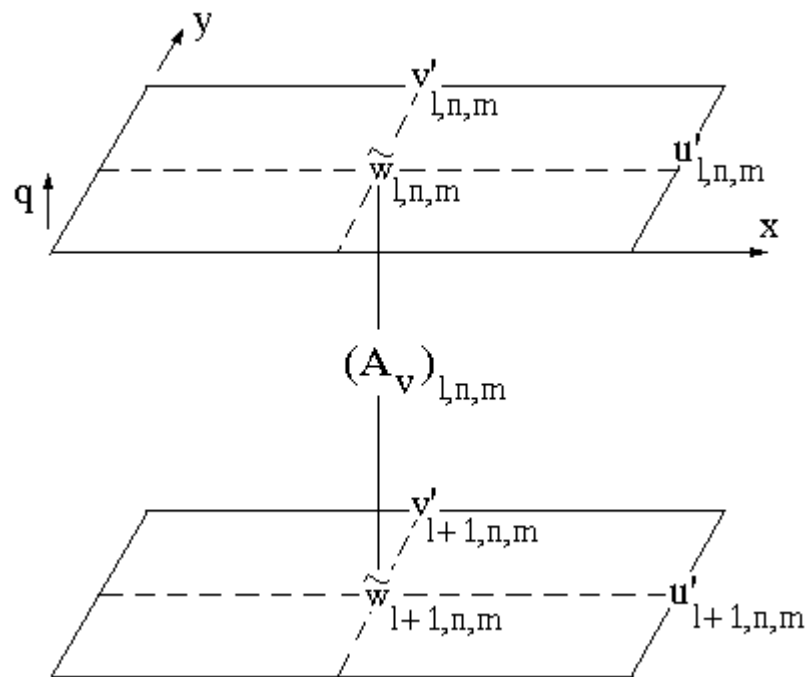


Рис. 1.10 – Положение узлов для вычисления u' , v' , $\tilde{w}$ и A_v на трехмерной расчетной сетке

Программная реализация модели, выполненная на языке FORTRAN-90, позволяет рассчитывать как суммарные течения, так и выделять отдельно их ветровую, термохалинную и стоковую составляющие. С заданной временной дискретностью в ходе счета модель усваивает новую информацию о скорости и направлении ветра, температуре воздуха, расходах рек, температуре и солености речных вод, термохалинной стратификации и возмущениях уровня моря в отдельных точках морской границы, содержания примеси в речных водах и фоновые концентрации на открытой морской границе. Между вводимыми дискретными значениями выполняется линейная интерполяция: для метеорологических и речных параметров – во времени; для значений возмущения уровня моря, концентрации примеси, вертикального распределения температуры и солености воды на открытых границах – в пространстве и во времени.

Глава 6 Оценка наполнения Хаджибейского лимана поверхностными водами и долгосрочное прогнозирование его состояния в весенний период года (<i>Гопченко Е.Д., Шакирзанова Ж.Р.</i>).....	169
6.1 Условия формирования Хаджибейского лимана и его физико-географическая характеристика.....	170
6.2 Методика долгосрочного прогнозирования поступления весенних вод к закрытым лиманам северо-западного Причерноморья.....	185
6.3 Метод прогноза сроков начала весеннего подъема и наступления максимальных уровней воды в лиманах.....	201
Заключение (<i>Тучковенко Ю.С.</i>).....	207
Список литературы.....	212

ВВЕДЕНИЕ

На участке побережья северо-западной части Черного моря в междуречье Дуная и Днестра расположен 21 лиман (рис.), из них на территории Одесской области Украины – 17.

Еще во времена создания древнегреческих поселений в Причерноморской низменности лиманы привлекали внимание как удобные гавани, т.е. защищенные от ветра, морских волн и течений прибрежные части водного пространства для стоянки, ремонта и зимовки судов. Позже лиманы северо-западного побережья Черного моря рассматривались как объекты для рыболовства и рыборазведения, добычи поваренной соли, талассотерапии и грязелечения, а также в связи с созданием портово-промышленных и гидротехнических комплексов, ирригационными работами и т.д.

В последние годы причерноморским лиманам и прилегающим к ним прибрежным частям суши уделяется большое внимание как территориям с особым природоохранным статусом. Некоторые водные объекты включены в «Рамсарский список», который в пределах Украины насчитывает 22 водно-болотных угодья (ВБУ) международного значения, главным образом, как места обитания водно-болотных птиц. Согласно Постановлению Кабинета Министров Украины от 23.11.1995 г. № 935, в ВБУ международного значения включены: «озеро» Сасык (21000 га), система «озер» Шаганы-Алибей-Бурнас (19000 га), северный берег Днестровского лимана (20000 га), Тилигульский лиман (26000 га). Как ВБУ международного значения, они играют большую роль в естественном функционировании и взаимодействии прибрежных экосистем, являются местом обитания ряда редких и исчезающих видов флоры и фауны, имеют большое значение для поддержания биологического разнообразия региона и т.д.

В этой связи возникают определенные вопросы относительно сущности и природоохранного статуса этих уникальных природных систем, называемых «лиманами», «лимано-лагунами», «лиманно-устьевыми комплексами», «озерами-лиманами», «озерами», «заливами» и т.д. Например, на карте Одесской области масштаба 1:200000, изданной в 1999 г., все лиманы Дунай-Днестровского междуречья названы «солеными озерами», за исключением Будакского.

Если обратиться к энциклопедическому определению озер и лиманов, то можно отметить следующее. *Озера* – природные водоемы в углублениях суши (котловинах), заполненные в пределах озерной чаши (озерного ложа) разнородными водными массами и не имеющие одностороннего уклона (БСЭ,

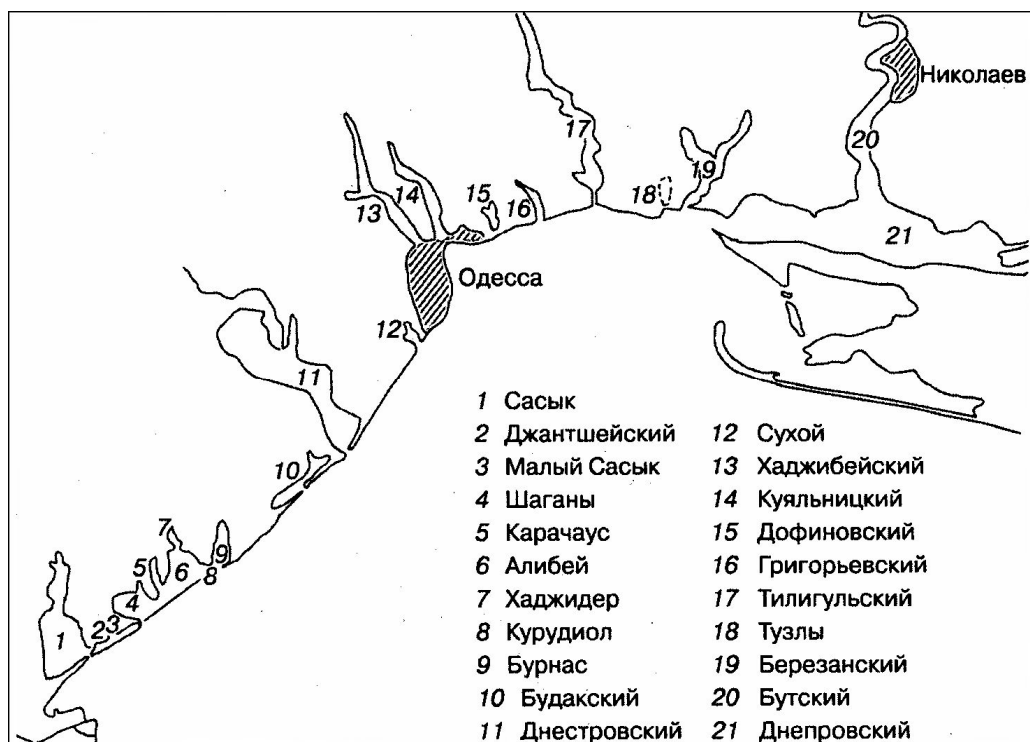


Рис. – Схема расположения лиманов северо-западного побережья Черного моря [5]

т.18, с. 319). Иногда среди генетических типов озер выделяются так называемые «приморские», к которым относятся лиманы и лагуны, однако для мелководных лиманов обычно не отмечается разнородность водных масс в вертикальном разрезе. Лиманы (от греческого *limen* – гавань, бухта) – вытянутые заливы с извилистыми в плане, невысокими берегами; образуются они при затоплении морем долин равнинных рек и балок в результате относительного погружения прибрежных частей суши. Лиманы бывают открытые в сторону моря и закрытые, отделенные от моря песчаной косой, пересыпью полностью или с сохранением узкого пролива. В лиманах отлагаются мелкозернистые пески, алевроиты и глины, а также нередко и органические вещества (БСЭ, т. 14, с. 444-445). Аналогичные определения приведены в [1, 2].

Аргументы относительно наименования причерноморских водоемов «лиманами» содержатся в работах многих исследователей, краткий обзор которых приведен в [3]. Все побережье между устьями Днепра и Дуная является классическим лиманным и обладает всеми генетическими чертами, дающими право им называться именно лиманами [4].

Искусственность постановки вопроса о природе лиманов северо-западного побережья Черного моря является отголоском периода намечавшегося создания водохозяйственного комплекса и канала Дунай-Днепр, когда необходимо было переименовать лиманы в «озера» в угоду корпоративным ведомственным интересам, в частности, бывших Минводхозов СССР и УССР. В этой связи следует отметить, что согласно ст. 88 «Водного кодекса Украины» (1995 г.), ширина прибрежной защитной полосы для крупных рек, водохранилищ и озер составляет 100 м, а вдоль морей, морских заливов и лиманов – не меньше 2000 м от уреза воды. В ст. 89 и 90 этого же кодекса указаны ограничения хозяйственной деятельности в прибрежных защитных полосах вдоль указанных водных объектов, которая выделяется с целью предотвращения загрязнения (замусоривания) поверхностных водных объектов и сохранения их водности. Определение типичных лиманов как «озер» приводит к необоснованному уменьшению прибрежной защитной полосы, поэтому существуют необходимость повышения природоохранного статуса лиманов и объективная целесообразность создания территорий с особым природоохранным статусом, что позволит сохранить и восстановить природно-ресурсный потенциал этих уникальных природных комплексов.

В истории изучения лиманов северо-западного побережья Черного моря выделяют семь периодов, которые охватывают интервал времени с 1797 г. по настоящее время [4]. Не останавливаясь в деталях на характеристике этих периодов и библиографическом обзоре, можно выделить следующие обобщающие работы [5-12]. В монографиях М.Ш. Розенгурта [6] и В.М. Тимченко [10, 12] выполнен анализ изменчивости гидроэкологических условий и формирующих их факторов в лиманах. Гидролого-гидрохимические и биологические особенности функционирования экосистем Тилигульского, Малого Аджалыкского (Григорьевского), Сухого, Хаджибейского, Будакского (Шаболатского), Кульницкого, Большого Аджалыкского (Дофиновского) лиманов описаны в коллективной монографии [5]. В монографии Ю.Д. Шуйского и Г.В. Выхованец [4] проанализированы физико-географические условия лиманов, которые расположены между Одесским заливом и устьем р.Дунай, их структура и свойства с позиций единства историко-эволюционного формирования лиманной депрессии, пересыпи, водной массы лиманов и прилегающей части Черного моря.

Типизацию лиманов северо-западного побережья Черного моря проводят по генетическим, физико-географическим, геолого-геоморфологическим, гидрологическим, гидрохимическим, гидробиологическим и другим признакам.

По геолого-геоморфологическим признакам лиманы северо-западного Причерноморья можно разделить на две основные группы: Дунай-Днестровскую и Днестровско-Днепровскую. Днестровско-Днепровская группа, в отличие от Дунай-Днестровской, характеризуется более сложным комплексом пород, слагающих борта лиманов, большими (на 20-30 м) глубинами вреза (относительно межлиманных пространств) и различными типами разгрузки подземных вод с меньшими величинами минерализации. Современные экзогенные процессы на побережьях обеих групп лиманов также достаточно четко дифференцируются: береговая линия Дунай-Днестровской группы лиманов является ареной развития абразии, обвалов и осыпей, а Днестровско-Днепровской – характеризуется распространением преимущественно оползней. Днестровский лиман в этом отношении занимает промежуточное положение: вдоль западного берега господствует абразия, вдоль восточного – абразия и оползни [9].

Конфигурация, морфометрические, седиментационные, гидрологические, гидрохимические, гидробиологические и другие характеристики лиманов изменялись по мере геологического развития Черноморского бассейна. Уровень воды в Черноморском бассейне в плейстоцене-голоцене определялся тектоническими и климатическими факторами; колебания уровня нашли отражение в циклическом строении донных отложений и формировании береговой линии лиманов. Очертания, близкие к современной конфигурации, бассейн приобрел в дневноэвксинское время (около 500-400 тыс. л. н.). Позднекарангатская ингрессия (около 20 тыс. л. н.) морских вод в речные долины привела к образованию лиманов северо-западного Причерноморья. Вероятно, опресненные палеолиманы и приустьевые части палеорек были местами, где могли обитать солоноватоводные («понтические реликты») виды, сохранившиеся до настоящего времени [13].

Во время голоценовой трансгрессии Черного моря широкие устьевые части речных долин были затоплены морской водой, а со временем отделены песчано-ракушечными пересыпями от моря. Геологическое строение побережья благоприятствовало абразионному увеличению площади лиманов, формированию глубин и донных осадков. Донные отложения представлены песчано-алевритовыми образованиями с примесью глинистого материала мощностью более 1 м. Под влиянием биогеохимических процессов в большинстве лиманов образовались лечебные грязи (пелоиды) [4].

Запасы лечебных грязей подсчитаны только для Куяльницкого лимана. На юго-западном участке лимана грязи сульфидные иловые, высокоминерализованные, влажностью 35-65 %, грязевой раствор хлоридного

магниево-натриевого состава. По состоянию на начало 2010 г., запасы грязей по категориям А+В составляли 29,246 тыс. м³. На юго-восточном участке лимана запасы грязей по категориям А+В составляют 161,0 тыс. м³. Общие запасы лечебных грязей по Куяльницкому месторождению по категориям А+В составляют 190,246 тыс. м³. С учетом наличия сульфидных иловых грязей в других лиманах Одесской области (Тилигульский, Хаджибейский, Будакский, Тузловские лиманы) [14], количественная оценка которых не отражена в Государственном фонде месторождений Украины, их запасы могут быть более значимыми. В некоторых работах [9, 15, 16] приводятся устаревшие сведения о количестве лечебных грязей, без указания категорий запасов, которые существенно выше балансовых запасов лечебных грязей по категориям А+В в Одесской области. При оценке возможностей использования лечебных грязей и рапы, следует учитывать их современное состояние и степень изменения под воздействием антропогенных процессов, которые могли негативно повлиять на их физико-химические и лечебные свойства.

Одной из важнейших гидроэкологических характеристик, которая используется при типизации лиманов, является соленость воды. По типу солености вод (по Венецианской системе, 1958) среди лиманов можно выделить: 1) *пресные* (до 0,5 ‰); 2) *миксогалинные* или солоноватые (0,5 - 30 ‰), которые, в свою очередь, подразделяются на *олигогалинные* (0,5 - 5 ‰), *мезогалинные* (5-18 ‰) и *полигалинные* (18-30 ‰); 3) *эугалинные* или морские (30-40 ‰); 4) *гипергалинные* или пересоленные (более 40‰).

Применительно к северо-западному побережью Черного моря такую типизацию лиманов можно проводить весьма условно, поскольку отмечается значительная пространственно-временная изменчивость солености вод отдельных лиманов, обусловленная поступлением в их акваторию, как морских вод, так и речного стока. Например, в пределах Днестровского лимана можно выделить не только пресные, но и олигогалинные и даже мезогалинные воды. В Тилигульском лимане могут присутствовать олигалинные (при наличии стока р.Тилигул), мезогалинные и полигалинные воды.

Основная часть вод лиманов (за исключением максимально опресненных) относится к хлоридному классу, натриевой группе и третьему типу по классификации О.А. Алекина (1970). Рапа лиманов представляет собой продукт трансформации морских вод сульфатно-хлоридного, магниево-натриевого состава в процессе концентрирования солей при испарении воды.

Основой многих типизаций лиманов является фактор связи с морем [5-7]. По этому гидрологическому признаку лиманы делятся на три типа:

1) *открытые*, т.е. свободно и постоянно сообщающиеся с морем через естественные проливы (Днепровский, Сухой, Днестровский и Березанский лиманы) либо искусственные каналы (Григорьевский лиман); 2) *закрытые*, отделенные от моря широкой пересыпью (Куяльницкий, Хаджибейский, Тилигульский – в годы, когда искусственный соединительный канал не функционировал); 3) *эпизодически сообщающиеся с морем* (разнонаправленный водообмен) – Тузловская группа (Шаганы, Бурнас, Алибей), Будакский, Дофиновский, Тилигульский (при функционировании соединительного канала) лиманы.

В последние десятилетия сток большинства малых рек (Малый и Большой Куяльник, Тилигул, Большой Аджалык и др.), впадающих в лиманы второго и третьего типов, в результате антропогенной деятельности на их водосборе существенно уменьшился. Совместно с климатическими изменениями (увеличением среднемесячных значений температуры воздуха, уменьшением годового количества атмосферных осадков, учащением засушливых явлений в летний период года) это приводит к нарушению водного режима лиманов с затрудненным водообменом с морем (а тем более изолированных) в сторону роста дефицита воды, т.е. уменьшению объема вод и обмелению лиманов.

Уменьшение объема вод лиманов, вызванное интенсивным испарением в летний период, приводит к ухудшению качества их вод – засолению, перегреву, росту концентрации загрязняющих веществ, интенсификации процесса эвтрофикации, учащению заморных явлений, зарастанию водорослями-макрофитами, нарушению жизнедеятельности флоры и фауны. Особенно ярко этот процесс проявляется в маловодные (в масштабах водосбора) годы. Ухудшение качества вод лиманов и их обмеление приводят к уменьшению рекреационного и бальнеологического ресурсов, например, к загрязнению и осушению лечебных донных илов. Значительные колебания отметки уровня воды и ее солености в лиманах, вызванные притоком паводковых вод весной и превышением испарения над осадками и стоком малых рек – летом, вызывают нестабильность динамики функционирования водной экосистемы, ее экологического состояния, продуктивности, условий для рыбоводства.

Существует несколько путей стабилизации гидроэкологического режима изолированных и периодически изолированных от моря лиманов, управления их экологическим состоянием с целью сохранения и восстановления ресурсного потенциала. Первый заключается в обеспечении и регулировании водообмена с открытым морем через искусственные соединительные каналы. Второй – в нормировании и регулировании хозяйственной деятельности на

водосборных бассейнах с целью обеспечения максимального притока пресных вод в лиманы.

Поскольку условия и факторы формирования гидрологического и гидрохимического режимов каждого из лиманов северо-западного Причерноморья специфичны, то планирование и реализация природоохранных мероприятий, направленных на стабилизацию и улучшение их экологического состояния с учетом климатических изменений и антропогенного влияния, нуждаются в индивидуальном научном обосновании. Цель научных исследований заключается в поиске реальных, эффективных и оптимальных (с точки зрения финансовых затрат) путей решения проблемы.

В настоящей работе приведены результаты исследований учеными Одесского государственного экологического университета особенностей формирования современного гидрологического режима, определяющих его природных и антропогенных факторов, возможностей стабилизации и регулирования гидроэкологического состояния вод лиманов Одешины: Большого Аджалыкского (Дофиновского), Тилигульского, Куяльницкого, Тузловской группы. Изложены научно-методические подходы к оценке составляющих водно-солевых балансов Причерноморских лиманов, описана математическая структура численной трехмерной имитационной гидротермодинамической модели, которая использовалась для расчета пространственно-временной изменчивости гидрологических и гидродинамических характеристик вод лиманов с учетом водообмена с морем через соединительные каналы.

Для Хаджибейского лимана, естественный водный режим которого нарушен сбросами в весенне-летний период года частично очищенных сточных вод г. Одессы, получены оценки возможности возрастания уровня воды в лимане до критических отметок, при которых возникает опасность разрушения защитной дамбы и затопления значительной части территории города. С целью предотвращения указанной катастрофы разработана методика долгосрочного прогнозирования наполнения лимана в период весеннего половодья и дождевых паводков.

Приведенные результаты получены при выполнении научно-исследовательских работ в период 2003-2010 гг. за счет средств Одесского областного фонда охраны окружающей природной среды.

ГЛАВА 1

МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИЧЕРНОМОРСКИХ ЛИМАНОВ

1.1 Научно-методические подходы к оценке составляющих водно-солевых балансов лиманов

Основой при разработке мероприятий, связанных с построением моделей формирования качества вод и функционирования экосистем водоемов является водный баланс.

Поступающие загрязняющие или биогенные вещества в водоем в составе приходной части водного баланса влияют на характер изменчивости абиотических и биотических компонент водных экосистем и динамику их экологического состояния в целом. Приток относительно чистых морских вод в лиманы, наоборот, способствует снижению концентрации загрязняющих веществ в их водах. С водами расходной части водного баланса указанные вещества могут выводиться из водоёмов. Вот почему при любых экологических оценках и прогнозах, связанных с изучением условий формирования качества вод и биопродуктивности водоёмов, в первую очередь, необходимо обращать внимание на величины и соотношение между составляющими водного баланса водоемов. С другой стороны, оценка составляющих водных балансов необходима для задания начальных и граничных условий в расчётах с использованием пространственных численных моделей, а также их адаптации и верификации при моделировании изменчивости как гидрологических, так и химико-биологических характеристик водных экосистем.

В данном разделе приводятся принципиальные подходы к построению водных балансов Причерноморских лиманов.

1.1.1 Уравнение водного баланса Причерноморских лиманов

Уравнение водного баланса для типового водоёма из состава Причерноморских лиманов в общем можно представить следующим образом

$$\frac{dW}{dt} = Q_p + Q_r + Q_b + Q_g - Q_{ev} - Q_{tr} - Q_f \pm Q_{er}, \quad (1.1)$$

где W - объём воды в озере;

Q_p - поступление воды на поверхность водоёма за счёт осадков;

Q_r - сток небольших водотоков;

Q_b - боковой приток по периметру водоёмов;

Q_g - подземный сток;

Q_{ev} и Q_{tr} - испарение с водной поверхности и транспирация водной растительности;

Q_f - фильтрация в берега;

$\pm Q_{er}$ - невязка водного баланса.

В случае, когда шаг по времени в расчётах водного баланса принимается равным 1 месяцу, уравнение (1.1) может быть записано через объёмы воды составляющих V_i

$$\Delta W = V_p + V_r + V_b + V_g - V_{ev} - V_{tr} - V_f \pm V_{er}, \quad (1.2)$$

где ΔW - изменение объёма воды в лимане за любой из расчётных месяцев.

Блок-схема приходных и расходных статей водного баланса приведена на рис.1.1.

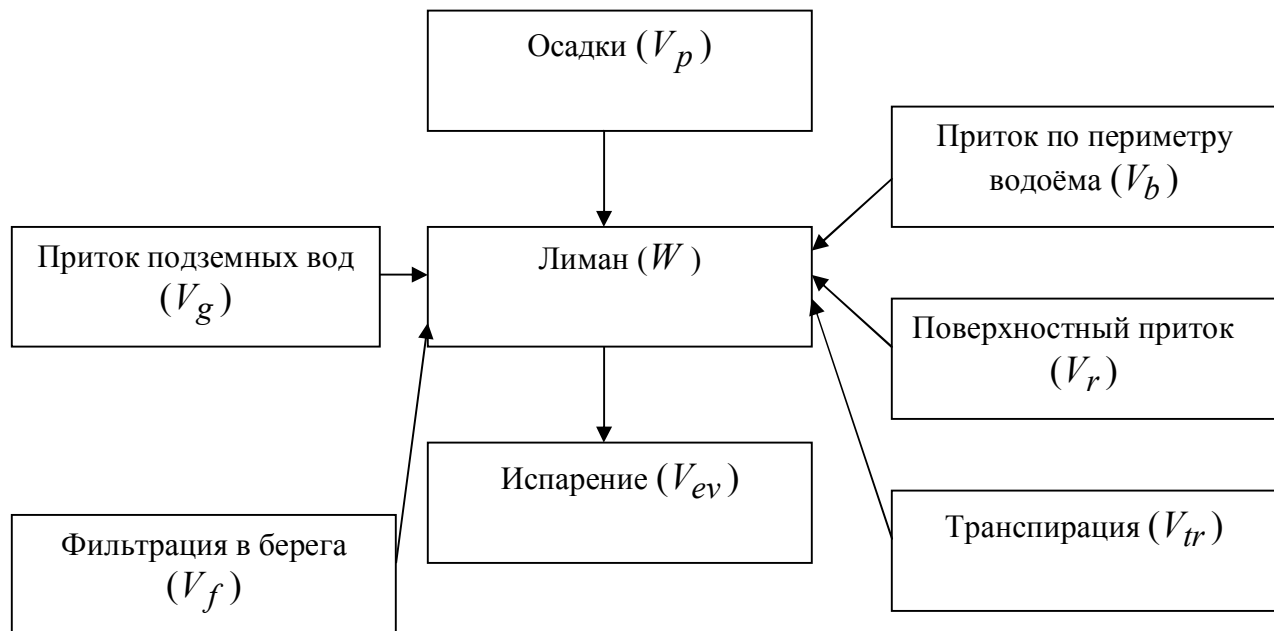


Рис. 1.1 – Блочная схема водного баланса Причерноморских лиманов

1.1.2 Атмосферные осадки

При расчётах составляющей V_p в уравнении (1.2) используются данные по осадкам, которые измеряются на близлежащих к водоёмам метеостанциях.

1.1.3 Годовой сток

Систематические гидрологические наблюдения на рассматриваемой территории, как правило, отсутствуют. В связи с этим при определении характеристик гидрологического режима в пределах Причерноморской низменности рекомендуется использовать методику, разработанную Е.Д. Гопченко и Н.С. Лободой [1]. В ее основу положен принцип совместного рассмотрения уравнений водного и теплового балансов в модификации В.С. Мезенцева. В дифференциальном виде уравнение водного баланса запишется следующим образом

$$\frac{\partial \beta_E}{\partial \beta_H} + \frac{\partial \beta_Y}{\partial \beta_H} = 1, \quad (1.3)$$

где $\beta_E, \beta_H, \beta_Y$ – составляющие уравнения водного баланса (H – ресурсы увлажнения);

E – испарение с поверхности суши;

Y – сток воды.

Величины E и Y представлены в виде отношения их к характеристике теплоэнергетических ресурсов климата E_m . При этом используются безразмерные коэффициенты

$$\beta_X = \frac{X}{E_m}; \beta_H = \frac{H}{E_m}; \beta_E = \frac{E}{E_m}; \beta_Y = \frac{Y}{E_m}. \quad (1.4)$$

Под характеристикой увлажнения H понимаются выпадающие за расчетный период осадки X и изменение запасов влаги в почве ($w_1 - w_2$), т.е.

$$H = X + w_1 - w_2. \quad (1.5)$$

Максимально возможное испарение E_m рассчитывается на основе приходной части теплового баланса подстилающей поверхности

$$LE_m = R^+ + P^+ + (B_1 - B_2), \quad (1.6)$$

где R^+ - положительная (приходная) составляющая радиационного баланса; P^+ - положительная (направленная к земной поверхности) составляющая турбулентного теплообмена;

$(B_1 - B_2)$ - изменение запасов тепла в деятельном слое почвы (теплообмен в почве ΔB);

L - скрытое тепло парообразования.

Произведение LE_m рассматривается как граничные ресурсы энергии, которые обеспечивают процесс испарения в заданных климатических условиях, где E_m - слой воды, который мог бы испариться с поверхности суши, если бы на испарение были затрачены теплоэнергетические ресурсы климата (приходная часть теплового баланса), который равен

$$E_m = \frac{R^+ + P^+ + (B_1 - B_2)}{L}, \quad (1.7)$$

в связи с чем величина E_m получила название “эквивалента теплоэнергетических ресурсов” [2].

Частное уравнение связи между составляющими водного и теплового балансов представлено следующим образом

$$\beta_E = (1 + \beta_H^{-n})^{\frac{1}{n}} \quad (1.8)$$

Граничные условия для составляющих уравнения (1.3) в этом случае записываются так

$$0 \leq \beta_E \leq 1 \text{ при } 0 \leq \beta_H \leq \infty \text{ и } 0 \leq \beta_Y \leq \beta_H \leq \infty. \quad (1.9)$$

С учетом обозначений (1.4) можно прийти к выражению, которое используется для расчета испарения с поверхности суши

$$E = E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}} . \quad (1.10)$$

Тогда уравнение водного баланса участка суши ($H = Y + E$) примет вид

$$H = Y + E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}} . \quad (1.11)$$

Уравнение (1.11) содержит составляющую (1.10), входящую в тепловой баланс земной поверхности (испарение с поверхности суши E). Поэтому выражение (1.11) называют уравнением водно-теплового баланса.

Уравнение водно-теплового баланса, записанное относительно величины стока, будет иметь вид

$$Y = H - E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}} . \quad (1.12)$$

или, учитывая обозначение $H = X + w_1 - w_2$,

$$Y = X + w_1 - w_2 - E_m \left[1 + \left(\frac{X + w_1 - w_2}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}} . \quad (1.13)$$

Разность $(w_1 - w_2)$, представляющая изменение влагосодержания расчетного почвенного слоя, принимает существенные положительные и отрицательные значения во внутригодовые периоды (месяцы, декады) и в отдельные годы (группы лет). В среднем же, для многолетнего периода выполняется условие $(w_1 - w_2) = 0$, при котором балансовое выражение (1.13) принимает вид

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E}_m \left[1 + \left(\frac{\bar{X}}{\bar{E}_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}} , \quad (1.14)$$

где $\bar{Y}, \bar{X}, \bar{E}_m$ - среднемноголетние величины (нормы) годового стока, осадков и теплоэнергетического эквивалента, соответственно;

n - параметр, интегрирующий влияние физико-географических условий формирования стока, который рекомендуется принимать равным 3,0 [2].

Нормы годового стока, рассчитанные по (1.14), определяются климатическими факторами (величинами годовых осадков и максимально возможного испарения), которые подчиняются географической зональности. Они зависят от соотношения ресурсов тепла $\bar{E}_m$ и влаги $\bar{X}$, а также отражают их взаимодействие. Таким образом, норма годового стока, вычисленная по балансовым соотношениям, включающим в себя только характеристики климата, носит название нормы климатического стока и в дальнейшем будет обозначаться как $\bar{Y}_K$.

Материалами, необходимыми для определения норм годового климатического стока, являются составляющие радиационного и теплового балансов подстилающей поверхности, годовые и среднемесячные величины осадков, температур и дефицита влажности воздуха.

Для определения средних месячных величин максимально возможного испарения разработаны региональные эмпирические зависимости $\bar{E}_m$ от сумм температур воздуха за различные периоды [3], которые отражают связь температур воздуха с характеристиками притока тепла к подстилающей поверхности

$$\bar{E}_m = 0,224 \sum \bar{T}_{>10} + 226, r = 0.91; \quad (1.15)$$

$$\bar{E}_m = 13,3 \sum_{V}^{IX} \bar{T}_M - 307, r = 0.94; \quad (1.16)$$

$$\bar{E}_m = 0,209 \sum \bar{T}_{>0} + 179, r = 0.87, \quad (1.17)$$

где $\sum \bar{T}_{>10}$ – сумма температур воздуха больше 10 °С;

$\sum_{V}^{IX} \bar{T}_M$ – сумма норм среднемесячных температур воздуха за летний период (с мая по сентябрь, включительно);

$\sum \bar{T}_{>0}$ – сумма температур воздуха больше 0 °С;

r – коэффициент корреляции.

Норма годового стока, рассчитанная по уравнению водно-теплового баланса, не учитывает влияние факторов подстилающей поверхности (азональных и интразональных), в том числе и обусловленных водохозяйственной деятельностью, осуществляемой в пределах водосборов.

Таким образом, величины норм климатического стока $\bar{Y}_K$ можно рассматривать как характеристики естественных (неизмененных хозяйственной деятельностью) водных ресурсов территории. Подробное обоснование этого положения приведено в работах Е.Д. Гопченко и Н.С. Лободы [3-5], в которых выполнена оценка и последующее пространственное обобщение (в виде карт изолиний) норм годовых осадков, максимально возможного испарения и климатического стока, а также произведено сравнение расчетных и фактических норм естественного годового стока для различных регионов Украины, включая северное и северо-западное Причерноморье.

В отличие от норм годового стока, рассчитанных по данным измерений, нормы климатического стока являются точечными характеристиками, относящимися к географическому положению метеостанций. Построение карт изолиний выполнено на топографической основе 1:500000.

Построение таких карт является особенно важным для степной части Украины, где рек со стоком в естественных условиях его формирования практически не сохранилось, а начало стационарных наблюдений совпадает с интенсификацией водохозяйственных преобразований.

На основе проведенных пространственных обобщений составляющих уравнения водно-теплового баланса установлено, что в пределах северо-западного Причерноморья годовые нормы осадков уменьшаются в направлении с северо-запада на юго-восток от 550 мм до 450 мм (рис. 1.2). Годовые нормы максимально-возможного испарения, которое является эквивалентом теплоэнергетических ресурсов, возрастают от 900 мм до 1000 мм (рис. 1.3). Нормы климатического годового стока изменяются с северо-запада на юго-восток от 40 до 10 мм (рис. 1.4).

Для большинства малых и средних рек, особенно в зоне недостаточного увлажнения, норма климатического (зонального) стока, установленная по карте изолиний может существенно отличаться от соответствующего значения естественного стока. Как правило, эти отклонения обусловлены влиянием факторов подстилающей поверхности, хорошо выраженными на малых и средних реках с нестабильным грунтовым питанием. На основе сопоставления норм климатического и естественного стока разработаны коэффициенты перехода k от климатического стока к естественному для различных регионов Украины [1,3-6]

$$k = \frac{\bar{Y}_E}{\bar{Y}_K} \leq 1.0, \quad (1.18)$$

где $\bar{Y}_E$ - норма естественного стока;

$\bar{Y}_K$ - норма климатического стока.

Посредством анализа пространственного распределения коэффициента k по территории Украины были выделены области с положительными ($k > 1$), нулевыми ($k = 0$) и отрицательными ($k < 1$) поправками к норме годового климатического стока малых и средних водосборов [5].

В южной степной зоне, где устойчивый снежный покров наблюдается не ежегодно и значительная роль в формировании годового стока принадлежит дождевым осадкам, среди факторов подстилающей поверхности основное место занимают потери на задержание поверхностных вод в понижениях рельефа. Косвенным показателем потерь стока на поверхностное задержание может быть уклон водосборов.

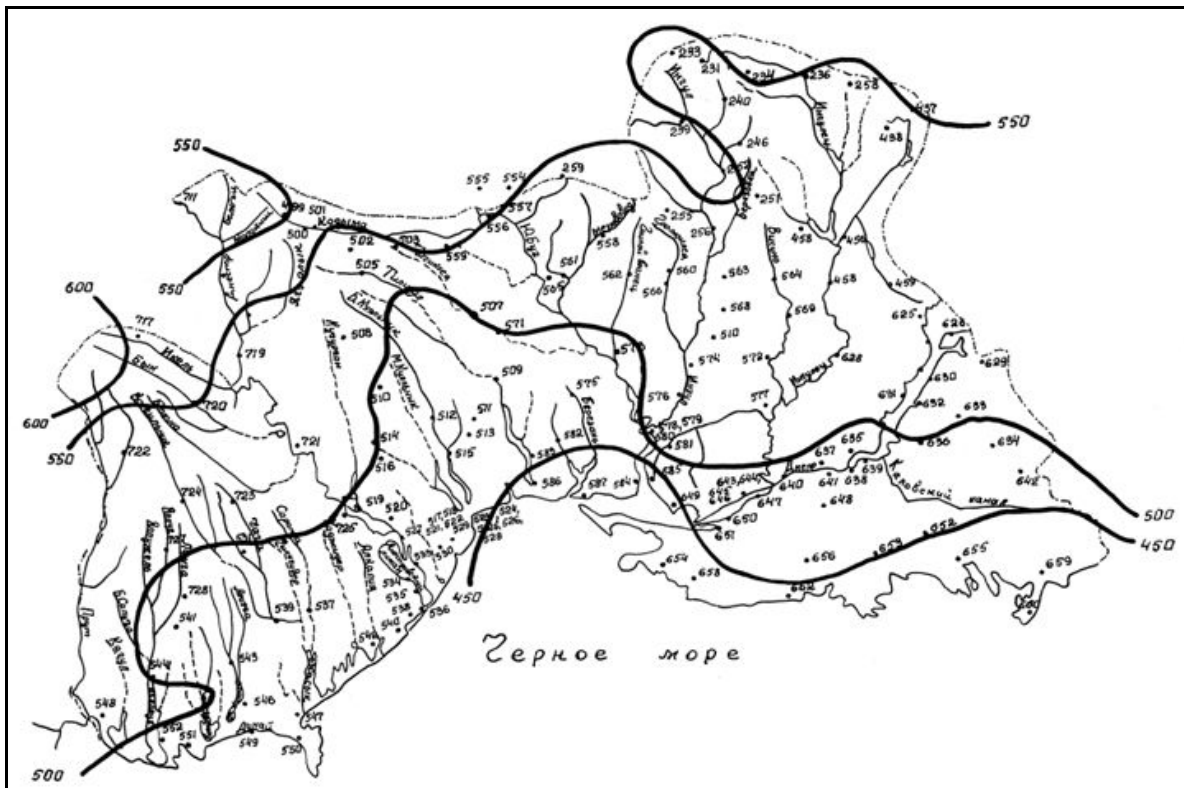


Рис. 1.2 – Нормы годовых осадков (мм) на территории северо-западного Причерноморья. У точек указаны номера метеостанций

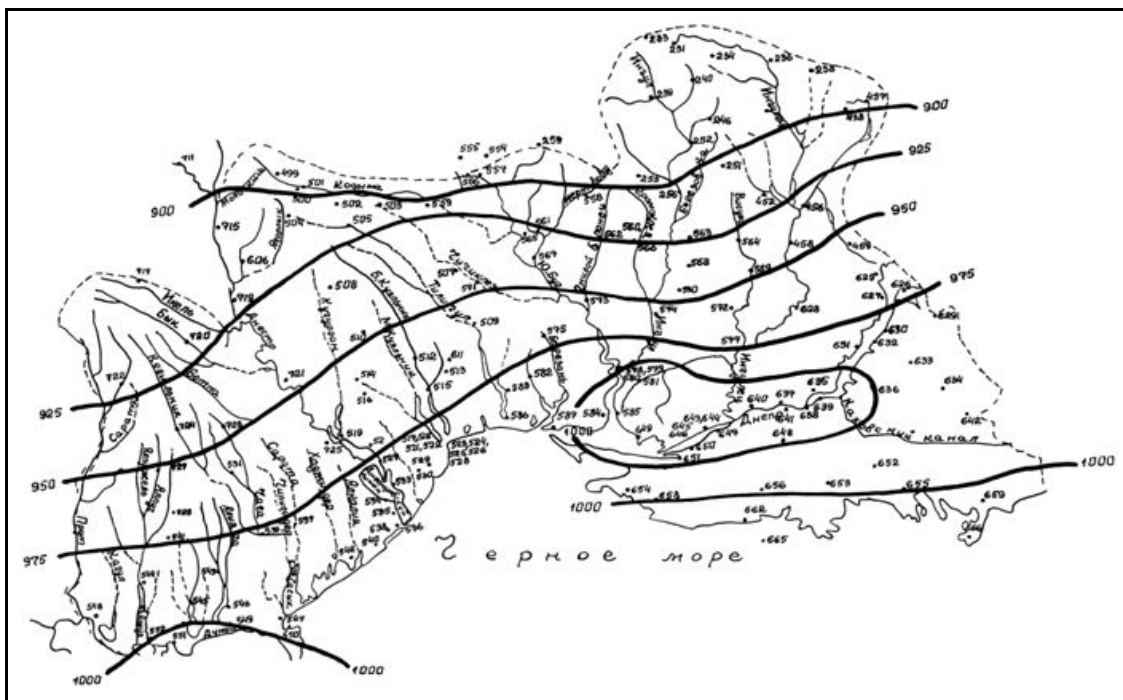


Рис. 1.3 – Нормы максимально-возможного испарения (мм) на территории северо-западного Причерноморья. У точек указаны номера метеостанций

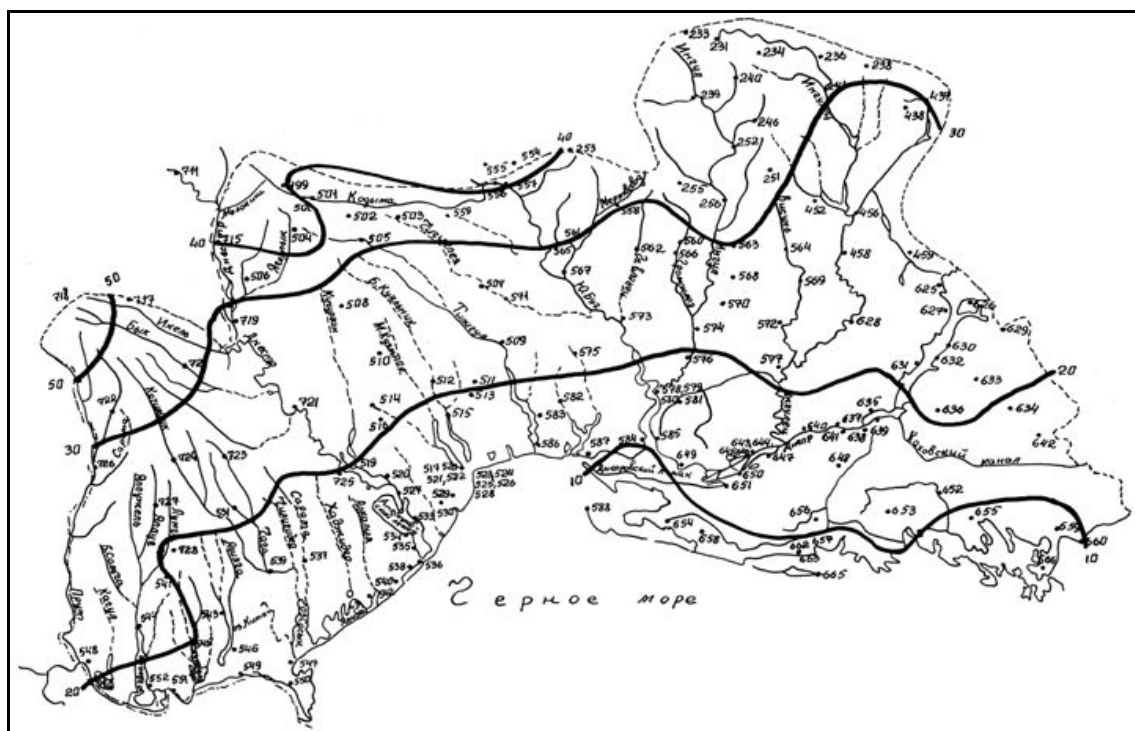


Рис. 1.4 – Нормы годового климатического стока (мм) на территории северо-западного Причерноморья. У точек указаны номера метеостанций

Поскольку данные о средневзвешенных уклонах в справочной литературе имеются далеко не по всем водосборам, для практического применения получена зависимость коэффициента k от средней высоты водосборов, значения которой определенным образом связаны с их уклоном [3].

Переходные коэффициенты уменьшаются от 1 до нуля по мере снижения высоты местности, но лишь в границах H_{cp} меньше 280м

$$k = 1 - 0,003(280 - H_{CP}), \text{ при } H_{cp} < 280\text{м}; \quad (1.19)$$

$$k = 1 - \text{при } H_{CP} \geq 280\text{м}, \quad (1.20)$$

где H_{CP} - средняя высота водосборов.

С целью разработки методики расчета характеристик временной изменчивости климатического годового стока на базе данных о среднемесячных величинах осадков, дефицитов влажности и температур воздуха, а также по сведениям о водно-физических свойствах почвы для 18 метеорологических станций, расположенных в пределах юга Украины и Молдовы, рассчитывались ряды климатического годового стока продолжительностью не менее 30-ти лет (1951-1980 гг.). По результатам статистической обработки установлены следующие соотношения между нормой климатического стока и показателями его временной изменчивости [1]

$$C_V = \frac{5,6}{Y_K^{0,62}}; C_S = 1,7C_V; r(1) \cong 0, \quad (1.21)$$

где C_V – коэффициент вариации годового стока;

C_S - коэффициент асимметрии;

$r(1)$ - коэффициент автокорреляции в рядах годового стока.

Изменения водных ресурсов рек в результате антропогенных воздействий могут быть описаны следующими уравнениями

$$\frac{\partial Y}{\partial t} + L(\Lambda, Y) = \varepsilon; \quad (1.22)$$

$$Y(t) = Y(t_0) - \int L(\Lambda, Y)dt + \int \varepsilon dt, \quad (1.23)$$

где $Y(t_0)$ – исходное состояние водных ресурсов, соответствующее естественным условиям их формирования;

$Y(t)$ – состояние водных ресурсов, являющее результатом внутренних (водохозяйственных) и внешних (климатических) воздействий на начальное состояние водосбора, т.е. соответствующее бытовому (преобразованному) стоку;

$L(\Lambda, Y)$ – оператор преобразования водных ресурсов при наличии водохозяйственной деятельности на водосборах;

ε – характеристика внешних воздействий, учитывающая изменение климатических условий (обычно используется при оценке стока под влиянием изменений глобального климата).

Динамическая модель стока (1.23) при изучении водохозяйственных преобразований может быть представлена уравнением водохозяйственного баланса, в котором естественный сток рассматривается как начальное состояние гидрологической системы, а бытовой - как результат наложения на него водохозяйственных воздействий

$$W_B = W_E - \Delta W_3 + \Delta W_{CB}, \quad (1.24)$$

где W_B, W_E – объемы бытового и естественного стока;

ΔW_3 – безвозвратный забор воды из поверхностных водотоков;

ΔW_{CB} – сброс вод в поверхностные водотоки.

Уравнения (1.23) и (1.24) содержат составляющие, имеющие стохастическую природу (годовой сток, осадки, испарение, дефицит потребления воды растениями и др.), что позволяет использовать приемы имитационного стохастического моделирования при оценке и прогнозировании характеристик стока [6]. Моделирование целесообразно выполнять в два этапа. На первом на основе стохастической модели генерируются ряды естественного годового стока простой цепи Маркова [7]. Входом в стохастическую модель являются статистические параметры естественного стока, полученные на основе модели “климат-сток” [5,6]. На втором этапе генерируются ряды бытового стока с использованием уравнений водохозяйственных балансов, представленных в вероятностной форме:

а) при заборе воды на орошение сельскохозяйственных угодий из местного стока

$$Y_{B,P} = Y_{E,P} - \frac{M_{0,100-P}}{\eta} f_{OP} ; \quad (1.25)$$

б) при наличии на водосборе искусственных водоемов, с водной поверхности которых формируются потери стока на дополнительное испарение

$$Y_{B,P} = Y_{E,P}(1 - f_B) - (E_B - X)f_B ; \quad (1.26)$$

в) при наличии сбросных вод с сельскохозяйственных массивов, которые орошаются за счет рек-доноров

$$Y_{B,P} = Y_{E,P} + \xi \frac{M_{0,100-P}}{\eta} (1 - \eta) f_{OP} , \quad (1.27)$$

где $Y_{B,P}, Y_{E,P}$ – бытовой и естественный годовой сток заданной обеспеченности P ;

f_{OP}, f_B – суммарные площади орошаемых массивов и водной поверхности искусственных водоемов, выраженные в долях от общей площади водосборов;

η – коэффициент полезного действия оросительных систем;

ξ – коэффициент возвратных вод, образовавшихся за счет потерь стока на инфильтрацию при орошении сельскохозяйственных массивов;

X – осадки, выпадающие на водную поверхность прудов и водохранилищ;

E_B – испарение с водной поверхности прудов и водохранилищ;

$M_{0,100-P}$ – оросительная норма-нетто с вероятностью превышения $(100 - P)$.

Каждый шаг имитационного стохастического моделирования выполнялся, исходя из гипотезы квазистационарности гидрологического процесса, при условии сохранения постоянными масштабов рассматриваемого вида хозяйственной деятельности (относительной площади водной поверхности, площади орошения, характеристик оросительной системы). В результате был получен набор статистических параметров бытового стока, соответствующих разным уровням водохозяйственных преобразований. Результаты стохастического моделирования обобщались в

виде графических решений или аналитических функций, которые представляют собой "функции отклика" характеристик годового на водохозяйственные преобразования при определенных климатических условиях. Такие функции для практического применения удобно описывать с помощью коэффициента антропогенного влияния [5, 6]:

$$k = \frac{A_f}{A_0}, \quad (1.28)$$

где A_0 – значение того или иного статистического параметра годового стока в естественных условиях;

A_f – значение параметра бытового стока при заданных масштабах водохозяйственных преобразований.

Совместное влияние нескольких видов водохозяйственных преобразований может быть учтено при помощи следующего уравнения

$$A_f = A_0[k_1 + k_2 + k_3 + \dots + k_m - (m - 1)], \quad (1.29)$$

где m - количество видов хозяйственной деятельности, учитываемое в расчетах.

Обобщенный вид уравнений коэффициентов антропогенного влияния при изъятии воды на орошение за счет местного стока реки следующий:

$$k_{\bar{Y}} = 1,00 - a_{\bar{Y}} \lg(f_{OP} + 1) - b_{\bar{Y}} v_0 + m_{\bar{Y}} \eta; \quad (1.30)$$

$$k_{C_v} = 1,00 + a_{C_v} \lg(f_{OP} + 1) + b_{C_v} v_0 - m_{C_v} \eta; \quad (1.31)$$

$$k_{C_s} = 1,00 + a_{C_s} \lg(f_{OP} + 1) + b_{C_s} v_0 - m_{C_s} \eta, \quad (1.32)$$

где $k_{\bar{Y}}, k_{C_v}, k_{C_s}$ – коэффициенты влияния орошения, осуществляемого за счет местных водных ресурсов, на среднюю многолетнюю величину стока, коэффициенты вариации и асимметрии;

a_A, b_A, m_A – коэффициенты уравнений множественной регрессии;

v_0 – безразмерная характеристика среднего за весь вегетационный период уровня увлажнения почвы, при котором развитие соответствующей сельскохозяйственной культуры является оптимальным.

Величина v_0 определяется как отношение оптимального запаса влаги в расчетном слое почвы w_0 к наименьшей влагоёмкости $w_{нв}$, т.е.

$$v_0 = \frac{w_0}{w_{нв}}. \quad (1.33)$$

Для садовых и зерновых культур уровень оптимального увлажнения почвы принимается равным 0,8; для овощных и травяных - 0,9; для растений, которые требуют значительного увлажнения (например, риса) v_0 равно 1,0-1,2 [2].

Значения коэффициентов $a_{\bar{Y}}, b_{\bar{Y}}, m_{\bar{Y}}$ изменяются по географическим зонам в зависимости от норм климатического стока

$$a_{\bar{Y}} = 24,4 \exp(-0.0211 \bar{Y}_K); \quad (1.34)$$

$$b_{\bar{Y}} = 1,26 \exp(-0.0224 \bar{Y}_K); \quad (1.35)$$

$$m_{\bar{Y}} = 0,986 \exp(-0.0209 \bar{Y}_K). \quad (1.36)$$

Уравнения для оценки коэффициентов антропогенного воздействия на статистические параметры временных рядов $\bar{Y}, C_v$ и C_s при наличии на водосборах искусственных водоемов имеют следующий вид

$$k'_{\bar{Y}} = e^{-\alpha_{\bar{Y}} f_B}; \quad (1.37)$$

$$k'_{C_v} = e^{\alpha_{C_v} f_B}; \quad (1.38)$$

$$k'_{C_s} = e^{\alpha_{C_s} f_B}, \quad (1.39)$$

где $k'_{\bar{Y}}, k'_{C_v}, k'_{C_s}$ – коэффициенты антропогенного влияния дополнительного испарения с поверхности искусственных водоемов на статистические параметры годового стока;

$\alpha_{\bar{Y}}, \alpha_{C_v}, \alpha_{C_s}$ – коэффициенты, зависящие от соотношения ресурсов влаги и тепла (β_H) или от нормы климатического стока $\bar{Y}_K$, как интегрального показателя увлажненности водосбора, причем

$$\alpha_{\bar{Y}} = 0,767 \bar{Y}_K^{(-0.49)}, \quad (1.40)$$

$$\alpha_{C_v} = 0,247 e^{(-0.274 \bar{Y}_K)}, \quad (1.41)$$

$$\alpha_{C_S} = 0,179e^{(-0.246\bar{Y}_K)}. \quad (1.42)$$

Оценка водных ресурсов в условиях изменения климата. Изменения климатических характеристик, вызванные глобальным потеплением (вследствие увеличения концентрации парниковых газов) обуславливают перераспределение водных ресурсов как во времени, так и в пространстве. Модель “климат-сток” позволяет выполнять расчеты климатического стока на основе данных об изменениях климата [8, 9]. Уравнение водно-теплового баланса участка суши в условиях изменения климата можно представить в таком виде

$$\bar{Y}'_K = (\bar{X} \pm \Delta\bar{X}) - \bar{E}'_m \left[1 + \left(\frac{\bar{X} \pm \Delta\bar{X}}{\bar{E}'_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (1.43)$$

где $\bar{Y}'_K$ – среднемноголетняя величина годового климатического стока в условиях изменений регионального климата;

$\bar{E}'_m$ – среднемноголетняя величина максимально-возможного испарения в условиях изменений регионального климата;

$\bar{X}$ – исходная норма годовых осадков;

$\bar{E}_m$ – исходная норма максимально-возможного испарения;

$\Delta\bar{X}$ – изменения норм годовых осадков.

Материалы, приведенные в сценариях глобального потепления, как правило, представляются в виде поправочных коэффициентов (k_X) к суммам средних многолетних осадков ($\Delta\bar{X} = k_X \bar{X}$) и поправок ΔT к величинам средних многолетних температур воздуха за календарные месяцы. Предполагаемые сценариями ВМО изменения метеорологических характеристик были успешно применены к оценке возможных изменений водных ресурсов рек Украины [10, 11]. Сравнение расчетных данных изменений водных ресурсов в различных географических зонах Украины, полученных на 2000-2010 гг. (сценарий GFDL) с фактическими, рассчитанными за период 1989-2008 гг. В.В. Гребинем [12], показало удовлетворительную их сходимость.

Увеличение температур воздуха в зимний сезон способствует уменьшению глубины промерзания почвы, формированию оттепелей и увеличению инфильтрации талых и дождевых вод в водоносные горизонты

при незначительном испарении с поверхности почвы, а также препятствует накоплению снега на водосборах. Уменьшение или отсутствие снежного покрова в весенний сезон способствует снижению максимальных расходов воды в период весеннего половодья. В свою очередь, рост температур воздуха летнего сезона увеличивает испарение с поверхности суши и водной поверхности. Расчеты на основе уравнения водно-теплового баланса показали, что изменение соотношения ресурсов тепла и влаги, происшедшее за 1989-2008 гг. (рост $\bar{E}_m$ в 1,04 раза и снижение $\bar{X}$ на 6%), обеспечивает снижение климатического годового стока на малых и средних реках северо-западного Причерноморья до 20-30 %. Уменьшение осадков и рост температур воздуха, вызывающие снижение водности рек, усиливают воздействие водохозяйственных мероприятий. При сохранении современных масштабов водохозяйственной деятельности ее влияние может привести к снижению стока еще на 5-10%.

1.1.4 Внутригодовое распределение стока

Как уже отмечалось, гидрологические наблюдения в пределах Причерноморья весьма ограничены. Поэтому стоковые характеристики, включая и внутригодовое их распределение, непосредственно определить сложно.

В гидрологической практике решение подобных задач осуществляется с помощью рек-аналогов, по которым имеются многолетние ряды наблюдений. В частности, в качестве аналога нами для исследуемого региона использованы данные по р. Тараклия-с.Тараклия (левый приток р. Ялпуг). Установлено, что к многоводному можно отнести 1986 г., к средневодному – 1966 г., а к маловодному – 1974 г. Схема типового распределения стока по месяцам (в % от годовой суммы месячных величин) представлена в табл.1.1.

Анализ табл.1.1 показывает, что в годовом распределении поверхностного стока есть достаточно большие отличия, обусловленные водностью того или иного года. В многоводном году основной приток воды к лиманам будет наблюдаться в течение всего двух месяцев (февраля и марта).

В средний по водности год месячный сток распределен относительно равномерно. Сток маловодного года обеспечивается главным образом за счет первых трех месяцев (января-марта) и дождевых паводков, которые наблюдаются летом. Имеются свои особенности в распределении годового стока по сезонам (табл.1.2).

Таблица 1.1 – Типовое внутригодовое распределение стока в бассейнах Причерноморских лиманов (в %)

Водность года	Месяц					
	I	II	III	IV	V	VI
<i>I</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>
Многоводный (1986 г.)	3,9	49,3	25,6	1,2	0,8	3,4
Средневодный (1966 г.)	2,9	9,6	13,7	11,9	6,8	4,4
Маловодный (1974 г.)	10,4	11,6	7,9	5,2	8,0	4,9

Продолжение таблицы 1.1

Водность года	Месяц						Год
	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
<i>I</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>10</i>	<i>11</i>	<i>12</i>	<i>13</i>	<i>14</i>
Многоводный (1986 г.)	5,1	4,2	1,8	2,4	0,8	1,5	100
Средневодный (1966 г.)	8,7	8,2	9,6	12,8	7,3	4,0	100
Маловодный (1974 г.)	26,7	3,5	4,4	5,7	6,6	5,8	100

Таблица 1.2 – Типовое внутригодовое распределение стока в бассейнах Причерноморских лиманов (в %) по сезонам

Водность	Сезон (месяц)			
	весна (II-IV)	лето (V-VIII)	осень (IX-XI)	зима (XII-II)
Многоводный (1986 г.)	76,1	13,5	5,0	5,4
Средневодный (1966 г.)	35,3	28,1	29,7	6,9
Маловодный (1974 г.)	24,6	43,1	16,7	16,2

В пределах региона условно можно выделить 4 сезона: весну (II-IV), лето (V-VIII), осень (IX-XI), зиму (XII-II).

Из табл.1.2 видно, что многоводный год в основном характеризуется высоким стоком весеннего половодья (76,1 %). На другие сезоны приходится

в среднем по 5-10 % - на каждый. В средние по водности годы сток более-менее равномерно распределяется в течение первых трех сезонов (по 28,1-35,3 %), на зиму же приходится лишь 6,9 % годовой суммы. В маловодном году 43,1 % приходится на лето, а в остальные сезоны проходит от 24,6 (весна) до 16,2 % (зима) годового объема стока.

1.1.5 Грунтовый сток

Для оценки нормы грунтового стока в регионе можно использовать генетический метод, предложенный А.Н. Бефани [13]. В соответствии с этим методом, общий годовой сток представляется в виде двух составляющих: поверхностной $\bar{Y}_{нов}$ и грунтовой $\bar{Y}_{гр}$.

Для временных водотоков, площадь водосборов которых меньше “первой” критической, составляющая $\bar{Y}_{гр}$ равняется нулю, то есть

$$\bar{Y} = \bar{Y}_{нов}. \quad (1.44)$$

Атмосферные осадки на таких водосборах расходуются на испарение и поверхностный сток, а также, частично, на пополнение запасов грунтовых вод, которые временными водотоками не дренируются.

В естественных условиях по мере роста водосборных площадей происходит постепенное увеличение эрозионного вреза русел рек, а, следовательно, увеличивается степень дренирования основных водоносных горизонтов грунтовых вод, то есть имеет место увеличение притока воды к руслам рек. Увеличение грунтового питания при увеличении размеров водосборных бассейнов происходит до некоторого предела, обусловленного местным базисом эрозии. Площади, при достижении которых наступает стабилизация грунтового питания, называются “второй” критической, а реки при соотношении $F_{1_{кр}} < F < F_{2_{кр}}$ относятся к категории средних. И, наконец, реки с площадями водосборов $F \geq F_{2_{кр}}$ классифицируются как большие. При этих условиях реками полностью перехватываются подземные водоносные горизонты, а их подземное питание равняется величине инфильтрации осадков в грунтовые воды U_0 . Влияние площади водосбора и гидрогеологических условий на грунтовый сток учитывается с помощью интегрального множителя ϕ_1 , который равняется

$$\varphi_1 = th \left(a_2 \cdot n_3 \sqrt{\frac{F}{F_{1_{кр}}} - 1} \right), \quad (1.45)$$

где th – функция гиперболического тангенса;

a_2 - параметр, который определяется отношением мощности всех потоков грунтовых вод зоны дренирования (по вертикали) к максимальной глубине дренирования;

n_3 - показатель интенсивности нарастания подземного притока вод;

F – площадь водосбора.

Средняя многолетняя величина грунтового стока (норма) определяется по уравнению

$$\bar{Y}_{2p} = U_o \cdot th \left(a_2 \cdot n_3 \sqrt{\frac{F}{F_{1_{кр}}} - 1} \right). \quad (1.46)$$

В соответствии с [13], норма инфильтрации в пределах описываемой территории изменяется в диапазоне от 5.0 до 1.5 мм, параметр $a_2=0.25$, $F_{1_{кр}}$ изменяется в диапазоне от 20 до 100км².

Для определения характера распределения грунтового притока по месяцам в годы разной водности, как и в случае поверхностного стока, использован метод гидрологической аналогии. При этом выделены такие характерные годы: многоводный, средний по водности, маловодный. Грунтовый сток в каждом месяце определялся путем расчленения гидрографов стока за соответствующие годы. На внутригодовое распределение стока маловодных лет существенное влияние оказывают осенние паводки. Так, на осенний сезон маловодного года (октябрь-декабрь) приходится свыше 41 % от общего грунтового притока. В средние по водности годы грунтовый сток определяется стоком весеннего сезона (его вклад в годовую составляющую превышает 40 %). В многоводные годы, кроме весеннего сезона, приток грунтовых вод к лиманам во многом зависит и от осенних паводков. Наглядное представление о внутригодовом распределении грунтового стока можно получить при рассмотрении табл.1.3.

Сравнивая табл. 1.3 и 1.1, можно обратить внимание на то, что грунтовый сток распределен в течение года более равномерно, чем поверхностный. Особенно это касается многоводных и маловодных лет.

Таблица 1.3 – Внутригодовое распределение подземного стока по месяцам (в %)

Водность года	Месяц					
	I	II	III	IV	V	VI
<i>I</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>
Многоводный	4.4	6.4	10.3	10.7	11.4	11.3
Средневодный	7.4	10.3	12.6	12.3	12.5	6.5
Маловодный	3.9	4.7	5.1	5.2	5.4	6.0

Продолжение таблицы 1.3

Водность года	Месяц						Год
	VII	VII	IX	X	XI	XII	
<i>I</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>10</i>	<i>11</i>	<i>12</i>	<i>13</i>	<i>14</i>
Многоводный	8.0	6.4	6.3	7.2	8.4	9.2	100
Средневодный	5.2	5.8	6.5	7.7	7.4	5.8	100
Маловодный	8.0	9.3	11.0	13.4	13.5	14.5	100

1.1.6 Испарение с водной поверхности Причерноморских лиманов

Испарение в северо-западной части Черного моря колеблется от 639 до 886 мм, при норме 764 мм.

Среднемесечные и среднегодовые величины испарения, приведенные в табл. 1.4, были рассчитаны по данным м/ст Болград за 1960-2007 гг. Наибольшее годовое испарение наблюдалось в 1972 г. и составляло 1151мм, наименьшее– 645 мм (в 1978 г.).

Известно, что интенсивность испарения с поверхности соленых водоёмов зависит от концентрации рассола и состава солей. Для сравнения величин испарения рассола разной концентрации пользуются коэффициентом испаряемости, который представляет собой отношение величин испарения рассола той или другой концентрации к величине испарения пресной воды. Он всегда меньше единицы и уменьшается с повышением концентрации

солей в водах. По результатам наблюдений для Сакских (Крым) соляных промыслов были предложены таблицы переходных коэффициентов для расчета величины испарения с поверхности соляных водоемов при минерализации от 90 ‰ и больше. В диапазоне от 0 до 60 ‰ средние значения переходных коэффициентов приводятся в работе С.М. Боброва (по материалам исследований на Каспии). С учетом этих данных представлена полная таблица переходных коэффициентов для расчета величины испарения из соленых водоемов (табл.1.5).

Таблица 1.4 - Средние месячные и годовые величины испарения (мм) с поверхности озера Ялпуг

Месяц										Год
III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
42,8	65,7	105,5	131,6	151,5	139,8	96,6	58,2	25,1	9,9	776,7

Таблица 1.5 – Переходные коэффициенты для расчета величины испарения из соленых водоемов

S , ‰	Месяц							Среднее
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
10	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97
20	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93
40	0,87	0,87	0,88	0,88	0,97	0,90	0,86	0,87
60	0,81	0,81	0,83	0,83	0,89	0,85	0,80	0,82
90	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	0,8	0,84
180	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,66
260	0,4	0,4	0,5	0,6	0,6	0,5	0,2	0,46
300	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	0,4	-	0,40
330	0,2	0,2	0,3	0,4	0,3	0,3	-	0,28

Рассчитанные средние многолетние значения испарения при разной солёности водоема с учетом переходных коэффициентов (табл.1.5) приведены в табл.1.6.

Как видно из табл.1.6, испарение изменяется от 776,7 мм для пресной воды до 220 мм - при солёности на уровне 330 ‰. С другой стороны, при определении солёности водоема в разные периоды года можно воспользоваться зависимостью солёности S от уровня воды в лимане. Пример

такой зависимости приводится на рис.1.5, опирающегося на данные по Куяльницкому лиману.

Таблица 1.6 – Средние многолетние значения испарения при разной солёности водоема, мм

S, ‰	Месяц									Год
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	
0	42,8	65,7	105,5	131,6	151,5	139,8	96,6	58,2	25,1	776,7
10	42	64	102	128	147	136	94	56	24	753
20	40	61	98	122	141	130	90	54	23	722
40	37	57	92	116	133	128	87	50	22	676
60	35	53	86	109	125	124	82	47	20	637
90	34	53	84	105	136	126	87	47	20	655
180	26	39	63	92	106	98	68	35	15	510
260	17	26	42	66	91	84	48	12	5	355
300	13	20	32	53	76	70	39	-	-	311
330	9	13	21	39	61	42	29	-	-	220

Водная растительность при наличии её в водоёмах влияет на испарение вследствие интенсивной транспирации влаги. Количественная оценка расходов на испарение с зарастающих водоёмов выполняется на основе наблюдений испарителей, которые загружены монолитами с влаголюбивыми растениями. При отсутствии наблюдений влияние на испарение полупогруженной водной растительности учитывается с помощью переходных коэффициентов, которые вводятся к испарению с открытой водной поверхности [14]. Переходные коэффициенты соответствуют проценту площади, занятой полупогруженными водными растениями и принимаются согласно табл. 1.7.

Таблица 1.7 - Переходные коэффициенты для учёта влияния на испарение полупогруженной водной растительности

Зона	Площади зарослей растений в % от общей площади водоема				
	10	30	50	75	100
Степная	1,04	1,04	1,24	1,37	1,50

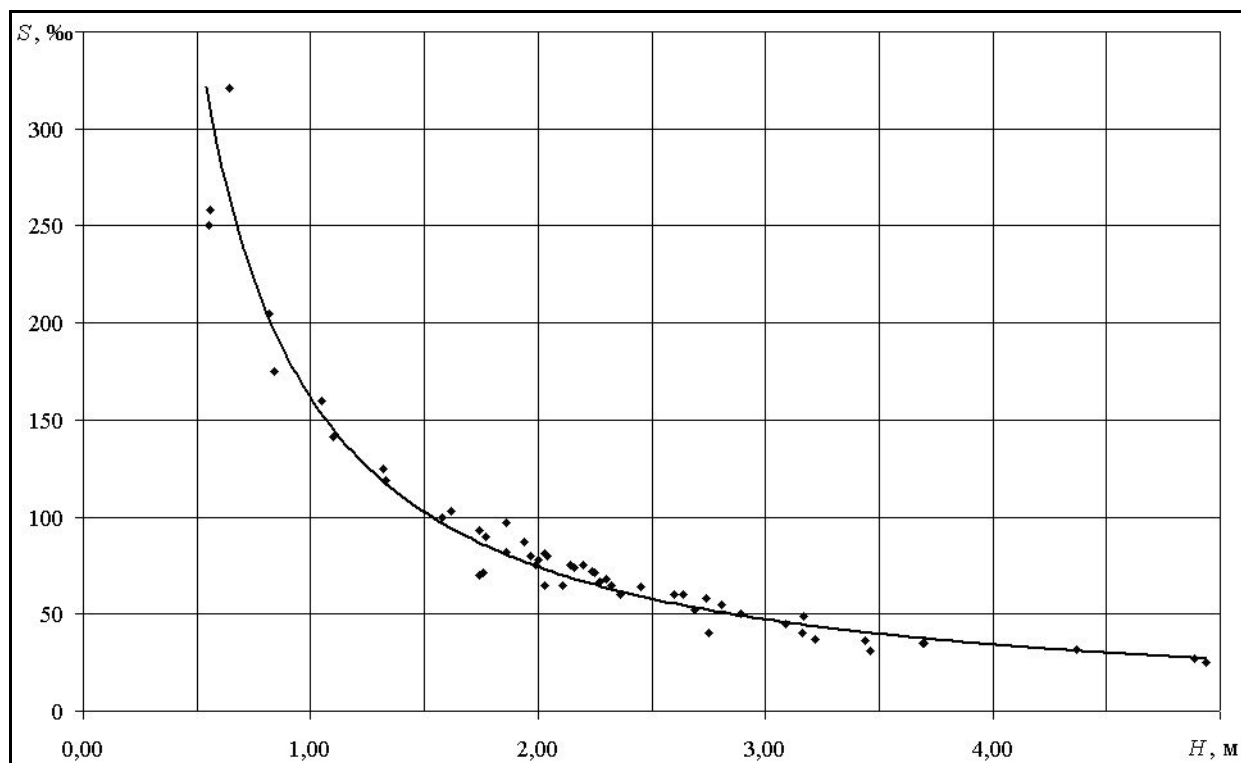


Рис. 1.5 – Зависимость солёности от уровня воды в Куяльницком лимане (уровни воды указаны в м над «0» графика водпоста – минус 7,06 м БС)

1.1.7 Максимальный сток

Максимальный сток является не только важной фазой гидрологического режима большинства рек Украины, но и одной из тех характеристик, от надежного определения которой во многом зависит нормальное функционирование промышленных и сельскохозяйственных объектов, паводковая безопасность населенных пунктов. На рассматриваемой территории характеристики максимального стока связаны с весенним половодьем и ливневыми осадками. Особенности половодий является то, что они охватывают значительные территории, в то время как паводки обычно имеют локальное распространение. Но и те, и другие могут привести к катастрофическим последствиям.

В Украине фундаментальные исследования формирования максимального стока выполнены А.В.Огиевским (1945), И.А.Железняком (1977), В.И.Мокляком (1957), А.Н.Бефани (1958), П.Ф.Вишневским (1964), Е.Д.Гопченко (2000) и др. К сожалению, начиная с 70-х годов прошлого

столетия, то есть после выхода в свет нормативного документа СНиП 2.01.14-83 теоретические исследования были по-существу прекращены, а вместо этого в региональных гидрометеорологических научных подразделениях осуществлялись, главным образом, уточнения и детализация параметров, которые описывают вышеупомянутые нормативные документы. Негативной стороной было также нормирование характеристик максимального стока паводков и половодий с использованием базовых структур, которые ни с теоретической, ни с методической сторон нельзя считать оптимальными. К тому же, опора лишь на стоковую информацию не всегда позволяет обосновать расчетные характеристики рек юга Украины, где в пределах всей Причерноморской низменности, например, стационарная сеть фактически отсутствует и не только на небольших, но и на средних по размерам водосборах.

Изложенное позволяет сделать вывод о необходимости разработки новых методических подходов к нормированию характеристик максимального стока, которые учитывали бы основные факторы его формирования, а также использовали как стоковую, так и метеорологическую информацию.

Обоснование расчетной методики. Базовая исходная модель, на основании которой построена расчетная методика для определения максимальных расходов воды, опирается на теорию русловых изохрон. Реализуется она в двух вариантах:

1. Когда время руслового добега t_p меньше продолжительности склонового притока T_0

$$Q_m = \sum_{t_p} q'_t \varepsilon_t f_t. \quad (1.47)$$

2. Когда $t_p \geq T_0$

$$Q_m = \sum_{T_0} q'_t \varepsilon_t f_t, \quad (1.48)$$

где Q_m - максимальный расход воды;

q'_t - модуль склонового стока;

ε_t - трансформационная функция русло-пойменного регулирования;

f_t - межизохронные площадки, которые можно выразить следующим образом

$$f_t = B_t V_0 \Delta t; \quad (1.49)$$

V_{∂} - скорость руслового добега;

Δt - расчетный шаг по времени.

Для получения алгебраических расчётных уравнений относительно Q_m перейдем от произвольной формы водосборов к прямоугольной. Тогда:

а) при $t_p < T_0$

$$(Q_m)_{np} = B_{cp} V_{\partial} \sum_{t_p} q'_t \varepsilon_t \Delta t ; \quad (1.50)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$(Q_m)_{np} = B'_{cp} V_{\partial} \sum_{T_0} q'_t \varepsilon_t \Delta t , \quad (1.51)$$

где B_{cp} – средняя ширина водосбора;

B'_{cp} – средняя ширина водосбора в пределах действующей площади.

Допуская, что ε_t остается неизменной во времени и в пространстве:

а) при $t_p < T_0$

$$\frac{Q_m}{(Q_m)_{np}} = k_1 = \frac{\sum q'_t B_t \Delta t}{B_{cp} \sum_{t_p} q'_t \Delta t} ; \quad (1.52)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\frac{Q_m}{(Q_m)_{np}} = k'_2 = \frac{\sum q'_t B_t \Delta t}{B'_{cp} \sum_{T_0} q'_t \Delta t} , \quad (1.53)$$

где k_1 – гидрографический коэффициент при условии, что $t_p < T_0$;

k'_2 – гидрографический коэффициент, аналогичный k_1 , но в пределах так называемой “действующей площади” водосбора.

В общем случае $B'_{cp} \geq B_{cp}$.

При условии $\Delta t \rightarrow 0$ гидрографические коэффициенты будут записаны в интегральном виде, а именно:

а) при $t_p < T_0$

$$k_1 = \frac{\int_0^{t_p} q'_t B_t dt}{B_{cp} \int_0^{t_p} q'_t dt}; \quad (1.54)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$k'_2 = \frac{\int_0^{T_0} q'_t B_t dt}{B'_{cp} \int_0^{T_0} q'_t dt}. \quad (1.55)$$

От (1.52) и (1.53) можно перейти к расчётным уравнениям:

а) при $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{Y_{t_p}}{t_p} k_1 \varepsilon_F; \quad (1.56)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} k_2 \varepsilon_F, \quad (1.57)$$

где Y_{t_p} - “действующий” слой стока за время руслового добега, то есть

$$Y_{t_p} = \int_0^{t_p} q'_t dt; \quad (1.58)$$

Y_m - общий слой склонового притока за паводок или половодье

$$Y_m = \int_0^{T_0} q'_t dt; \quad (1.59)$$

$k_2 = k'_2 \frac{B'_{cp}}{B_{cp}}$ - гидрографический коэффициент при условии, что $t_p \geq T_0$.

Для редуцированного гидрографа:

а) при $t_p < T_0$

$$Y_{t_p} = q'_m t_p \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (1.60)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Y_m = q'_m T_0 \frac{n}{n+1}, \quad (1.61)$$

где n – параметр, который зависит от формы гидрографов склонового притока;

$(n+1)/n$ – коэффициент неравномерности склонового притока во времени.

Подставив (1.60) и (1.61), соответственно, в (1.56) и (1.57), получим общее уравнение, которое можно положить в основу нормирования максимальных расходов паводков и весенних половодий

$$q_m = q'_m \psi(t_p / T_0) \epsilon_F, \quad (1.62)$$

где q'_m – максимальный модуль склонового притока, причём

$$q'_m = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m; \quad (1.63)$$

$\psi(t_p / T_0)$ – трансформационная функция распластывания паводковых и половодных волн под воздействием времени руслового добега:

а) при $t_p < T_0$

$$\psi(t_p / T_0) = 1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n; \quad (1.64)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\psi(t_p / T_0) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right]; \quad (1.65)$$

в) при $\frac{t_p}{T_0} = 0$

$$\psi(t_p / T_0) = 1.0; \quad (1.66)$$

ε_F - трансформационная функция, которая обусловлена русло-пойменным регулированием:

а) при $t_p < T_0$

$$\varepsilon_F = \frac{1}{(F+1)^{n_1}} \cdot \left[1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]^{-1}; \quad (1.67)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\varepsilon_F = \frac{1}{(F+1)^{n_1}} \cdot \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right]^{-1} \cdot \frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0}; \quad (1.68)$$

в) при $\frac{t_p}{T_0} = 0$

$$\varepsilon_F = 1.0, \quad (1.69)$$

где n_1 – показатель редукции отношения $q_m / q'_m = f(F)$;

m – параметр, который зависит от формы водосборов.

Предложенная расчётная схема (1.62) позволяет:

1. Осуществить нормирование максимальных расходов воды как дождевых паводков, так и весенних половодий.

2. Использовать ее во всем диапазоне водосборных площадей, начиная со склонов и до самых крупных разветвленных речных водосборов.

3. Определять верхние предельные значения максимальных расходов воды для каждого водосбора при помощи (1.63).

Расчет характеристик максимального стока весеннего половодья на территории Причерноморских лиманов.

Исходная формула имеет вид (1.62), то есть

$$q_m = q'_m \psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) \varepsilon_F, \text{ м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2.$$

Максимальный модуль склонового притока во время весеннего половодья определяется по выражению (1.63)

$$q'_m = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m, \text{ м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2.$$

Учитывая, что на большей части территории Причерноморья данные по стоку отсутствуют, предлагается вместо Y_m использовать максимальные снегозапасы к началу половодья S_m и осадки x от даты S_m до конца половодья. Тогда

$$Y_m = (S_m + x)\eta, \quad (1.70)$$

где η - расчётный коэффициент стока.

Правая часть (1.70) в расчётном варианте имеет вид

$$P_S = (\bar{S}_m + x)k_{1\%}, \quad (1.71)$$

где $k_{1\%}$ - модульный коэффициент обеспеченностью $P=1\%$, который зависит от коэффициента вариации C_v и соотношения C_s / C_v .

В частности, для исследуемой территории

$$C_v = 0.60 + 0.53 \cdot 10^{-3} (\bar{S}_m - 20), \quad (1.72)$$

а $(C_s / C_v) = 3.5$.

С учётом (1.71) формула для q'_m примет расчётный вид

$$q'_{1\%} = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} (S_m + x)_{1\%} \cdot \eta. \quad (1.73)$$

Средний многолетний максимум снегозапасов картирован (рис. 1.6).

Коэффициент неравномерности склонового притока $(n+1)/n$ получен на основе анализа соответствующих коэффициентов речного стока. Он равняется 6.0.

Продолжительность склонового притока T_0 определялась численным путём из базовой формулы (1.62) при использовании метода простой

одношаговой итерации. Обобщение T_0 по территории осуществлено в виде карты, приведенной на рис. 1.7.

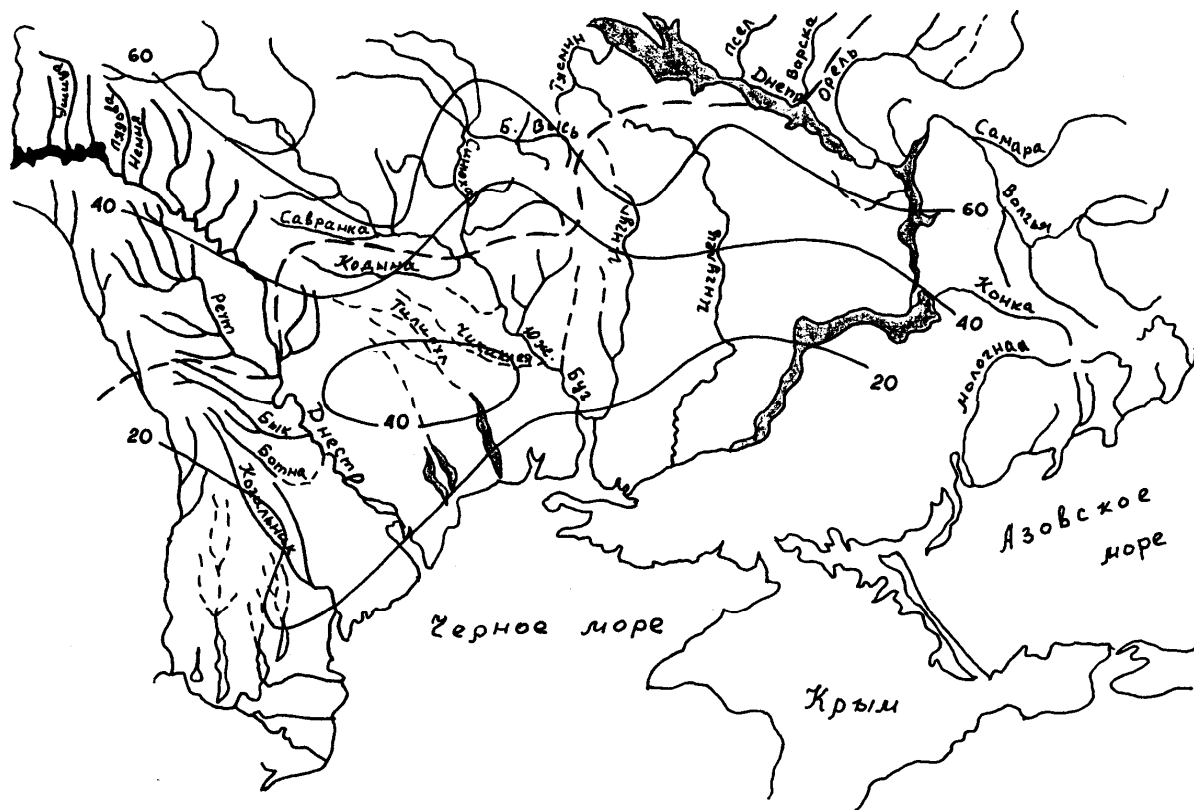


Рис. 1.6 – Распределение по территории средних многолетних снегозапасов к началу весеннего половодья, мм

Осадки за период от даты S_m до конца половодья определяются по эмпирическому уравнению

$$x = 5.4 + 8.1 \cdot \lg(F + 1), \text{ мм.} \quad (1.74)$$

Коэффициенты стока $\eta_1\%$ представлены в табличной форме (табл.1.8). Изменяются они от 0,65 при $F=0$ (случай склонового стока) до 0,14 – при $F=20000 \text{ км}^2$.

Продолжительность руслового добегания устанавливается по отношению гидрографической длины рек L (км) к скорости руслового добегания V_∂ (км/час). Региональная формула V_∂ имеет вид

$$V_{\partial} = 1.19 \cdot F^{0.14} I^{0.33}, \text{ км/час,} \quad (1.75)$$

где I – средневзвешенный уклон рек (в ‰).

Показатель формы речных водосборов в формулах для $\psi(t_p/T_0)$ без существенной погрешности можно принять на уровне $m=1.0$.

Таблица 1.8 – Коэффициенты стока весеннего половодья $\eta_{1\%}$

$F, \text{ км}^2$	0	10	20	50	100	500	1000	2000	5000	10000	20000
$\eta_{1\%}$	0.65	0.46	0.43	0.37	0.33	0.24	0.21	0.20	0.18	0.16	0.14

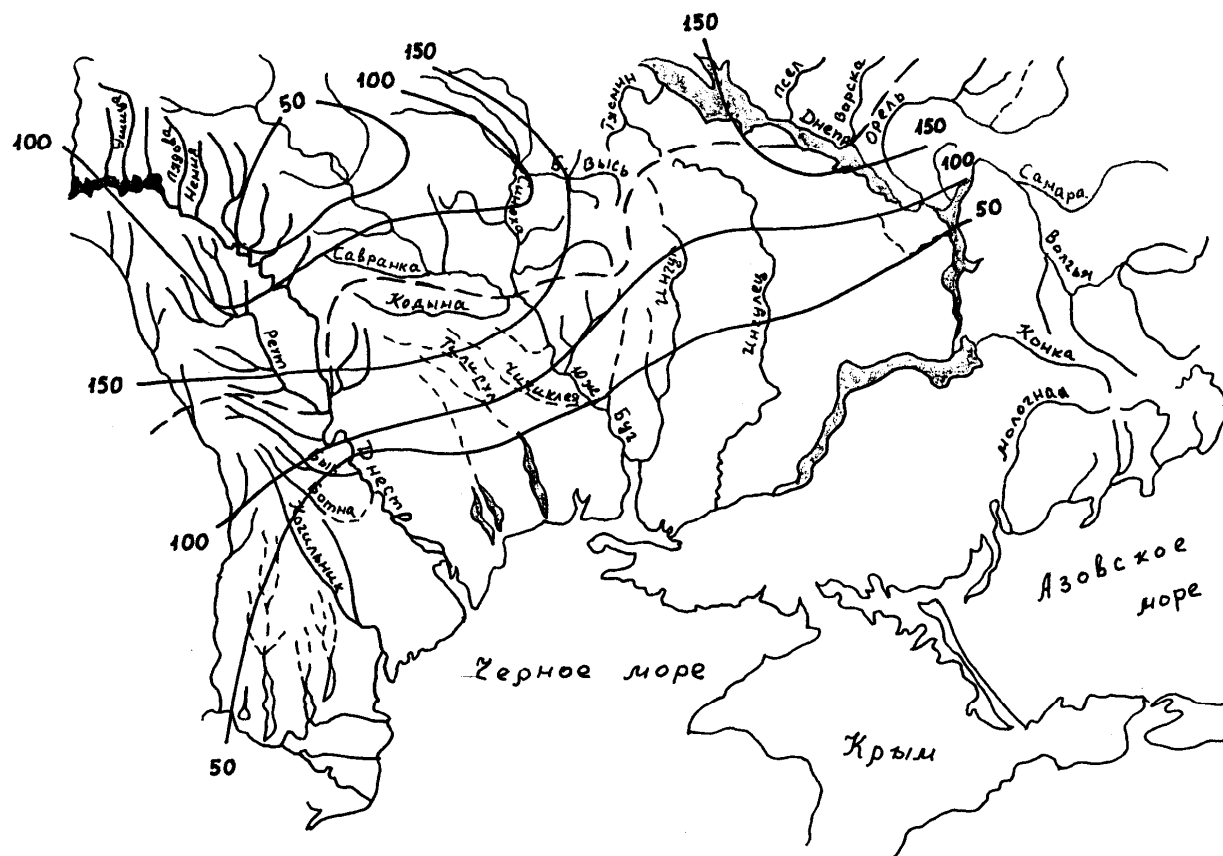


Рис. 1.7 – Изменение по территории расчётной продолжительности склонового притока к русловой сети (часы)

Расчет характеристик максимального стока дождевых паводков.

Исходная формула (1.62) с учетом того, что стоковая информация по паводкам отсутствует, как это было и в отношении весеннего половодья, представлена в варианте, когда вместо слоёв стока используются данные по атмосферным осадкам (ливням). Главный расчётный параметр формулы (1.62) $q'_{1\%}$ будет определяться по уравнению

$$q'_{1\%} = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} H_{1\%} \cdot \eta, \quad (1.76)$$

где $(n+1)/n$ – коэффициент временной неравномерности паводкового стока;

T_0 – продолжительность склонового притока воды к русловой сети;

$H_{1\%}$ – суточный максимум ливневых осадков 1%-ой вероятности превышения;

η – коэффициент паводкового стока, объединённый с коэффициентом редукции осадков в пространстве k_H .

Коэффициент неравномерности склонового притока во времени определялся по той же методике, что и для половодья, и равен 3,5. Продолжительность склонового притока для всей территории южной части Украины рекомендуется принимать на уровне 2,5 час.

Количество осадков за дождь в условиях рассматриваемой территории, о чем свидетельствуют результаты наших исследований, численно совпадает с их суточной величиной H_c . Статистическая обработка временных рядов H_c выполнена с использованием методов моментов и наибольшего правдоподобия с последующим анализом полей параметров $\bar{H}_c$ и C_v приемами совместного анализа данных, предложенного С.Н. Крицким и М.Ф. Менкелем. Установлено, что в пределах всей Причерноморской низменности и прилегающих территорий $\bar{H}_c$ и C_v можно осреднить, приняв такие их значения: $\bar{H}_c = 37,9$ мм, а $C_v = 0,47$. Соотношение между C_s и C_v принято на уровне 3,0. Таким образом, расчетные осадки $H_{1\%}$ будут составлять 98,2 мм.

Расчетный коэффициент стока η представлен таблицей (табл. 1.9).

Трансформационная функция $\psi(t_p/T_0)$ для дождевых паводков, в отличие от весеннего водополья, имеет некоторые особенности. Они обусловлены тем, что формирование максимального паводкового стока в

своем большинстве происходит при условии $t_p > T_0$. А это, очевидно, нуждается в учёте формы водосборов, которая отображается при помощи параметра m . Таким образом, уравнения для $\psi(t_p/T_0)$ должны быть представлены в виде:

а) при $t_p < T_0$

$$\psi(t_p/T_0) = 1 - \frac{2.86}{1.4(1.4+m)} \left(\frac{t_p}{2.5} \right)^{0.4}; \quad (1.77)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\psi(t_p/T_0) = 0.71 \left[\frac{m+1}{m} - \frac{1.4}{m(1.4+m)} \left(\frac{2.5}{t_p} \right)^m \right]. \quad (1.78)$$

Таблица 1.9 – Расчётные коэффициенты паводочного стока η

$F, \text{ км}^2$	0	10	50	100	200	500	1000
η	0,60	0,53	0,48	0,45	0,40	0,38	0,29

Для определения показателя формы водосборов m нами предлагается уравнение

$$\frac{m+1}{m} = 3.0 - 0.25 \cdot \lg(F+1). \quad (1.79)$$

Откуда

$$m = \frac{1}{[3.0 - 0.26 \lg(F+1)] - 1}. \quad (1.80)$$

1.2 Численное математическое моделирование гидродинамических процессов в лиманах и их водообмена с морем

В настоящее время наиболее реальным и в большинстве случаев эффективным способом стабилизации гидрологического и гидрохимического режимов изолированных от моря лиманов, управления их экологическим

состоянием с целью сохранения и восстановления ресурсного потенциала является обеспечение и регулирование искусственного водообмена с открытым морем. Научное обоснование природоохранных мероприятий по регулированию водообмена лиманов с морем включает в себя решение следующих прикладных задач: оптимизация количества и определение местоположения искусственных соединительных каналов, их морфометрических характеристик (ширина, глубина); оценка влияния водообмена с морем на гидроэкологический режим лимана при различных морфометрических характеристиках соединительного канала; разработка рекомендаций по режиму эксплуатации соединительных каналов – регулированию водообмена с морем. Решение этих задач предполагает использование методов численного гидродинамического моделирования.

В Одесском государственном экологическом университете для решения вышеуказанных задач используется модифицированный вариант трехмерной численной нестационарной гидротермодинамической модели MECCA (Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment) [15 - 17]. Эта модель позволяет рассчитывать трехмерную термохалинную структуру вод, интенсивность турбулентного обмена, а также ветровые (дрейфовые и компенсационные), плотностные, стоковые и приливные течения в эстуариях, заливах, лиманах и на мелководном континентальном шельфе. Характерной особенностью данной модели является то, что она позволяет одновременно производить расчеты динамики вод и распространения примеси на акватории сопряженных водных объектов как сеточного, так и подсеточного масштабов. В данном случае, под водными объектами сеточного масштаба подразумеваются заливы, бухты, лиманы, участки морского шельфа, пространственные размеры которых существенно превышают шаг расчетной сетки численной модели. Подсеточными называются водные объекты, ширина которых в одном из горизонтальных направлений значительно меньше шага расчетной сетки (например, узкие реки, каналы, проливы).

Указанное свойство модели имеет особенно важное значение для корректного описания циркуляции вод как в самих лиманах, где есть узости, так и водообмена между ними и северо-западной частью Черного моря через узкие соединительные каналы, проливы.

1.2.1 Математическая структура модели

Базовыми уравнениями модели MECCA являются два уравнения для горизонтальных компонент скорости течений, уравнение гидростатического

приближения, уравнение неразрывности, уравнение состояния, уравнения сохранения для температуры и солёности.

Прежде чем перейти к рассмотрению уравнений модели введем следующие обозначения. Частные производные от некоторой величины F будем обозначать ее нижним индексом, записываемым в соответствии со следующими примерами:

$$\partial F / \partial t = F_t ; \partial F / \partial x = F_x \text{ или } \partial^2 F / \partial x \partial z = F_{xz} .$$

Безразмерная вертикальная координата, заменяющая z , определяется как

$$\sigma = (z - h) / (h + d),$$

где h – отклонение уровня моря от его невозмущенного (среднего) положения, d – глубина моря при невозмущенном уровне. На поверхности моря $\sigma = 0$ и на дне $\sigma = -1$.

Для определения положения величины в пространстве на расчетной сетке используем также нижний индекс, записанный в виде:

$$F(x, y, \sigma) = F_{m,n,l}.$$

Горизонтальный размер расчетной ячейки обозначим как ΔL , а вертикальный – как $\Delta \sigma$. Временной шаг для баротропной составляющей движения обозначим как Δt , а для бароклинной ΔT , причем $\Delta t \leq \Delta T$.

Уравнения движения в приближении Буссинеска в правой декартовой системе координат записываются следующим образом:

$$u_t + \beta_a \left\{ (uu)_x + (uv)_y + (uw)_z \right\} = -\alpha_0 P_x + fv + (2A_h u_x)_x + (A_h [v_x + u_y])_y + (A_v u_z)_z, \quad (1.81)$$

$$v_t + \beta_a \left\{ (vu)_x + (vv)_y + (vw)_z \right\} = -\alpha_0 P_y - fu + (2A_h v_y)_y + (A_h [u_y + v_x])_x + (A_v v_z)_z, \quad (1.82)$$

где u, v, w – компоненты вектора скорости течений $\vec{v}$ в направлениях x, y и z , соответственно; t – время; P – давление; $\alpha_0 = 1.0$ л/кг – постоянный удельный

объем воды; ρ – плотность воды; f – параметр Кориолиса; A_h, A_v – коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентности, соответственно; β_a – управляющий множитель (принимаяющий значения 0 или 1), используемый для отключения членов адвективного ускорения.

Для третьего уравнения движения принимается гидростатическое приближение:

$$P_z = -g\rho, \quad (1.83)$$

где $g = 9.81 \text{ м}^2/\text{с}$ – ускорение свободного падения.

Уравнение неразрывности, выражающее закон сохранения массы, записывается в виде, отфильтровывающем звуковые волны:

$$u_x + v_y + w_z = 0, \quad (1.84)$$

Уравнение состояния имеет общий вид:

$$\rho = \rho_0 [1 + F_\rho(T, S)], \quad (1.85)$$

где ρ_0 – постоянная плотность ($\alpha_0 = 1 / \rho_0$), T, S – температура и соленость воды. Для последних величин записываются уравнения сохранения:

$$S_t + (uS - D_h S_x)_x + (vS - D_h S_y)_y + (wS - D_v S_z)_z = 0, \quad (1.86)$$

$$T_t + (uT - D_h T_x)_x + (vT - D_h T_y)_y + (wT - D_v T_z)_z = R, \quad (1.87)$$

где D_h и D_v – коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентной диффузии тепла и примеси, соответственно; R – внутренний источник тепла, связанный с поглощением солнечной радиации.

Возможность моделирования течений и переноса субстанций в реках, проливах или каналах, имеющих подсеточный масштаб в одном из горизонтальных направлений (ширина потока меньше шага расчетной сетки), достигается интегрированием исходной системы уравнений поперек потока (т.е. в нормальном к потоку направлении в горизонтальной плоскости). Пределы интегрирования определяют ширину потока (реки, канала). Интегрирование выполняется в соответствии с [18 - 20] в предположении, что ширина потока B не изменяется во времени и по глубине, а также, что

скорость потока не изменяется в поперечном направлении. Новая система уравнений, используемая в модели, получается в результате объединения проинтегрированных поперек потока и исходных уравнений таким образом, чтобы при отсутствии канала (трехмерный поток) получалась исходная система уравнений, а при его наличии – осредненные поперек потока уравнения (двумерный поток):

$$u_t + \beta_a \{ B_x^{-1} (B_x uu)_{,x} + (uv)_{,y} + (uw)_{,z} \} = -\alpha_0 P_{,x} + fv + B_x^{-1} (2B_x A_h u_{,x})_{,x} + \\ + (1 - \beta_c) (A_h [v_{,x} + u_{,y}])_{,y} + (A_v u_{,z})_{,z} - \beta_c C_{ws} B_x^{-1} u |u|, \quad (1.88)$$

$$v_t + \beta_a \{ (uv)_{,x} + B_y^{-1} (B_y vv)_{,y} + (uw)_{,z} \} = -\alpha_0 P_{,y} - fu + B_y^{-1} (2B_y A_h v_{,y})_{,y} + \\ + (1 - \beta_c) (A_h [u_{,y} + v_{,x}])_{,x} + (A_v v_{,z})_{,z} - \beta_c C_{ws} B_y^{-1} v |v|, \quad (1.89)$$

$$B_x^{-1} (B_x u)_{,x} + B_y^{-1} (B_y v)_{,y} + w_{,z} = 0, \quad (1.90)$$

$$S_t + B_x^{-1} (B_x uS - B_x D_h S_{,x})_{,x} + B_y^{-1} (B_y vS - B_y D_h S_{,y})_{,y} + \\ + (wS - D_v S_{,z})_{,z} = 0, \quad (1.91)$$

$$T_t + B_x^{-1} (B_x uT - B_x D_h T_{,x})_{,x} + B_y^{-1} (B_y vT - B_y D_h T_{,y})_{,y} + \\ + (wT - D_v T_{,z})_{,z} = R. \quad (1.92)$$

Здесь B_x и B_y – безразмерная, относительно размера ячейки расчетной сетки, ширина потока в направлениях x и y , соответственно; β_c – множитель, равный 0, если канал отсутствует, и 1, в случае наличия канала; C_{ws} – коэффициент бокового трения о стенки канала. Уравнения (1.88) - (1.92) автоматически переходят в уравнения (1.81), (1.82), (1.84), (1.86) и (1.87), если положить $\beta_c = 0$ и $B_x = B_y = 1$. Уравнения гидростатики и состояния не изменяются.

При численной реализации приведенной выше системы уравнений целесообразно перейти к криволинейной по вертикали системе координат (σ – системе), что с одной стороны, улучшит вычислительные свойства модели, а с другой – позволит более точно описать вертикальную динамическую и

термохалинную структуру вод в области малых глубин. Для этого используется спрямляющее преобразование дна вида:

$$\sigma = (z - h)/H; \quad H = \beta_h h + d, \quad (1.93)$$

где σ – новая координата, изменяющаяся от поверхности до дна в пределах $[0, -1]$; H – полная локальная глубина; d – глубина при невозмущенном уровне моря; h – отклонение уровня моря от его невозмущенного состояния; β_h – управляющий множитель (равный 0 или 1), линеаризующий влияние полной глубины.

Преобразование выражений, записанных в x, y, z системе координат (обозначим их как $[]$), в новую систему координат x, y, σ (используем обозначение $()$), осуществляется следующим образом:

$$[]'_z = H^{-1} ()'_\sigma, \quad (1.94)$$

$$[]'_x = ()'_x - H^{-1}(h'_x + \sigma H'_x) ()'_\sigma, \quad (1.95)$$

$$[]'_y = ()'_y - H^{-1}(h'_y + \sigma H'_y) ()'_\sigma, \quad (1.96)$$

$$[]'_t = ()'_t - H^{-1}(1 + \sigma)h'_t ()'_\sigma. \quad (1.97)$$

Чтобы получить уравнение для горизонтального градиента давления, необходимо проинтегрировать уравнение гидростатики по вертикали. В σ – системе координат оно имеет следующий вид:

$$P'_\sigma = -\rho g H, \quad (1.98)$$

отсюда

$$P = gH \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma + P_a, \quad (1.99)$$

где P_a – атмосферное давление. Применяя (1.95), получаем:

$$\begin{aligned} P'_x &= P'_x|_{\sigma=\text{const}} - (1/H)(h'_x + \sigma H'_x)P'_\sigma + P_{a'}'_x = \\ &= g \left(H \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma \right)'_x - (1/H)(h'_x + \sigma H'_x)(-\rho g H) + P_{a'}'_x = \end{aligned}$$

$$g \left(H \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma \right)_{,x} + \rho g (h'_{,x} + \sigma H'_{,x}) + P_{a',x}. \quad (1.100)$$

Заметим, что при $\rho = \rho_0$ имеем:

$$P'_{,x} = \rho_0 g (-H'_{,x} + h'_{,x} + \sigma H'_{,x}) = \rho_0 g h'_{,x} + P_{a',x}. \quad (1.101)$$

Поэтому, заменяя $\rho = \rho_0 + (\rho - \rho_0)$ в (3.20), получаем:

$$\alpha_0 P'_{,x} = g h'_{,x} + G_x + \alpha_0 P_{a',x}, \quad (1.102)$$

где

$$G_x = \alpha_0 \beta_p g \left\{ \left[H \int_{\sigma}^0 (\rho - \rho_0) d\sigma \right]_{,x} + (h'_{,x} + \sigma H'_{,x})(\rho - \rho_0) \right\} \quad (1.103)$$

и β_p – управляющий множитель (принимаяющий значения 0 или 1) для исключения влияния горизонтального градиента плотности.

Уравнения движения в x, y, σ - системе координат принимают вид:

$$\begin{aligned} (Hu)_{,t} + \beta_a \left\{ B_x^{-1} (HB_x uu)_{,x} + (Huv)_{,y} + (u\tilde{w})_{,\sigma} \right\} = & -gHh'_{,x} - \alpha_0 HP_{a',x} - \\ & HG_x + fHv + B_x^{-1} (2HB_x A_h u'_{,x})_{,x} + (1 - \beta_c) (A_h H [v'_{,x} + u'_{,y}])_{,y} + \\ & H^{-1} (A_v u'_{,\sigma})_{,\sigma} - \beta_c C_{ws} HB_x^{-1} u|u|, \end{aligned} \quad (1.104)$$

$$\begin{aligned} (Hv)_{,t} + \beta_a \left((Hvu)_{,x} + B_y^{-1} (HB_y vv)_{,y} + (v\tilde{w})_{,\sigma} \right) = & -gHh'_{,y} - \alpha_0 HP_{a',y} - \\ & HG_y - fHu + B_y^{-1} (2HB_y A_h v'_{,y})_{,y} + (1 - \beta_c) (A_h H [u'_{,y} + v'_{,x}])_{,x} + \\ & H^{-1} (A_v v'_{,\sigma})_{,\sigma} - \beta_c C_{ws} HB_y^{-1} v|v|, \end{aligned} \quad (1.105)$$

$$\text{где } \tilde{w} = H d\sigma/dt = w - (1 + \sigma)h'_{,t} - u(h'_{,x} + \sigma H'_{,x}) - v(h'_{,y} + \sigma H'_{,y}) \quad (1.106)$$

$$\text{и } G_y = \alpha_0 g \beta_p \left\{ \left[H \int_{\sigma}^0 (\rho - \rho_0) d\sigma \right]_{,y} + g(h'_{,y} + \sigma H'_{,y})(\rho - \rho_0) \right\}. \quad (1.107)$$

Уравнение неразрывности:

$$h'_t + B_x^{-1}(HB_x u)_{,x} + B_y^{-1}(HB_y v)_{,y} + \tilde{w}'_{,\sigma} = 0. \quad (1.108)$$

Уравнения сохранения тепла и солей:

$$(HS)_{,t} + B_x^{-1}(B_x H[uS - D_h S'_{,x}])_{,x} + B_y^{-1}(B_y H[vS - D_h S'_{,y}])_{,y} + (\tilde{w}S - H^{-1}D_v S'_{,\sigma})_{,\sigma} = 0. \quad (1.109)$$

$$(HT)_{,t} + B_x^{-1}(B_x H[uT - D_h T'_{,x}])_{,x} + B_y^{-1}(B_y H[vT - D_h T'_{,y}])_{,y} + (\tilde{w}T - H^{-1}D_v T'_{,\sigma})_{,\sigma} = HR. \quad (1.110)$$

Метод решения гидродинамической задачи предусматривает расщепление полной скорости течений на среднюю по глубине скорость (баротропная составляющая) и отклонения от нее на каждом расчетном горизонте (бароклиная составляющая). Это позволяет использовать при численном решении уравнений динамики различные временные шаги для баротропной и бароклиной составляющих горизонтальной скорости течений, поскольку первая связана с колебаниями уровня моря при прохождении длинных гравитационных волн и изменяется более быстро, чем вторая.

Компоненты баротропной составляющей скорости течений определяются как

$$U = \int_{-1}^0 u d\sigma \quad \text{и} \quad V = \int_{-1}^0 v d\sigma, \quad (1.111)$$

а проинтегрированные по вертикали уравнения движения имеют вид:

$$\begin{aligned} (HU)_{,t} + \beta_a \{ B_x^{-1}(HB_x \theta_{uu} UU)_{,x} + (H\theta_{uv} UV)_{,y} \} = & -gHh'_{,x} - \alpha_0 HP_{a,x} - \\ & HG_x^* + fHV + B_x^{-1}(2A_h HB_x U'_{,x})_{,x} + (1 - \beta_c)(A_h H[V'_{,x} + U'_{,y}])_{,y} + \\ & \tau_{sx} - \tau_{bx} - \beta_c C_{ws} B_x^{-1} H\theta_{su} U|U|, \end{aligned} \quad (1.112)$$

$$\begin{aligned}
& (HV)'_t + \beta_a \left\{ (H\theta_{uv}UV)'_x + B_y^{-1} (HB_y\theta_{vv}VV)'_y \right\} = -gHh'_y - \alpha_0 HP_{a'y} - \\
& HG_y^* - fHU + B_y^{-1} (2A_h HB_y V'_y)'_y + (1 - \beta_c) (A_h H [V'_x + U'_y])'_x + \\
& \tau_{sy} - \tau_{by} - \beta_c C_{ws} B_y^{-1} H \theta_{sv} V |V|, \quad (1.113)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& \text{где } G_x^* = \int_{-1}^0 G_x d\sigma \text{ и } G_y^* = \int_{-1}^0 G_y d\sigma; \quad \theta_{uu} = \int_{-1}^0 \frac{uu}{UU} d\sigma, \quad \theta_{uv} = \int_{-1}^0 \frac{uv}{UV} d\sigma, \\
& \theta_{vv} = \int_{-1}^0 \frac{vv}{VV} d\sigma, \quad \theta_{su} = \int_{-1}^0 \left(\frac{u}{U} \right) \left| \frac{u}{U} \right| d\sigma, \quad \theta_{sv} = \int_{-1}^0 \left(\frac{v}{V} \right) \left| \frac{v}{V} \right| d\sigma.
\end{aligned}$$

Уравнение неразрывности для баротропной составляющей:

$$h'_t + B_x^{-1} (B_x HU)'_x + B_y^{-1} (B_y HV)'_y = R - E, \quad (1.114)$$

где R – атмосферные осадки, E – испарение.

Бароклинные компоненты вектора скорости определяются как отклонения от средней по глубине скорости :

$$u' = u - U \quad \text{и} \quad v' = v - V, \quad (1.115)$$

а уравнения для них получают вычитанием уравнений для баротропной составляющей скорости из уравнений для полной скорости:

$$\begin{aligned}
& (Hu')'_x + \beta_a \left\{ B_x^{-1} (B_x H [uu - \theta_{uu} UU])'_x + (H [uv - \theta_{uv} UV])'_y + (\tilde{w}u')'_\sigma \right\} = \\
& HG_x^* - HG_x + fHv' + B_x^{-1} (2A_h HB_x u'_x)'_x + (1 - \beta_c) (A_h H [v'_x + u'_y])'_y + \\
& H^{-1} (A_v u'_\sigma)'_\sigma - \tau_{sx} + \tau_{bx} - \beta_c C_{ws} HB_x^{-1} (u|u| - \theta_{su} U|U|), \quad (1.116)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& (Hv')'_t + \beta_a \left\{ (H [uv - \theta_{uv} UV])'_x + B_y^{-1} (B_y H [vv - \theta_{vv} VV])'_y + (\tilde{w}v')'_\sigma \right\} = \\
& = HG_y^* - HG_y - fHu' + B_y^{-1} (2A_h HB_y v'_y)'_y + (1 - \beta_c) (A_h H [v'_x + u'_y])'_x + \\
& H^{-1} (A_v v'_\sigma)'_\sigma - \tau_{sy} + \tau_{by} - \beta_c C_{ws} HB_y^{-1} (v|v| - \theta_{sv} V|V|), \quad (1.117)
\end{aligned}$$

Уравнение неразрывности для бароклинной составляющей:

$$B_x^{-1}(B_x H u')_{,x} + B_y^{-1}(B_y H v')_{,y} + H^{-1}(\tilde{w})_{,\sigma} = 0. \quad (1.118)$$

Используемые параметризации процессов. Ускорение Кориолиса f определяется как

$$f = f_c + \left(f_{,x}\right)_{|x=x_c} (x - x_c) + \left(f_{,y}\right)_{|y=y_c} (y - y_c), \quad (1.119)$$

где f_c – исходное значение параметра в точке с известной широтой и долготой, соответствующей узлу расчетной сетки.

Уравнение состояния записывается в виде:

$$\rho = \rho_0 [1 + F_\rho(S, T)], \quad (1.120)$$

$$F_\rho = C_{S0} + C_{S1} \cdot S + C_{ST} \cdot S \cdot T + C_{T1} \cdot T + C_{T2} \cdot T^2, \quad (1.121)$$

где S – соленость (в ppt), T – температура воды (в °C); $C_{S0}, C_{S1}, C_{ST}, C_{T1}, C_{T2}$ – коэффициенты равные 0.00007, 0.000802 ppt⁻¹, -0.000002 (ppt°C)⁻¹, -0.0000035 °C⁻¹, -0.00000469 °C⁻², соответственно.

На вертикальное распределение плотности налагается условие, что оно должно быть по крайней мере нейтрально устойчивым, т.е.

$$\rho'_{,\sigma} \leq 0. \quad (1.122)$$

Используя (1.40), различие в плотности между двумя вертикальными слоями может быть найдено из выражения:

$$\delta F_\rho = (F_\rho)_{,S} \delta S + (F_\rho)_{,T} \delta T, \quad (1.123)$$

где δS и δT – различия в температуре и солености между слоями. Использование (1.123) дает более точный результат, чем просто вычитание одного значения плотности из другого.

Ветровые напряжения трения на верхней границе (воздух-вода) записываются как

$$\tau_{sx} = C_a W_{10} W_x, \quad (1.124)$$

$$\tau_{sy} = C_a W_{10} W_y, \quad (1.125)$$

где W_x и W_y – составляющие вектора скорости ветра на высоте 10 м над уровнем моря по осям x и y , соответственно; W_{10} – модуль скорости ветра на высоте 10 м; C_a – коэффициент поверхностного трения

$$C_a = \begin{cases} 1,2 \cdot 10^{-3}, & W_{10} \leq 7,5 \text{ м/с} \\ (0,8 + 0,065 W_{10}) \cdot 10^{-3} & W_{10} > 7,5 \text{ м/с.} \end{cases}$$

Придонные напряжения трения на нижней границе (вода-дно):

$$\tau_{bx} = \Phi u_b \quad \text{и} \quad \tau_{by} = \Phi v_b, \quad \text{где} \quad \Phi = C_b (u_b^2 + v_b^2)^{1/2}. \quad (1.126)$$

Здесь u_b и v_b – составляющие вектора придонной скорости течения; C_b – коэффициент донного трения, который находится по формуле

$$C_b = \max(k^2 [\ln(z_b/z_0)]^{-2}, \quad 2,6 \cdot 10^{-3}),$$

где z_b – расстояние по вертикали от дна до точки, в которой определяется коэффициент; $z_0 = 0,003$ м – параметр шероховатости донной поверхности, $k = 0,4$ – постоянная Кармана.

Вертикальная турбулентная вязкость описывается на основе полуэмпирической теории турбулентности с использованием длины пути смешения. Мгновенная вязкость определяется как функция длины пути смешения, локального вертикального сдвига скорости и устойчивости водной колонки следующим образом:

$$A_v = A_{v0} + A_z [C_{R0}(1 + C_{R1}R_i)^{-C_{R2}}], \quad (1.127)$$

$$D_v = D_{v0} + A_z [C_{R3}(1 + C_{R4}R_i)^{-C_{R5}}], \quad (1.128)$$

где

$$A_z = [kz(1 - z/H)]^2 (u'_z{}^2 + v'_z{}^2)^{1/2}. \quad (1.129)$$

Здесь $\kappa = 0.4$ – постоянная Кармана; A_{v0} – пороговая вязкость; D_{v0} – пороговая диффузия; $C_{R0}, C_{R1}, C_{R2}, C_{R3}, C_{R4}$ и C_{R5} – константы, принимаемые равными 1.0; 10.0; 0.5; 1.0; 3.33 и 1.5, соответственно [21]; R_i – число Ричардсона

$$R_i = -\rho'_z g / \left[\rho_0 \left(u'^2_z + v'^2_z \right) \right]. \quad (1.130)$$

Коэффициенты горизонтального турбулентного обмена рассчитываются исходя из значения локального горизонтального сдвига баротропной составляющей скорости течения и пространственного шага ΔL горизонтальной конечно-разностной сетки [22]:

$$A_h = A_{h0} + C_{AH} \Delta L^2 \left[2 \left(U'^2_x + V'^2_y \right) + \left(U'_y + V'_x \right)^2 \right]^{1/2}, \quad (1.131)$$

$$D_h = A_h, \quad (1.132)$$

где коэффициент $C_{AH} = 0.01$ и $A_{h0} = 1.0 \text{ м}^2/\text{с}$ – фоновая величина.

В модели предусмотрена возможность некоторого упрощения полных уравнений, которая осуществляется заданием нескольких наборов параметров, включающих управляющие множители.

Граничные и начальные условия. На открытой морской границе задаются возмущения уровня моря, обусловленные, например, сгонно-нагонными явлениями, приливами и т.п.:

$$h = h_0(x, y, t), \quad (1.133.a)$$

либо ставится условие излучения, описывающее свободное прохождение через границу длинных гравитационных волн:

$$h = h_0 + \vec{V}_n \sqrt{H/g}, \quad (1.133.б)$$

где h_0 – возмущение уровня на жидкой границе расчетной области, задаваемое на основе данных наблюдений или расчетов; $\vec{V}_n$ – проекция

вектора течений, рассчитанного в граничных точках области, на внешнюю нормаль $\vec{n}$ к открытой боковой границе.

Для температуры и солёности условия формулируются следующим образом: если поток входит в расчетную область, то на границе с открытым морем задаются фоновые значения температуры и солёности (T^*, S^*) , характерные для открытого моря; в противном случае значения моделируемых переменных экстраполируются из расчетной области с помощью упрощенного уравнения адвекции:

$$\begin{aligned} T_o &= T^*; S_o = S^*, & \text{если } \vec{v}_n \leq 0 \\ T_{o't} &= -\vec{v}_n T_n; \quad S_{o't} = -\vec{v}_n S_n, & \text{если } \vec{v}_n > 0 \end{aligned} \quad (1.134)$$

где T_o, S_o – значения моделируемых переменных на открытой морской границе. Причем, если поток направлен внутрь расчетной области менее 6 часов, то используется интерполяционная схема:

$$(S_o, T_o) = F_i (S^*, T^*) + (1 - F_i) (S_o, T_o), \quad (1.135)$$

где F_i – отношение временного шага для бароклинной составляющей скорости (в часах) к разности между 6 часами и продолжительностью отрезка времени, в течение которого имел место входящий поток $0 \leq F_i \leq 1$.

В точках впадения рек граничные условия формулируются по типу «открытого канала» или «водопад». В первом случае задаются расходы воды Q_r , а также вертикальные профили бароклинной скорости, температуры и солёности:

$$U = Q_r / (B_x \Delta L H), \quad V = Q_r / (B_y \Delta L H); \quad (1.136)$$

$$u' = u_{top} \cos(\pi z / H), \quad v' = v_{top} \cos(\pi z / H); \quad (1.137)$$

$$\begin{aligned} S &= S_{top} + (S_{top} - S_{bot}) [(1 - \cos(\pi z / H))], \\ T &= T_{top} + (T_{top} - T_{bot}) [(1 - \cos(\pi z / H))]. \end{aligned} \quad (1.138)$$

Здесь величины с индексом “top” соответствуют поверхностному слою воды, тогда как с индексом “bot” – придонному слою.

Задание граничных условий по типу «водопад» осуществляется следующим образом:

$$h_t = \frac{Q_r}{B_x B_y \Delta L^2}; \quad (1.139)$$

$$(HS)_t = 0, \quad (HT)_t = \frac{T_{top} Q_r}{B_x B_y \Delta L^2}. \quad (1.140)$$

На поверхности моря:

$$\tau_{sx} = A_v u'_{,z} \text{ и } \tau_{sy} = A_v v'_{,z}; \quad D_v T_{,z} = \frac{Q_T}{\rho C_w}; \quad D_v S_{,z} = Q_s. \quad (1.141)$$

На дне:

$$\tau_{bx} = A_v u'_{,z} \text{ и } \tau_{by} = A_v v'_{,z}; \quad D_v S_{,z} = 0;$$

$$D_v T_{,z} = \left[C_{bed1} + C_{bed2} (u_b^2 + v_b^2)^{1/2} \right] (T_{bed} - T). \quad (1.142)$$

Здесь $\tau_{sx}; \tau_{sy}$ – компоненты вектора касательного напряжения трения ветра; $\tau_{bx}; \tau_{by}$ – компоненты вектора касательного напряжения придонного трения; Q_T, Q_s – потоки тепла и соли, вычисляемые на основе метеорологических данных; C_w – удельная теплоемкость воды; C_{bed1}, C_{bed2} – коэффициенты обмена, принимаемые равными 0.000001 м/с и 0.003, соответственно; T_{bed} – температура морского дна.

В качестве начальных условий принимается состояние покоя:

$$U = V = u' = v' = w = 0; \quad A_h = A_{h0}, \quad A_v = A_{v0}, \quad D_v = D_{v0}. \quad (1.143)$$

Температура, соленость и уровень моря в начальный момент времени во внутренних точках расчетной области определяются путем интерполяции граничных значений с весами, обратно пропорциональными расстоянию от границы. Задается также температура донных отложений T_{bed} .

Для повышения вычислительной устойчивости, на открытых морских границах принимаются равными нулю: ускорение Кориолиса, ветровые напряжения трения, горизонтальные градиенты атмосферного давления и плотности. При этом используется специальная мультипликативная краевая функция, которая принимает нулевые значения в пограничных расчетных

ячейках, 0.5 – в ячейках на удалении одного шага от граничных и 1 – во всех остальных ячейках.

Нелинейные адвективные члены уравнений движения также принимаются равными нулю на открытой морской границе.

Возможные упрощения полных уравнений модели.

Линеаризация. Члены, описывающие нелинейные адвективные ускорения в уравнениях (1.112, 1.113, 1.116, 1.117) могут быть исключены заданием $\beta_a = 0$.

Приливные и сгонно-нагонные эффекты исключаются заданием в уравнении (1.93) для полной глубины $\beta_h = 0$.

Для полной линеаризации необходимо также исключить нелинейность из уравнений (1.126, 1.127, 1.131) для придонного напряжения трения, горизонтальной и вертикальной вязкости приняв:

$$C_{wb2} = 0.; C_{AH} = 0.; C_{R0} = 0.$$

Однородность поля плотности. Для исключения влияния пространственных неоднородностей плотности на динамику вод в уравнении состояния (1.40) принимают, что

$$C_{S1} = C_{ST} = C_{T1} = C_{T2} = 0.$$

Кроме того в уравнениях (1.103, 1.107) полагают, что $\beta_p = 0$. Число Ричардсона (уравнение (1.130)) в рассматриваемом случае автоматически становится равным нулю.

Стационарность поля плотности означает, что

$$S_t = 0, \quad T_t = 0.$$

Выполнение этого условия достигается исключением из решения уравнений (1.109, 1.110).

Отключение плотности. Математическая структура модели предусматривает возможность расчетов динамики вод при стационарном во времени, но переменном в пространстве распределении температуры и солености. В этом случае термохалинная составляющая скорости течений рассчитывается в диагностическом режиме (путем учета горизонтальных и вертикальных градиентов плотности), а все остальные составляющие – в прогностическом режиме.

Вклад температуры и солености в формирование пространственных градиентов плотности, влияющих на рассчитываемое поле течений, может быть разделен либо полностью исключен следующим образом.

Для отключения вклада солености необходимо задать $C_{S1} = 0$ в уравнении (1.120). Исключение вклада температуры достигается заданием в уравнении (1.120) $C_{T1} = C_{T2} = 0$.

Полное исключение вклада термохалинного фактора в формирование полей течений достигается заданием $C_{S1} = C_{ST} = C_{T1} = C_{T2} = 0$, а также дополнительно $\beta_p = C_{R1} = C_{R4} = 0$.

1.2.2 Блок теплообмена с атмосферой

Полный удельный поток тепла Q_T , поступающий на границу раздела «воздух-вода», записывается в виде суммы двух составляющих:

$$Q_T = Q_1 + Q_2, \quad (1.144)$$

где Q_1 – коротковолновая составляющая солнечной радиации, которая проникает в водную колонку через поверхность; Q_2 – длинноволновой поток радиации, поглощаемый поверхностью.

Удельный поток коротковолновой радиации Q_1 используется при определении внутреннего источника тепла R ($^{\circ}\text{C}/\text{с}$) в слое:

$$R = (Q_1 / \rho C_w) [\exp\{2.3z_a / D_{10}\} - \exp\{2.3z_b / D_{10}\}] / (z_b - z_a), \quad (1.145)$$

где z_a , z_b – координаты z верхней и нижней границы слоя, соответственно; D_{10} – глубина, на которую проникает только 10 % от потока, поступающего на поверхность воды. При этом полагается, что исходный поток убывает с глубиной по экспоненциальному закону, а коэффициент затухания определяется как $2.3 / D_{10}$.

Солнечная коротковолновая составляющая удельного потока тепла определяется как:

$$Q_1 = Q_{ss}(1 - A_{1b})F_{cc}(C_c), \quad (1.146)$$

где Q_{ss} – поток, поступающий на поверхность моря в условиях облачности; A_{1b} – альбеда морской поверхности; F_{cc} – функция облачности; C_c – часть неба покрытая облаками.

Согласно [23]:

$$Q_{ss} = C_{sol} \cos^2(\zeta) / [0.10 + 1.085 \cos(\zeta) + 10^{-5} \{\cos(\zeta) + 2.7\} e_v], \quad (1.147)$$

где C_{sol} – солнечная постоянная (1353 Вт/м^2), e_v – давление водяного пара; ζ – зенитный угол солнца, определяемый как:

$$\cos(\zeta) = \sin(\lambda_a) \sin(\varphi) + \cos(\lambda_a) \cos(\varphi) \cos(\nu). \quad (1.148)$$

Здесь λ_a – географическая широта; $\varphi = 23.44^\circ \cos(2\pi[172 - Nday]/365)$ – деклинация, $Nday$ – номер дня года; $\nu = 2\pi(12 - Shr)/24$ – часовой угол, Shr – солнечный час, т.е. час суток.

Давление пара e_v определяется как

$$e_v = R_h e_s(T), \quad (1.149)$$

где R_h – относительная влажность; e_s – насыщающее давление водяного пара, мб; согласно [23]

$$e_s(T) = 611 \cdot 10^{(7.5[T-273.16]/[T-35.86])}. \quad (1.150)$$

В (1.149) e_v рассчитывается при T_{a0} – температуре атмосферы ($^\circ\text{K}$) на границе раздела «воздух-вода».

Функция облачности рассчитывается согласно следующему выражению:

$$F_{cc}(C_c) = 1 - C_c. \quad (1.151)$$

Поток тепла на поверхности границы раздела «воздух-вода» представляет собой сумму нескольких составляющих:

$$Q_2 = Q_L + Q_B + Q_e + Q_S, \quad (1.152)$$

где Q_L – длинноволновое излучение атмосферы; Q_B – обратное излучение черного тела морской поверхностью; Q_e – потери тепла на испарение; Q_s – поток тепла при контактном теплообмене моря с атмосферой.

$$Q_L = C_{sb} T_a^4 \left(1 - 0.26 \exp \left[-0.000777 (273 - T_a)^2 \right] \right), \quad (1.153)$$

где C_{sb} – константа Стефана-Больцмана ($5.67 \cdot 10^{-8}$ Вт/м²°K⁴) и T_a – наблюдаемая температура воздуха (°K).

$$Q_B = -0.97 C_{sb} (T|_{\sigma=0})^4, \quad (1.154)$$

где 0.97 – коэффициент излучения поверхностью.

$$Q_e = -0.00175 \rho_a L_V W_{10} (\gamma_{10} - \gamma_0). \quad (1.155)$$

Здесь ρ_a – плотность воздуха; W_{10} – скорость ветра на высоте 10 м; γ_{10}, γ_0 – удельная влажность на высоте 10 м и у поверхности воды, соответственно; L_y – скрытое тепло испарения ($2.5 \cdot 10^6$ Дж/кг). Удельная влажность связана с давлением пара:

$$\gamma = 0.622 e_v / [P_a - (1 - 0.622) e_v], \quad (1.156)$$

где 0.622 есть соотношение молекулярных весов сухого воздуха и водяного пара; P_a – атмосферное давление (мб).

$$Q_s = 0.00175 \rho_a c_p W_{10} (T_{a10} - T_{a0}), \quad (1.157)$$

где c_p – удельная теплоемкость сухого воздуха (1004 Дж/кг°K), T_{a10}, T_{a0} – температура воздуха на высоте 10 м и у поверхности моря, соответственно. Предполагается, что у поверхности моря температура воздуха и воды равны, следовательно $T_{a0} = T|_{\sigma=0}$, а $T_{a10} = T_a$.

1.2.3 Моделирование распространения примеси

При решении отдельных прикладных задач, уравнения гидротермодинамики (1.81) – (1.87) дополняются уравнением переноса пассивной консервативной примеси нейтральной плавучести, которое по структуре аналогично уравнениям сохранения тепла и солей (1.91) – (1.92); (1.109) – (1.110). В σ – системе координат это уравнение записывается следующим образом:

$$\begin{aligned} & (HC)_t + B_x^{-1} (B_x H[uC - D_h C'_x])_{,x} + B_y^{-1} (B_y H[vC - D_h C'_y])_{,y} + \\ & + (\tilde{w}C - H^{-1}D_v C'_\sigma)_{,\sigma} = HQ_c. \end{aligned} \quad (1.158)$$

Здесь C – концентрация пассивной, консервативной примеси в водах лимана; Q_c – приток примеси от внешних источников.

Граничные условия для примеси формулируются следующим образом.

На поверхности моря и дне: $D_v C'_z = 0$, (1.159)

На боковой «жидкой» границе:

$$\begin{aligned} C_o &= C^*, & \text{если } \vec{v}_n \leq 0, \\ C_o t &= -\vec{v}_n C'_n, & \text{если } \vec{v}_n > 0. \end{aligned} \quad (1.160)$$

На твердой границе в точках впадения рек:

$$C_R = C^{\text{top}} + (C^{\text{top}} - C^{\text{bot}})(1 - \cos(\pi z/H)), \quad (1.161)$$

Здесь C_o – концентрация примеси на открытой морской границе; C^* – фоновая концентрация примеси, характерная для открытого моря; C_R , C^{top} , C^{bot} – концентрация примеси в речных водах.

При решении прикладных гидроэкологических задач пассивная, консервативная примесь нейтральной плавучести, наряду с соленостью, используется как индикатор проникновения морских либо речных вод в акваторию лимана.

1.2.4 Особенности численной реализации уравнений модели

Конечно-разностная аппроксимация уравнений (1.112) – (1.114) для баротропной моды движения выполняется с использованием двухшагового, трехслойного по времени метода переменных направлений Аббота [24]. Используются значения вычисляемых величин (h , U , V), соответствующие трем моментам времени в пределах шага Δt для баротропной моды движения: начальному (t_0), предвычисляемому ($t_0 + \Delta t$) и промежуточному ($t_0 + \Delta t/2$). На первом шаге, совместным решением уравнений неразрывности и движения в направлении оси x определяют значения U на предвычисляемом временном уровне и h – на промежуточном уровне. На втором шаге, решаются уравнения неразрывности и движения в направлении оси y для нахождения значений V и h на предвычисляемом временном уровне ($t_0 + \Delta t$). Указанный численный метод решения относится к разряду неявных.

Расположение переменных в пределах элементарной ячейки расчетной сетки приведено на рис. 1.8, а положение элементарной ячейки в пределах сегмента расчетной области – на рис. 1.9.

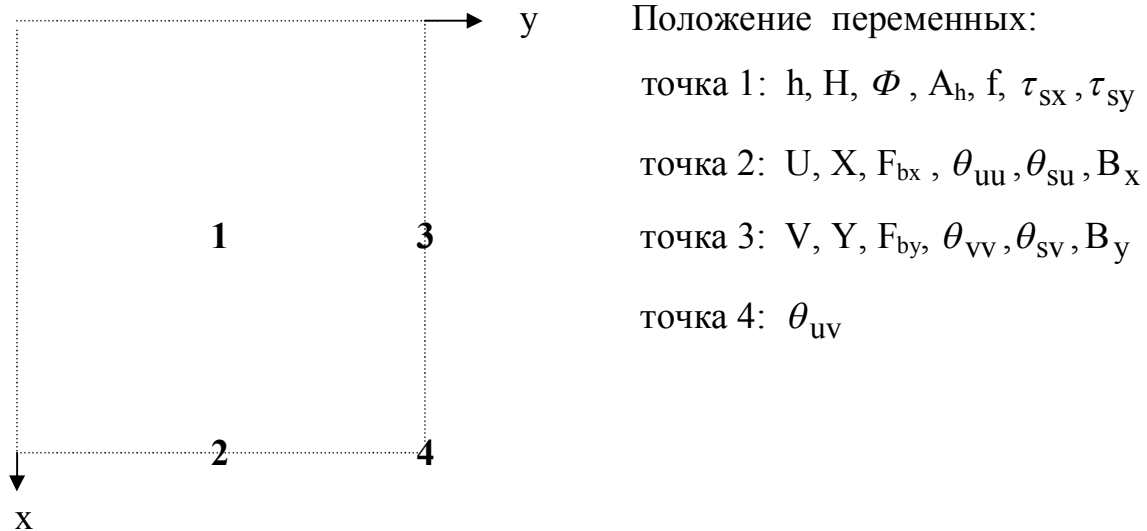


Рис. 1.8 – Расположение переменных в пределах элементарной ячейки расчетной сетки в горизонтальной плоскости

Уравнения (1.116) – (1.118) для бароклиной моды движения решаются неявно прогонкой по вертикальной координате. Для этого члены, которые содержат время или производную от скорости по вертикальной координате, а

также член, учитывающий боковое трение, группируются в левой части уравнения. Например, уравнение (1.116) записывается в виде:

$$(Hu')_t + \beta_a \{(\tilde{w}u')_q\} - H^{-1}(A_v u'_q)_q + \beta_c C_{ws} HB_x^{-1} u' |u' + U| = R, \quad (1.162)$$

где R – оставшаяся часть уравнения.

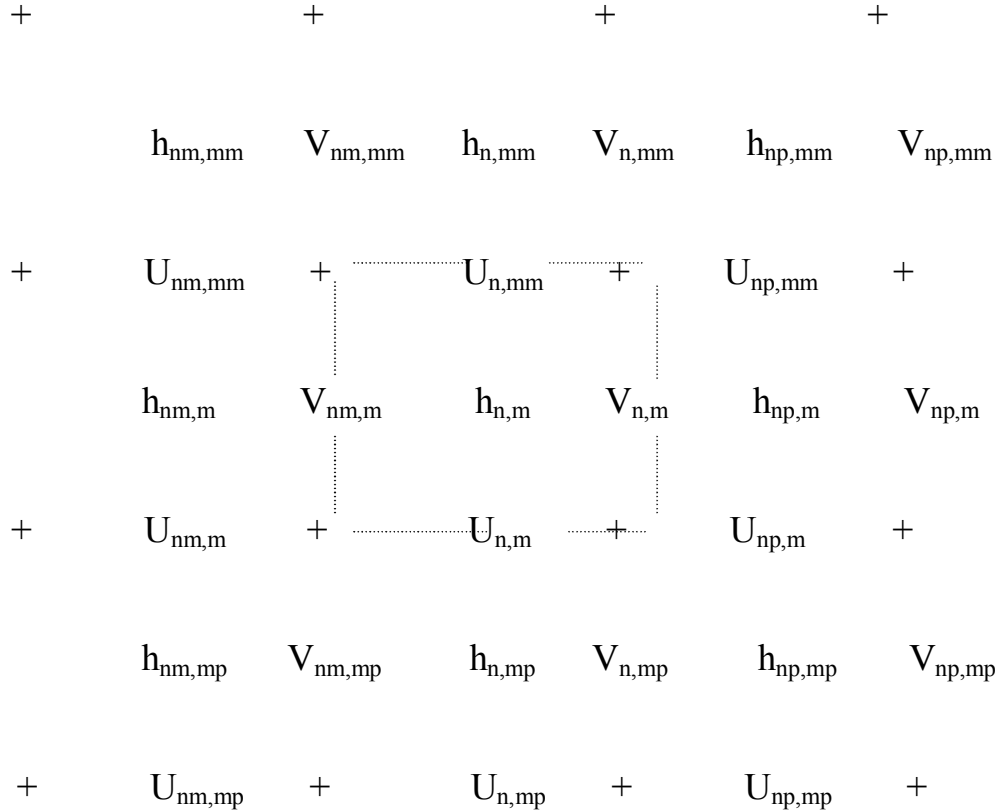


Рис. 1.9 – Расположение переменных U , V и h в пределах фрагмента сеточной области. Выделена ячейка (n, m) . Использованы обозначения $mm = m-1$, $mp = n+1$, $nm = n-1$, $np = n+1$

Общий подход к решению заключается в том, что сначала определяют u' и v' на всех вертикальных уровнях элементарной расчетной ячейки, а затем переходят к следующей ячейке и повторяют процесс.

На рис. 1.10 приведено положение узлов для вычисления u' , v' , $\tilde{w}$ и A_v на вертикальном фрагменте расчетной сетке.

Поскольку методы численного решения гидродинамических уравнений модели являются неявными, то эти решения будут вычислительно устойчивы для большинства практических случаев.

Конечно-разностная аппроксимация уравнений переноса тепла и солей в исходном варианте модели МЕССА выполнена с использованием традиционных (простой аппроксимацией производных) алгоритмов численного решения [25], которые являются консервативными, но не обладают свойством транспортности (монотонности). При наличии значительных пространственных градиентов моделируемых элементов (в приустьевых областях), на масштабах сравнимых с шагом расчетной сетки, это может привести к появлению отрицательных значений концентраций в процессе вычислений, что нежелательно при решении экологических задач. Поэтому, исходные численные схемы решения уравнений переноса типа (1.109) - (1.110), (1.158) были модифицированы в транспортные: FCT (Flux Corrected Transport) [26, 27] – для горизонтального переноса и TVD (Total Variation Diminishing) [26] – для вертикального.

Детали численной реализации гидродинамических уравнений модели подробно описаны в [1], а модификации уравнений переноса – в [28].

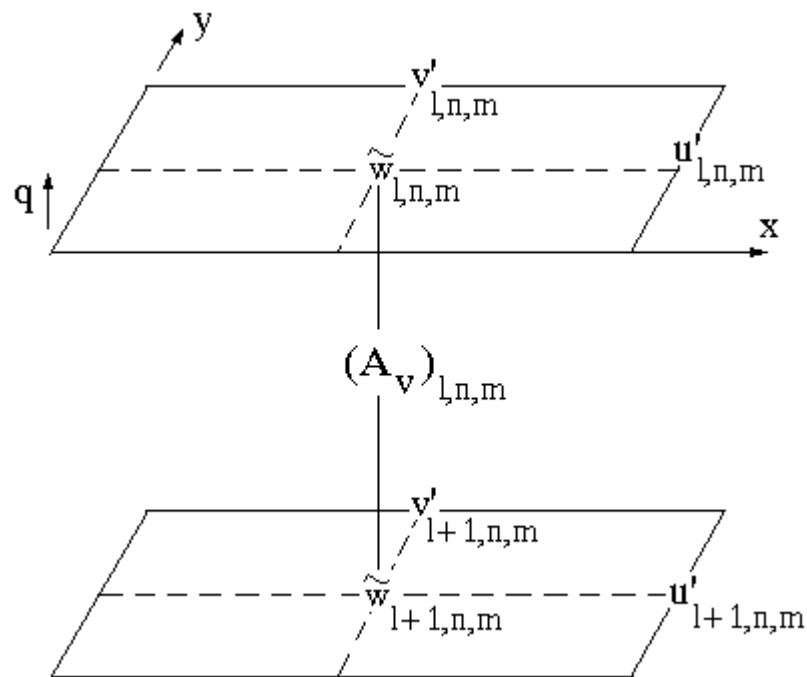


Рис. 1.10 – Положение узлов для вычисления u' , v' , $\tilde{w}$ и A_v на трехмерной расчетной сетке

Программная реализация модели, выполненная на языке FORTRAN-90, позволяет рассчитывать как суммарные течения, так и выделять отдельно их ветровую, термохалинную и стоковую составляющие. С заданной временной дискретностью в ходе счета модель усваивает новую информацию о скорости и направлении ветра, температуре воздуха, расходах рек, температуре и солености речных вод, термохалинной стратификации и возмущениях уровня моря в отдельных точках морской границы, содержания примеси в речных водах и фоновые концентрации на открытой морской границе. Между вводимыми дискретными значениями выполняется линейная интерполяция: для метеорологических и речных параметров – во времени; для значений возмущения уровня моря, концентрации примеси, вертикального распределения температуры и солености воды на открытых границах – в пространстве и во времени.

ГЛАВА 2

УЛУЧШЕНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО И ГИДРОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМОВ ТУЗЛОВСКОЙ ГРУППЫ ЛИМАНОВ ПУТЕМ РЕГУЛИРОВАНИЯ ВОДООБМЕНА С МОРЕМ

Тузловская группа лиманно-лагунов, расположенная в центральной части Дунай-Днестровского междуречья, относится к типу мелководных, периодически открытых водоемов. В ее составе выделяют три основных лимана: Шаганы, Алибей, Бурнас и ряд более мелких (рис. 2.1). Водоем отделен от прилегающей акватории моря песчаной косой-пересыпью, которая может частично размываться весной и осенью, в период сильных штормов. Например, по свидетельству [5], в марте 1970 г. во время шторма образовалось около 15 прорвов на протяжении 25-километрового участка этой пересыпи. Кроме того, для нужд рыболовства в пересыпи создаются искусственные, периодически открываемые каналы, число которых может меняться. Так, в конце XIX – начале XX веков, для нужд кефалеводства был прорыт канал в юго-западной части лимана Шаганы. В послевоенное время на пересыпи было три канала [5], а в 1995 г. – два [7]. Эти каналы открываются только весной (для впуска мальков кефали из моря в водоем) и осенью (для отлова кефали в каналах при выходе ее из лиманов в море).

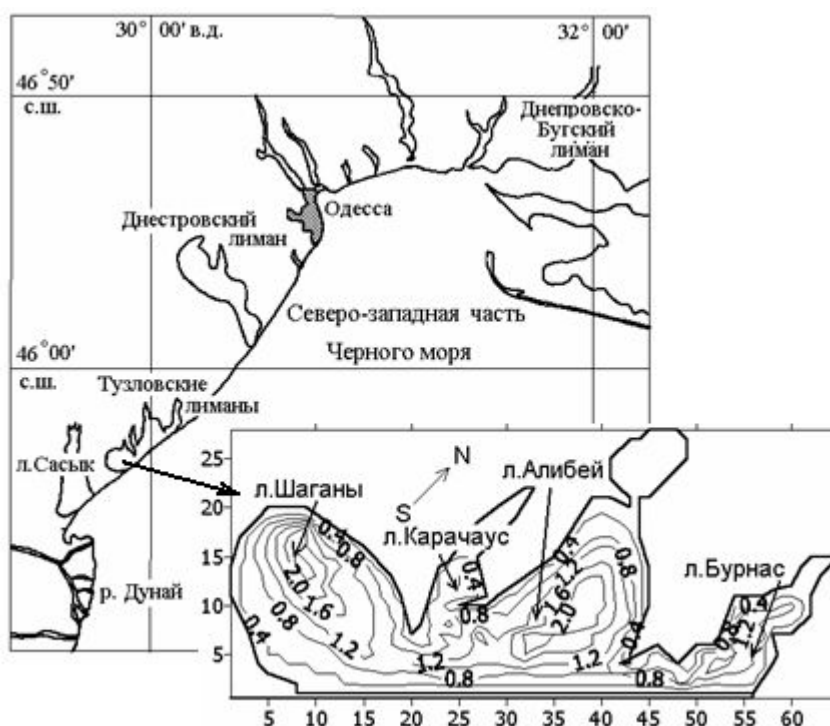
По свидетельству [4], при отсутствии водообмена с морем лиманы быстро мелеют и для полного их пересыхания достаточно 3-4 лет. Известно, что в XIX веке соленость воды в лиманах достигала 200 ‰ и производилась добыча соли. При катастрофическом падении уровня в 1868-1869 гг. Тузовские лиманы превратились в гипергалинные болотные солонцы. Летом 1915 г. соленость их вод составляла 100 – 140 ‰. Лишь после установления стабильной периодической искусственной связи лиманов с морем соленость их вод понизилась до 20-40 ‰.

Подробная гидробиологическая и рыбохозяйственная характеристика Тузовских лиманов приведена в работе [7]. Авторы отмечают, что при достаточно высокой кормовой базе рыб реальная рыбопродуктивность лиманов низка. Объясняется это специфическими природными характеристиками лиманов: мелководностью, изолированностью, высокой соленостью, зимним переохлаждением и летним перегревом (до 27 – 30 °C) воды, которые плохо подходят для воспроизводства большинства встречающихся в прилегающей акватории моря рыб.

Основным направлением хозяйственного использования группы Тузовских лиманов является управляемое пастбищное рыбоводство, которое основано на использовании особенностей черноморских кефалей и

атерины весной заходить в лиманы для нагула, а осенью мигрировать в море. Однако в последние годы уловы кефалей, атерины значительно снизились, что связано с уменьшением их численности в прилегающей акватории моря из-за общего ухудшения экологической обстановки [6]. Поэтому актуальной становится задача разработки конкретных научно-обоснованных рекомендаций, направленных на рациональное и комплексное использование природных ресурсов рассматриваемой группы лиманов, повышение их рыбопродуктивности. Очевидно, что решение этой задачи следует искать, прежде всего, в управлении водообменом лиманов с морем. Эффективность различных вариантов управленческих и инженерных решений, направленных на достижение требуемых показателей качества вод в лиманах, может быть оценена методом имитационного моделирования.

Цель исследования заключается в описании результатов сценарного моделирования водно-солевого режима Тузовских лиманов, с использованием балансовой и гидродинамической моделей, определении оптимального количества и размеров соединительных каналов в косе для стабилизации их гидрологического и гидрохимического режимов [3].



Исследование различных вариантов управления качеством вод Тузовских лиманов проводилось в двух направлениях:

- поиск условий, обеспечивающих стабилизацию современного экологического состояния водоема;
- изменение гидрологического и гидрохимического режимов лиманов путем превращения их в морской водоем открытого типа, имеющего свободный водообмен с морем.

Решение первой из указанных задач реализовывалось путем построения резервуарной модели водно-солевого баланса водоема, оценки его составляющих и сценарного моделирования для лет различной водности. При этом главная цель моделирования заключалась в оценке возможностей уменьшения диапазона колебаний глубин и солености вод лиманов в рамках годового цикла, в разработке рекомендаций, направленных на недопущение падения отметок уровня воды и повышения солености вод в лимане до критических отметок.

Моделирование водно-солевого баланса. Основными природными факторами, формирующими водный и солевой баланс Тузовской группы лиманов, являются поверхностный (склоновый и речной) сток, осадки и испарение, водообмен с открытым морем через искусственные каналы и естественные прорвы. Роль притока подземных вод и фильтрации морских вод через пересыпь мала по сравнению с водообменом через прорвы и каналы [5].

Уравнение водного баланса лиманов записывалось в виде:

$$\frac{dW_{\text{л}}}{dt} = Q_o + Q_{\text{нов}} - Q_u \pm Q_{\text{л-м}}, \quad (2.1)$$

где $W_{\text{л}}$ – объем вод Тузовских лиманов; Q_o – поступление воды в виде осадков; $Q_{\text{нов}}$ – поверхностный сток (склоновый и речной); Q_u – потери воды на испарение; $Q_{\text{л-м}}$ – водообмен между лиманом и морем через искусственные каналы и естественные прорвы.

Расчеты проводились по среднемесячным значениям составляющих водного баланса. Предполагалось, что водообмен с морем происходит только в мае и октябре, когда открываются искусственные прораны. В это время отметки уровня воды в лимане и море выравниваются и объем вод Тузовских лиманов полагается равным 186 млн.м³, что соответствует максимальной глубине 3,0 м. Периоды года, когда водообмен с морем отсутствовал, назовем летним (с июня по сентябрь) и зимне-осенним (ноябрь-апрель) простоями.

Для оценки водообмена лиманов с морем необходимы систематические наблюдения за отметкой уровня воды в лиманах и на прилегающей к пересыпи акватории моря. Поскольку такие наблюдения

отсутствовали, то эта составляющая оценивалась как остаточный член в уравнении водного баланса, т.е. $Q_o + Q_{нов} - Q_u = \pm Q_{л-м}$, для месяцев, когда водообмен имел место.

Моделирование водного баланса Тузовских лиманов выполнялось для трех сценарных случаев: многоводного, средневодного и маловодного годов, определяемых региональными гидрометеорологическими условиями (по данным ГМС Болград). Сценарий многоводного года обеспечивается сочетанием рядов среднемесячных значений составляющих водного баланса для лет с максимальными годовыми осадками, боковым и речным стоком (рек Алкалия, Хаджидер) обеспеченностью $P=1\%$ и минимальным испарением. Средневодный сценарий компонуется из лет, которые характеризуются средними многолетними величинами годовых осадков, поверхностного стока и испарения. Маловодный сценарий обеспечивается использованием данных по осадкам и стоку с наименьшим ($P=95\%$), а испарению – с наибольшим за период наблюдения годовым значением. Заметим, что поверхностный сток в лиманы в маловодном году 95% обеспеченности почти отсутствует и поэтому в балансовых расчетах не учитывался.

Расчеты показали [6], что в средневодный год в период зимне-осеннего простоя приходная составляющая водного баланса на $39,1 \text{ млн. м}^3$ превышает расходную. Поэтому при раскрытии каналов в мае будет наблюдаться выток лиманной воды в море. В период летнего простоя (июнь-сентябрь) испарение с поверхности водоема составляет $81,9 \text{ млн. м}^3$, а приток воды за счет выпадения атмосферных осадков ($91,1\%$ от приходной части баланса) и поверхностного стока ($6,9\%$) – лишь $27,9 \text{ млн. м}^3$. Т.е. дефицит воды в лиманах составит 44 млн. м^3 , что приведет к уменьшению максимальной глубины водоема с 3 до 2,5 метров.

В многоводный год приходная часть водного баланса даже в период летнего простоя на $7,5 \text{ млн. м}^3$ превышает расходную. В результате, к концу сентября глубина в лимане возрастет примерно на 0,25 м. За период зимне-весеннего простоя максимальная глубина лимана потенциально может возрасти (если не будет перелива через пересыпь) с 3 до 5 м. Следовательно, при раскрытии каналов весной и осенью будет наблюдаться выток лиманной воды в море.

В маловодные годы потери воды на испарение в 4 раза превышают ее поступление с атмосферными осадками, а поверхностный сток отсутствует. Поэтому за период с июня по сентябрь объем вод лимана уменьшится на 86 млн. м^3 , что приведет к уменьшению его максимальной глубины на 0,95 м. С ноября по апрель в лиманы с осадками поступит $13,9 \text{ млн. м}^3$ воды, а испарится – $24,9 \text{ млн. м}^3$, т.е. дефицит воды составит $11,3 \text{ млн. м}^3$, что приведет к уменьшению глубин на 0,3 м. Если не проводить раскрытие каналов осенью, то в маловодный год, с июня до

конца года глубина водоема уменьшится на 1,1 м, что фактически приведет к отделению лиманов Шаганы, Алибей и Бурнас друг от друга.

Характеристика водообмена лиманов с морем для лет различной водности представлена в табл. 2.1.

Рассмотрим изменения солености вод лиманов в годы различной водности. Уравнение баланса солей в водоеме записывается следующим образом:

$$\frac{dW_{л}S_{л}}{dt} = Q_{о}S_{о} + Q_{нов}S_{н} \pm Q_{л-м}S_{л,м} , \quad (2.2)$$

$$S_{л,м} = \begin{cases} S_{л}, \text{ если } Q_{л-м} < 0 \\ S_{м}, \text{ если } Q_{л-м} > 0 \end{cases},$$

где $S_{л}, S_{о}, S_{н}, S_{м}$ – минерализация вод лиманов, атмосферных осадков, вод поверхностного стока и морских вод, соответственно. При расчетах минерализация атмосферных осадков полагалась равной $0,22 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$, вод поверхностного стока – изменялась в зависимости от его объема с $3,57 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$ (при $Q_{нов} = 0,1 \text{ млн.м}^3 \text{ мес}^{-1}$) до $0,8 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$ (при $Q_{нов} \geq 50 \text{ млн.м}^3 \text{ мес}^{-1}$). Соленость морских вод принималась постоянной и равной 16 ‰.

Таблица 2.1– Водообмен $Q_{л-м}$, $\text{млн.м}^3 \text{ мес}^{-1}$, между лиманами и морем при раскрытии каналов в пересыпи в разные по водности годы

Водность Года	Период летнего простоя			Период зимне- весеннего простоя		
	$W_{нач}$, млн.м^3	$W_{кон}$, млн.м^3	$Q_{л-м}$	$W_{нач}$, млн.м^3	$W_{кон}$, млн.м^3	$Q_{л-м}$
Многоводный	195	186	9,0	>270	186	>85,0
Средневодный	141	186	-45,3	228	186	47,0
Маловодный	92,7	186	-93,3	178	186	-9,0

Сценарные расчеты солености вод лимана проводились в двух вариантах: с января, при начальной солености 26 ‰, и с конца зимне-весеннего простоя для маловодных лет при начальной солености 35 ‰. Результаты расчетов по первому варианту для лет различной водности приведены в табл. 2.2. Расчеты показали, что за период летнего простоя соленость вод лимана может возрасти с 22 до 29 ‰ в средневодный год, и с 25.5 до 51 ‰ – в маловодный. Поскольку наиболее опасным для

экосистемы исследуемого водоема являются маловодные годы, когда происходит обмеление водоема, повышается соленость его вод и температура в летний период, был рассмотрен сценарий двух последовательных маловодных лет. Полагалось, что в апреле второго маловодного года соленость вод в Тузовских лиманах равна 35 ‰, что согласуется с данными табл. 2.2. Из расчетов следует, что если во второй маловодный год не проводить раскрытия каналов осенью, то к концу апреля следующего года соленость вод лиманов повысится до 60 ‰. Если же в течение второго года совсем не производить раскрытия каналов и наполнения лиманов морской водой, то к декабрю соленость лиманных вод может повыситься до 200 ‰, т.е. до уровня, наблюдаемого в 30-х годах XIX-го века [5].

Таблица 2.2 – Соленость вод Тузовских лиманов в различные периоды года при сценарных расчетах

Водность года	Соленость воды, в ‰					
	море	началь- ная	в конце апреля- мае	в сентябре	в октябре	в апреле
		в лимане				
Много- водный	16.0	26.0	20.2	19.5	19.5	13.8
Средне- водный	16.0	26.0	22.2	29.4	26.1	21.5
Мало- водный	16.0	26.0	25.5	51.2	33.6	33.1

Таким образом, расчеты водно-солевого баланса группы Тузовских лиманов показали, что исторически сложившийся режим рыбохозяйственного использования водоемов, когда в песчаной пересыпи искусственно создаются несколько каналов, соединяющих лиман с морем, которые открываются весной – для впуска рыбы и летом – для ее отлова, является оптимальным и необходимым для сохранения современного хозяйственного статуса и экологического состояния водоема. По этим каналам происходит искусственное наполнение водоема морской водой, которая способствует относительному «распреснению» вод лиманов осенью и, в маловодные годы, весной. Простой расчет, с использованием приведенных ранее значений для условий средневодного (т.е. типичного) года показывает, что в период весеннего водообмена с морем из лиманов выводится большее количество солей, чем поступает осенью с морскими водами (870 и 700 т, соответственно).

Однако, как отмечалось ранее, при современной схеме рыбо- и водохозяйственного использования Тузовских лиманов их реальная рыбопродуктивность меньше потенциальных возможностей и продолжает снижаться. Поэтому возникает вопрос о реконструкции гидрологического и гидрохимического режимов лиманов путем обеспечения их непрерывного водообмена с морем в летний период через постоянно функционирующие искусственные прораны в пересыпи. Предполагается, что в результате увеличения водообновления и относительной стабилизации уровня воды, соленостный режим, а также качество вод лиманов приблизятся к морскому и лиман станет пригодным для воспроизводства большего числа видов рыб и других гидробионтов, встречающихся на прилегающей акватории моря.

В вышеуказанной постановке задача управления качеством вод экосистемы Тузовской группы лиманов сводится к определению оптимального числа искусственных проранов в косе и их местоположения для обеспечения максимального водообмена с прилегающей морской акваторией. Эта задача решалась с помощью упрощенного варианта гидродинамической модели [8], описанной в разделе 2.1. В частности, не учитывалась термохалинная составляющая суммарных течений, соленость вод рассматривалась как пассивная примесь.

На временных масштабах порядка естественно-синоптического периода интенсивность водообмена между лиманами и открытым морем определяется инициированными ветром сгонно-нагонными колебаниями (денивеляциями) уровня воды. При этом переток вод по каналам будет обеспечиваться различным характером ветровых денивеляций уровня воды в Тузовском водоеме и на прилегающей акватории моря. Следовательно, для корректного описания влияния сгонно-нагонных явлений на водообмен через узкие прораны в пересыпи расчетная область должна включать в себя не только акваторию лиманов, но и сопряженную с ней часть моря.

Гидродинамическое моделирование. На первом этапе гидродинамическая модель [8] использовалась для исследования особенностей циркуляции вод и сгонно-нагонных колебаний уровня воды в лиманах и на прилегающей акватории моря, с целью определения таких участков пересыпи, для которых перекося уровня между лиманом и морем, при характерном для района ветровом режиме, большую часть времени будет максимальным.

При расчетах акватория Тузовских лиманов покрывалась расчетной сеткой 65×22 узла с шагом 500 м (рис. 2.1). Учитывая малые глубины, использовались 4 расчетных уровня по вертикали в σ -системе координат.

Вторая расчетная область представляла собой акваторию западной части северо-западного шельфа Черного моря, южная граница которой проходит по $45^\circ 00'$ с.ш., а восточная – вдоль меридиана $31^\circ 10'$ в.д.

(рис. 2.2). Указанная акватория покрывалась расчетной сеткой 62×93 узла с шагом 2000 м. Использовались 10 расчетных уровней по вертикальной координате. Учитывалось влияние стока р.Дунай на денивелиацию уровня моря и формирование стоковых (градиентных) течений на участке расчетной области, примыкающей к Тузовским лиманам. При этом суммарный по всем рукавам расход р.Дунай полагался неизменным и равным $6460 \text{ м}^3 \text{ с}^{-1}$.

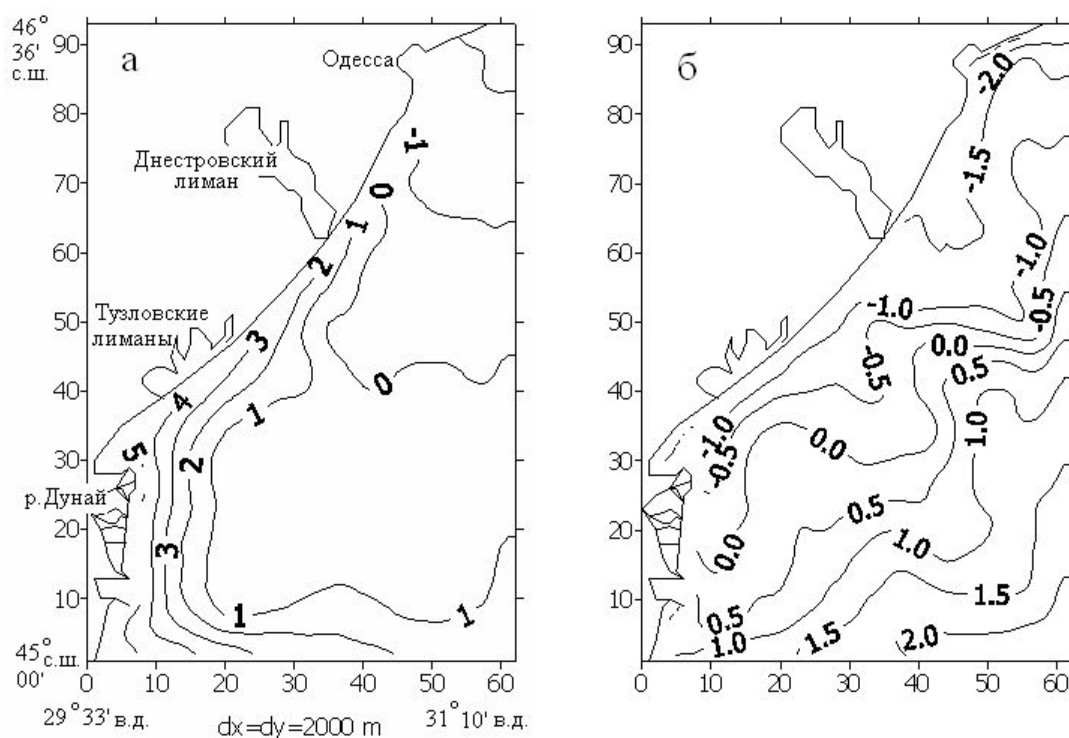


Рис. 2.2 – Рассчитанные по модели поля денивелиаций уровня моря (в см) в западной части северо-западного шельфа Черного моря при СВ (а) и СЗ (б) ветрах скоростью $8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$

Расчеты проводились для стационарных ветров восьми основных румбов: С, СВ, В, ЮВ, Ю, ЮЗ, З, СЗ, – скоростью 5 и $8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Как и следовало ожидать, наиболее сильные перекосы водной поверхности отмечаются при продольных, по отношению к оси Тузовского водоема, СВ и ЮЗ ветрах, а минимальные – при поперечных СЗ и ЮВ ветрах (рис. 2.3). Если при ветрах скоростью $5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ максимальный перекося уровня между южной и северной границами водоема составляет $\approx 10 \text{ см}$, то при усилении ветра до $8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ максимальный перекося превышает 30 см. В целом ветра (С, СВ, В, Ю, ЮЗ и З направлений), вызывающие явные перекося уровня между южной и северной частями водоема вдоль морской косы, имеют место летом в 70-80 % случаев (по данным [2] и ГМП Усть-Дунайск).

Характерной особенностью интегральной ветровой циркуляции вод в водоеме является интенсивный водообмен между лиманами Шаганы и Алибей через общую - нижнюю его часть, примыкающую к морской пересыпи. Напротив, водообмен между лиманами Бурнас, Карачаус и остальной частью водоема затруднен (рис. 2.4).

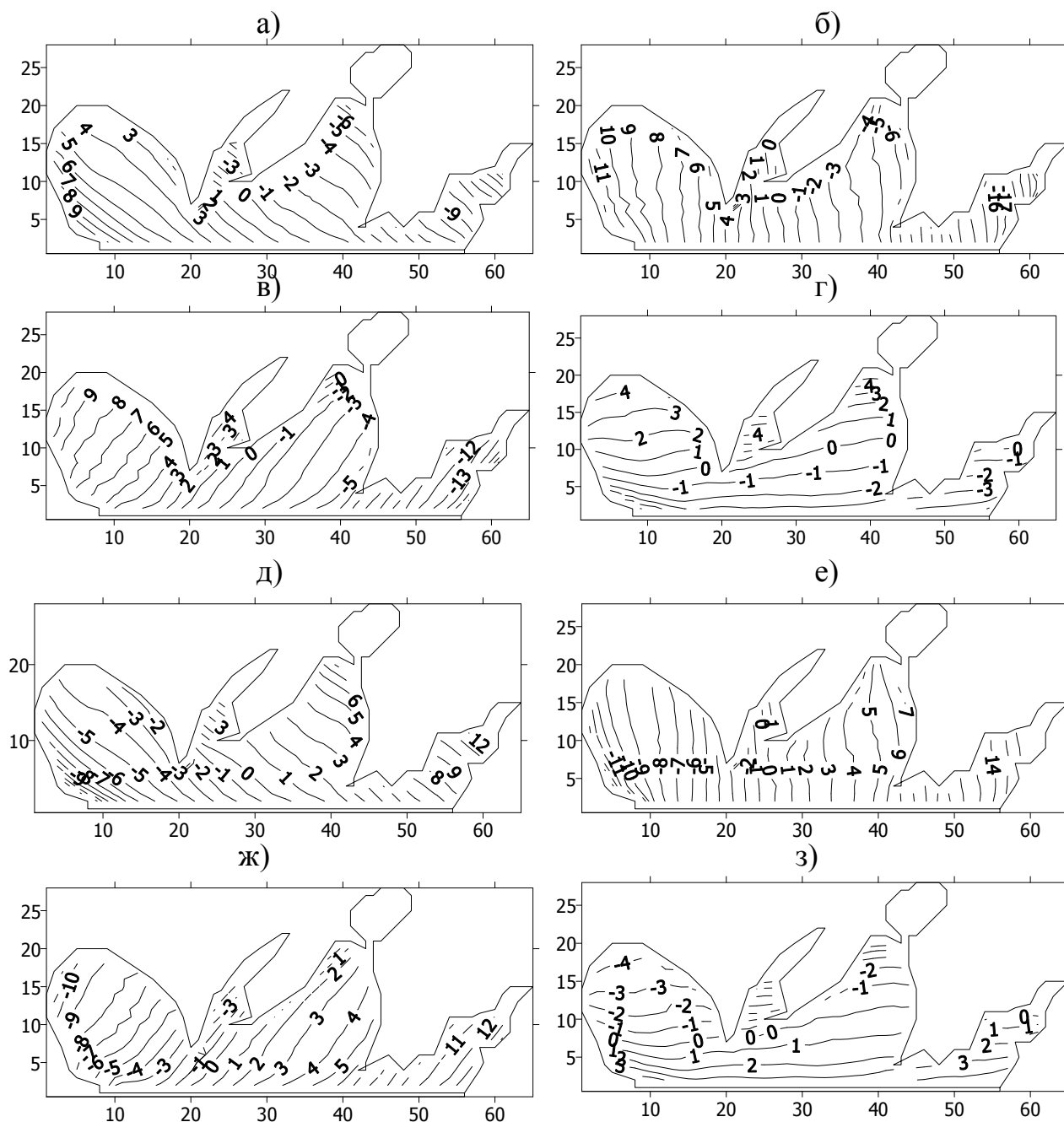


Рис. 2.3 – Ветровые денивелляции уровня в лиманах (в см) при ветрах С (а), СВ (б), В (в), ЮВ (г), Ю (д), ЮЗ (е), З (ж), СЗ (з) направлений скоростью 8 м/с

Расчеты для прилегающего к Тузловской группе лиманов участка северо-западного шельфа Черного моря показали (рис. 2.2), что

денивеляции уровня определяются взаимодействием ветровых и стоковых течений. При слабых ветрах под влиянием речного стока отметка уровня моря всегда выше либо равна отметке уровня воды в лиманах. Лишь при усилении ветра до $8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ в районе Тузловской пересыпи со стороны моря могут отмечаться слабые сгоны при З и СЗ ветрах. Причем, при ветрах одной силы амплитуда колебаний отметки уровня воды в море меньше, чем в водоеме. Это различие существенно возрастает при увеличении скорости ветра. Так, при ветре скоростью $8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ максимальный перекося уровня в лимане может достигать 30 см, в то время как со стороны моря перекося уровня вдоль косы не превышает нескольких сантиметров, а амплитуда колебаний уровня при ветрах различных направлений не превышает 7 см.

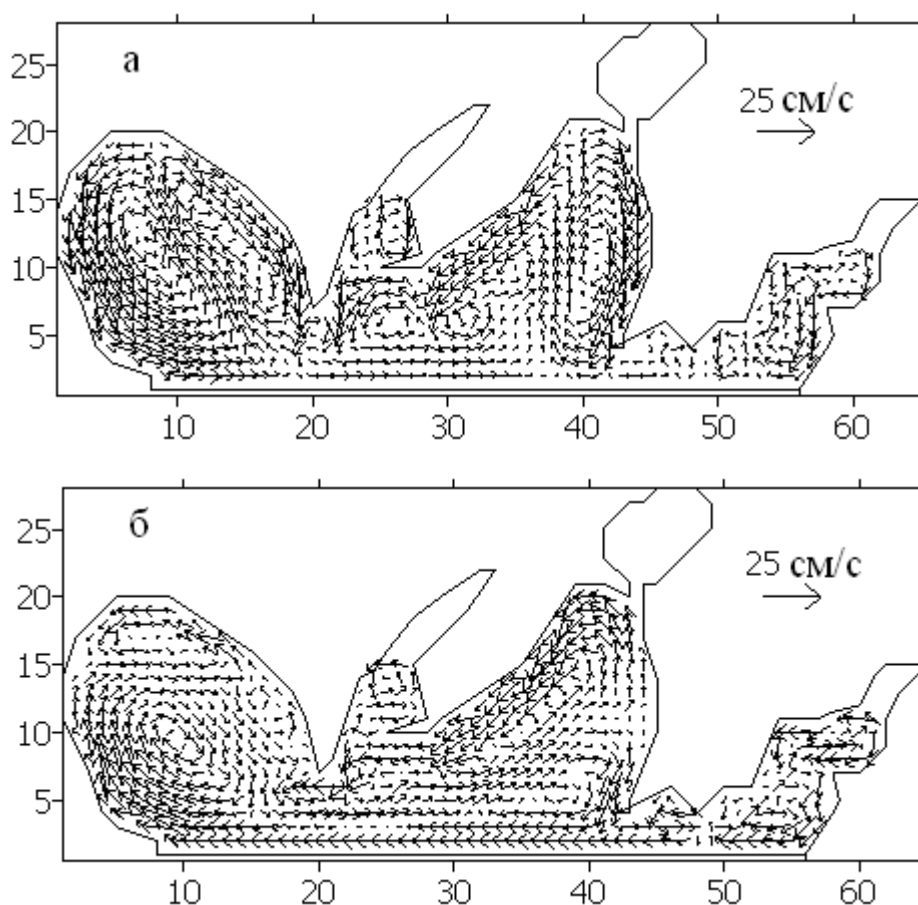


Рис. 2.4 – Поле интегральной по глубине циркуляции вод в Тузловских лиманах при северо-восточном (а) и северо-западном (б) ветрах скоростью $8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$

Таким образом, расчеты циркуляции вод и денивеляций водной поверхности при ветрах различных направлений и скорости, выполненные с помощью гидродинамической модели, свидетельствуют, что для обеспечения максимального водообмена с морем и обновления вод

Тузловского водоема оптимальным является размещение соединительных каналов в северной и южной частях песчаной пересыпи. Между этими точками водоема в 70-80 % случаев ветровых ситуаций образуется существенный перекоп водной поверхности. Кроме того, условно водоем можно разделить на две части, водообмен между которыми затруднен – это Бурнас и Шаганы – Алибей. В результате, в лимане Бурнас наблюдаются максимальные значения солености. Следовательно, чтобы обеспечить водообновление в обеих частях водоема, необходимо иметь соединительный канал в каждой из них.

Для проверки этих логических рассуждений, основанных на расчетах циркуляции вод и ветровых деформаций водной поверхности в лиманах, были проведены численные эксперименты с гидродинамической моделью, в которых в качестве показателя интенсивности водообновления, эффективности различных управленческих и инженерных решений выступает соленость вод в Тузовских лиманах.

Моделирование водо- и солеобмена Тузовских лиманов с морем выполнялось в период с 1 мая по 30 сентября, при ветровых условиях за 2002 г. по данным ГМП Усть-Дунайск. Скорость и направление ветра задавались с дискретностью 3 часа и усваивались моделью в ходе счета. В крайних точках морской границы с такой же дискретностью задавались возмущения уровня моря, рассчитанные при аналогичных ветровых условиях по модели, адаптированной к акватории прилегающей части Черного моря. Соленость вод на морских границах задавалась однородной и, в соответствии с данными атласа [1], увеличивалась с 12 ‰ в мае до 15 ‰ – в сентябре. Начальная (в мае) соленость вод в Тузовском водоеме, согласно [5], полагалась равной 21 ‰, а распределение ее по пространству водоема – однородным.

Первоначально моделировалась динамика вод лиманов и изменчивость их солености с мая по сентябрь при отсутствии водообмена с морем (рис. 2.4). Предполагалось, что за расчетный период максимальная глубина водоема уменьшится за счет испарения на 0,9 м по сравнению с исходной 3,4 м в начале мая, что соответствует ситуации экстремально маловодного года в водно-балансовых расчетах. Расчеты, выполненные с использованием гидродинамической модели, показали (рис. 2.6.а), что при таких условиях минерализация вод к концу сентября повысится на акватории лиманов Шаганы и Алибей до 38,4-38,7 ‰, а в лиманах Карачаус и Бурнас – до 43,4 и 43,7 ‰, по сравнению с весенней (21 ‰), когда существует естественный водообмен с морем.

Для оценки эффективности различных вариантов строительства соединительных каналов в песчаной пересыпи, отделяющей Тузовские лиманы от моря, была проведена серия численных экспериментов с моделью, в которых рассчитывалось распределение солености на акватории водоема при наличии искусственно обеспечиваемого

нерегулируемого водо- и солеобмена с морем (рис. 2.5). Рассматривались следующие варианты:

- 1) единственный соединительный канал шириной 50 м, расположенный в северной части пересыпи (л.Бурнас);
- 2) единственный соединительный канал шириной 50 м, расположенный в южной части пересыпи (л.Шаганы);
- 3) два соединительных канала шириной 50 м, один из которых расположен в центральной части пересыпи (л.Алибей), а второй – в ее северной части (л.Бурнас);
- 4) два соединительных канала шириной 50 м, один из которых расположен в южной части пересыпи (л.Шаганы), а второй – в северной ее части (л.Бурнас).

Во всех вариантах водообмен через каналы не регулировался и обеспечивался денивелизациями уровня моря как в Тузловском водоеме, так и на прилегающей акватории.

Наиболее эффективным, для обеспечения максимального водообмена с морем и поддержания солености вод в водоеме на стабильно низком уровне, является вариант 4. При его реализации, в течение всего расчетного периода минимальная соленость вод (до 17 ‰) будет наблюдаться в л. Бурнас, а максимальная (до 23 –24 ‰) – в л. Шаганы и л.Карачаус (рис. 2.6.д). При ширине каналов 50 м в отдельные моменты времени скорость течений в канале достигает 60 см/с (рис. 2.5).

Смещение южного соединительного канала ближе к центру водоема (вариант 3) приводит к уменьшению водообмена с морем и водообновления лиманов Шаганы и Карачаус, где минерализация вод к концу расчетного периода повышается до 24-26 ‰ (рис. 2.6.г).

Если же оставить только один соединительный канал в северной части пересыпи, прилегающей к лиману Бурнас (вариант 1), то соленость вод в лиманах Шаганы и Карачаус повысится до 28-29 ‰ (рис. 2.6.б), хотя в северной части водоема она по-прежнему останется низкой (до 18 ‰).

При сооружении только одного канала, расположенного в южной части пересыпи, прилегающей к лиману Шаганы (вариант 2), соленость вод в этой части лимана к концу расчетного периода повысится до 23 ‰, а в лиманах Карачаус и Бурнас – до 32 – 36 ‰ (рис. 2.6.в).

При анализе полученных результатов соленость Тузловских лиманов рассматривалась как показатель качества вод водоема по сравнению с морскими водами, а также как показатель интенсивности водообмена с морем и водообновления в лиманах. Следовательно, при реализации варианта 4 мы получаем максимальную промываемость Тузловских лиманов и обновление их вод морскими. Качество вод лиманов, в этом случае, будет определяться качеством втекающих морских вод.

Если же ограничиться строительством единственного канала, то большего водообновления можно добиться, если разместить его в северной

части косы, прилегающей к л.Бурнас. Однако в этом случае водоем перестанет быть проточным и превратится в накопитель соли и загрязняющих веществ, поступающих с морскими водами.

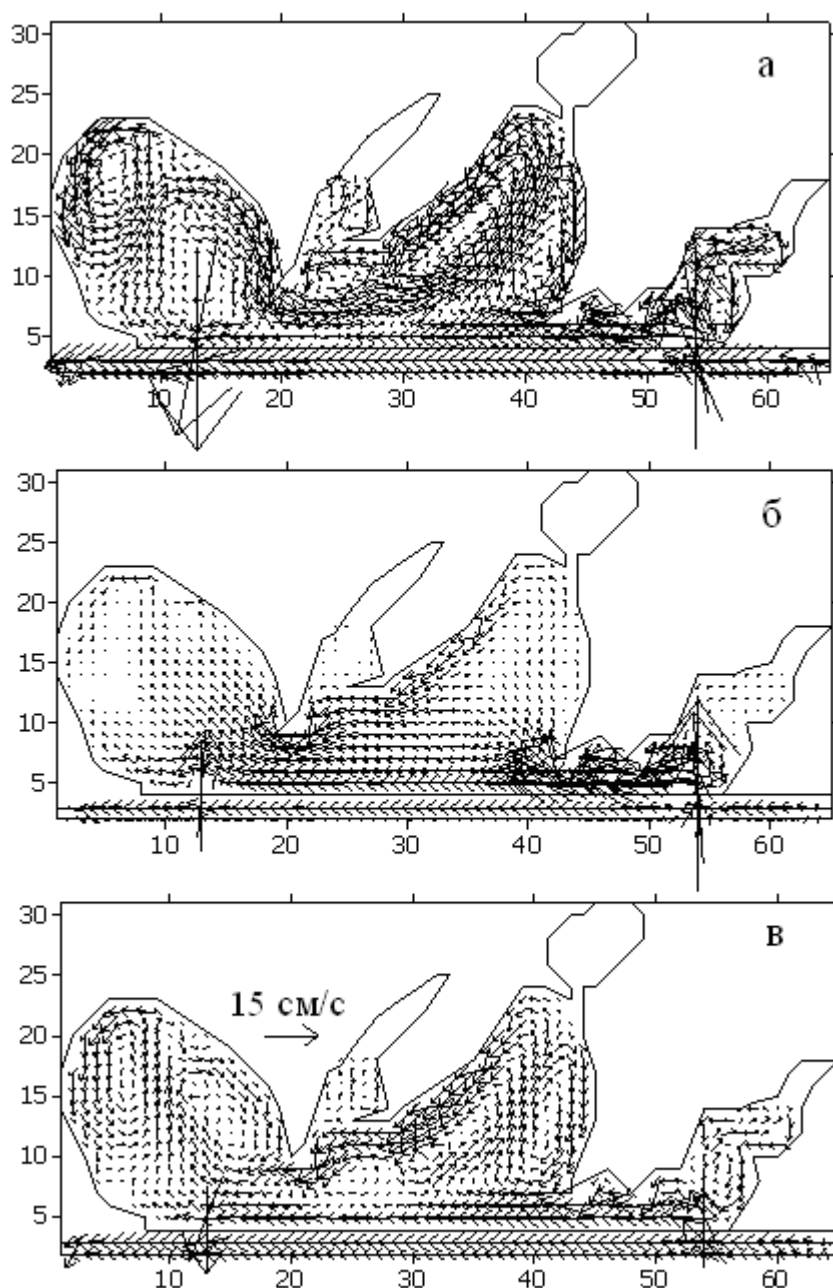


Рис. 2.5 – Поле интегральных по глубине течений в Тузовских лиманах и на прилегающей акватории моря при наличии соединительных каналов в северной и южной частях пересыпи, соответствующее датам (данные о ветре за 2002 г.): 30 мая (а); 20 июля (б); 20 августа (в)

Заметим, что хотя изменения температурных условий в лиманах при строительстве постоянно функционирующих соединительных каналов не рассматривались, но понятно, что их формирование тесно связано и, в

значительной степени обусловлено, глубинами лиманов: при уменьшении глубин увеличивается прогрев вод летом и охлаждение (до замерзания) – зимой. В случае строительства даже одного постоянно функционирующего летом соединительного канала, падения отметки воды в лиманах за счет интенсивного испарения удастся избежать, а, следовательно, уменьшится и летний прогрев их вод.

Следующая задача, которая решалась, заключалась в определении оптимальных размеров соединительных каналов в косе для стабилизации гидрологического и гидрохимического режимов Тузовских лиманов. При этом, как и ранее, в качестве критерия оценки эффективности решений использовалась соленость вод в лиманах.

Исследовались два основных сценария водопользования:

- сохранение современного режима рыбохозяйственного использования лиманов путем наполнения в осенне-зимний период морской водой через стационарные искусственные прораны в пересыпи;
- реконструкция гидрологического и гидрохимического режимов лиманов путем обеспечения непрерывного водообмена с морем в летний период через постоянно функционирующие искусственные прораны в пересыпи.

При моделировании первого сценария исследовалась скорость нерегулируемого наполнения и относительного распреснения Тузовских лиманов в период с третьей декады сентября до конца года за счет водообмена с морем через два канала, расположенных в противоположных концах пересыпи. Поскольку для обеспечения необходимой пропускной способности каналов мы не можем варьировать их глубиной (она лимитируется глубинами около 0,5 м со стороны лимана и моря в месте расположения каналов), то задача заключалась в определении оптимальной ширины этих каналов.

Для учета влияния на водообмен с морем сгонно-нагонных колебаний уровня воды в лиманах, расчеты проводились при ветровых условиях, наблюдаемых в 2002 году на ГМП Усть-Дунайск. При этом, отметка уровня воды в каналах со стороны моря задавалась неизменной. Рассматривались два случая превышения отметки уровня моря над отметкой уровня воды в водоеме к концу летнего периода изоляции: на 20 и 50 см. Соленость вод в лиманах в начальный момент полагалась равной 39 ‰, а соленость втекающих морских вод задавалась равной 15 ‰.

Ранее было показано, что вследствие особенностей морфологической структуры, водообмен между лиманом Бурнас и остальной, значительно большей частью водоема, затруднен. Исходя из соотношения объемов вод двух указанных частей водоема, можно предположить, что для распреснения л.Бурнас понадобится соединительный канал значительно меньшей ширины, чем в южной части водоема (л.Шаганы).

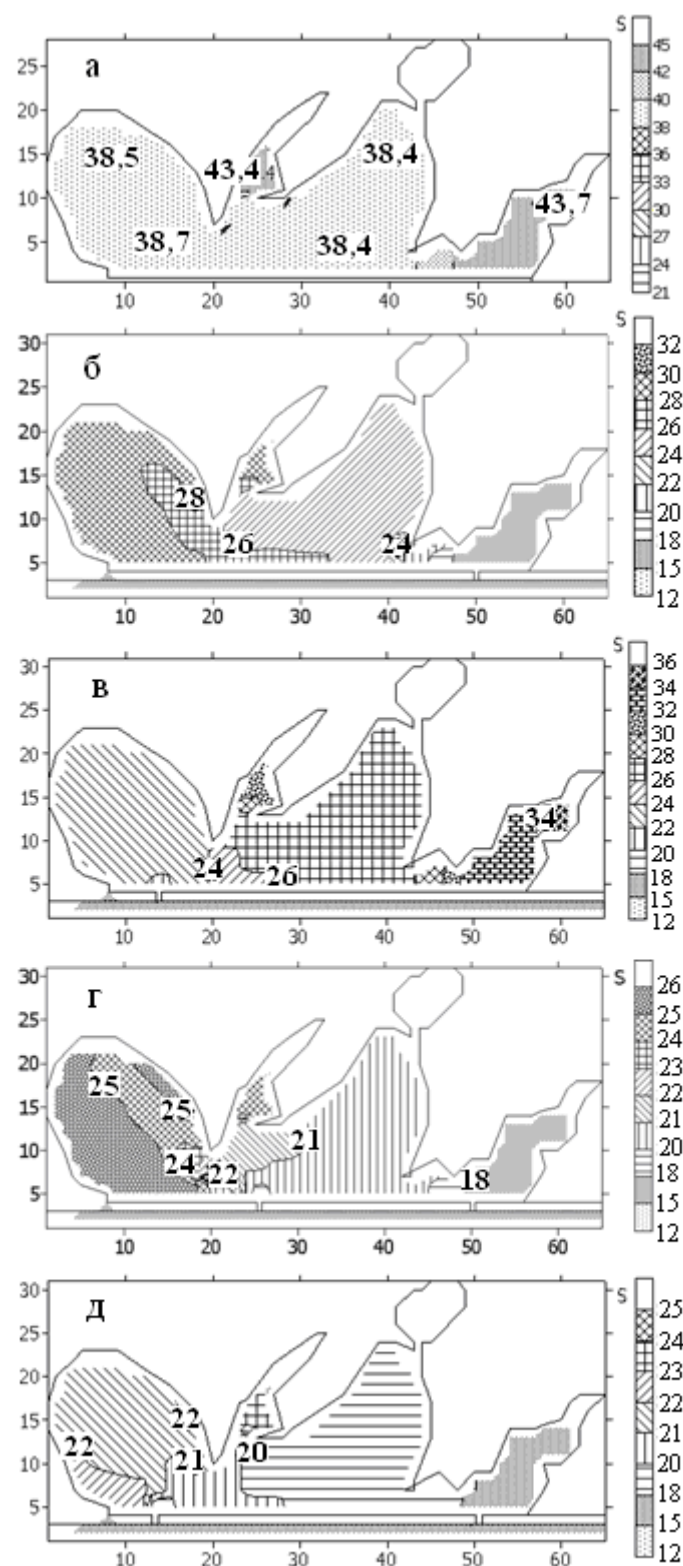


Рис 2.6 – Рассчитанное по модели пространственное распределение солености (‰) на 20 сентября (ветер за 2002 г.) при отсутствии водообмена с морем (а) и реализации альтернативных вариантов: 1 (б); 2 (в); 3 (г); 4 (д)

В ходе рекогносцировочных исследований на местности были обнаружены остатки сильно обмелевшего искусственного канала шириной 5 м, соединяющего ранее л.Бурнас с морем. Исходя из требования минимизации затрат на строительство каналов и опыта рыбохозяйственного использования лиманов, в первой серии численных экспериментов ширина обоих каналов задавалась равной 5 м. Каналы располагались в узлах (15, 1) и (54,1) расчетной сетки (см. рис. 2.1).

Результаты расчетов представлены на рис. 2.7 – 2.8. Следует обратить внимание на следующие особенности. При указанной ширине проливов заполнение лиманов морской водой до отметки уровня моря происходит до начала – середины декабря. Под действием господствующих в осенне-зимний период года ветров северных румбов, между северной и южной частями водоема в течение расчетного периода образуются экстремальные перепады уровня воды (рис. 2.7), которые способствуют водообмену лиманов с морем. К концу расчетного периода соленость вод в лимане Бурнас понижается до 24 ‰, в то время как в лиманах Шаганы и Алибей – лишь до 34 ‰.

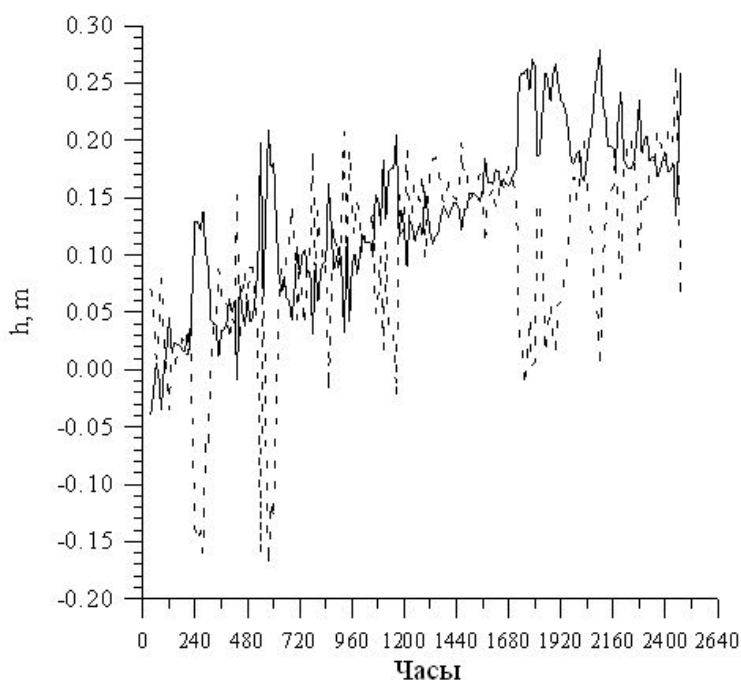


Рис. 2.7 – Изменчивость отметки уровня воды, в м, в лиманах Бурнас (пунктир) и Шаганы (сплошная кривая) за период с 21 сентября по 31 декабря при наличии 2-х каналов шириной 5 м в пересыпи и начальном превышении отметки уровня моря 0,2 м

Приведенные результаты расчетов свидетельствуют, что два канала шириной в 5 м, расположенные в северной и южной частях пересыпи, обеспечивают значительное распреснение вод в л.Бурнас, но недостаточны для эффективного распреснения остальной части водоема. Следовательно,

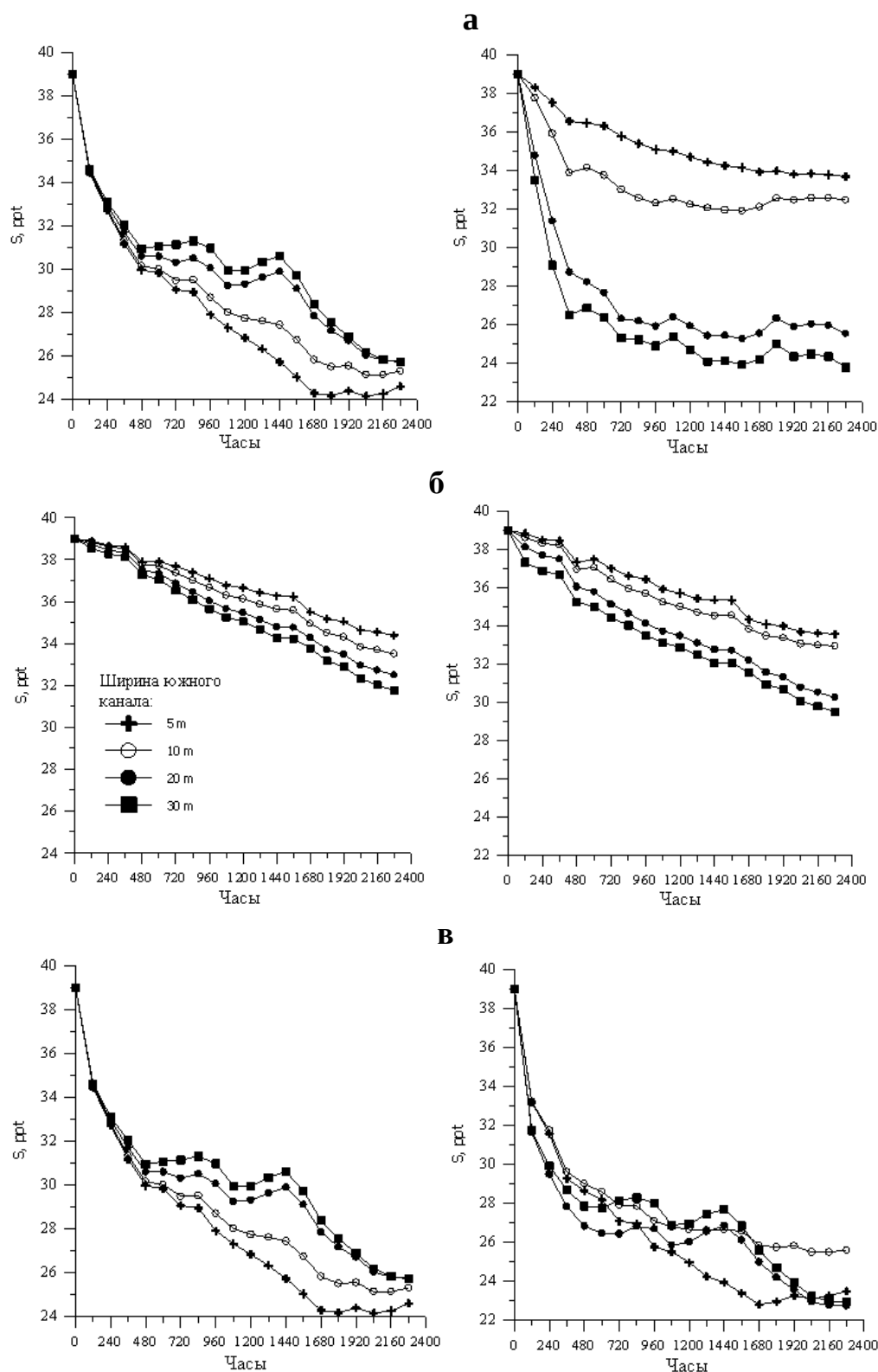


Рис. 2.8 – Изменчивость солености вод в лиманах Шаганы (а), Алибей (б), Бурнас (в) в период с 21 сентября по 31 декабря, при начальном превышении отметки уровня моря над невозмущенным уровнем воды в водоеме равном 0,2 м (слева) и 0,5 м (справа), и наличии 2-х каналов в пересыпи: шириной 5 м – в лимане Бурнас; 5, 10, 20, 30 м – в лимане Шаганы

в силу указанных ранее причин, ширина южного канала должна быть увеличена. Результаты расчетов изменчивости солености вод в лиманах при различной ширине канала в л.Шаганы приведены на рис. 2.8.

Видно, что наиболее эффективным является увеличение ширины южного канала до 20 м. При дальнейшем увеличении ширины до 30 м соленость вод в лиманах понижается лишь на несколько промилле. Максимальные значения в пространственном распределении солености отмечаются в лимане Алибей (рис. 2.9). Увеличение ширины северного канала (в л.Бурнас) до 10 м приводит к снижению солености вод в этом лимане до 21 ‰, но лишь незначительно влияет на соленость вод в лиманах Алибей и Шаганы (рис. 2.10).

Таким образом, расчеты для первого сценария водопользования показали, что для наполнения водоема в осенне-зимний период в течение 3-4 декад, оптимальным является сооружение 2-х каналов: шириной 5 м – в л.Бурнас и 20 м – в л.Шаганы. При начальном перепаде отметок уровня воды в море и лимане 0,5 м скорость течения в каналах в момент их открытия может достигать 2 м/с, но при стабилизации уровня – не превышает 1 м/с.

Исходя из полученных результатов, проводились расчеты для второго сценария водопользования, когда каналы указанной выше ширины остаются открытыми весь летний период для компенсации падения уровня в водоеме и осолонения его вод за счет испарения. Расчет велся с 1 мая по 30 сентября, с усвоением описанной ранее информации на границах расчетной области (когда рассматривались соединительные каналы шириной 50 м).

Моделирование случая функционирования в летний период двух соединительных каналов определенной ранее ширины (северного – 5 м и южного – 20 м) показало, что соленость вод в середине сентября в лиманах Шаганы и Бурнас составит 26 - 28 ‰, в л. Алибей – 28-29 ‰ и лишь в л.Карачаус превысит 30 ‰ (рис. 2.11).

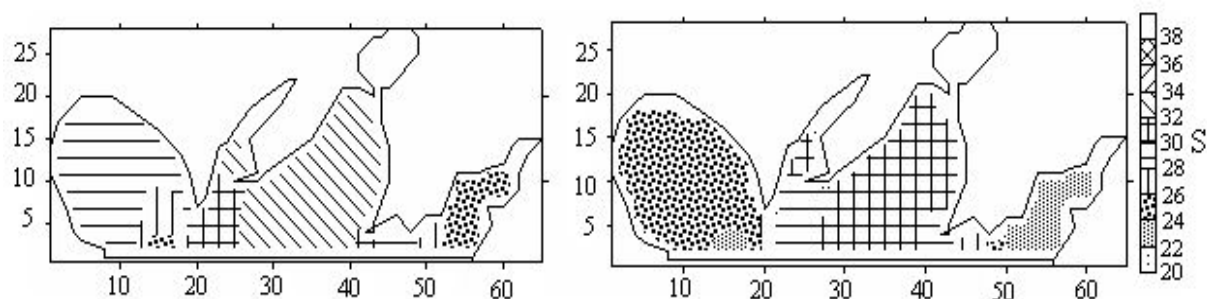


Рис. 2.9 – Соленость вод (‰) в Тузовских лиманах в конце декабря при наличии двух каналов: шириной 5 м – в л. Бурнас и 20 м – в л. Шаганы, и начальном превышении отметки уровня моря 0,2 м (слева) и 0,5 м (справа)

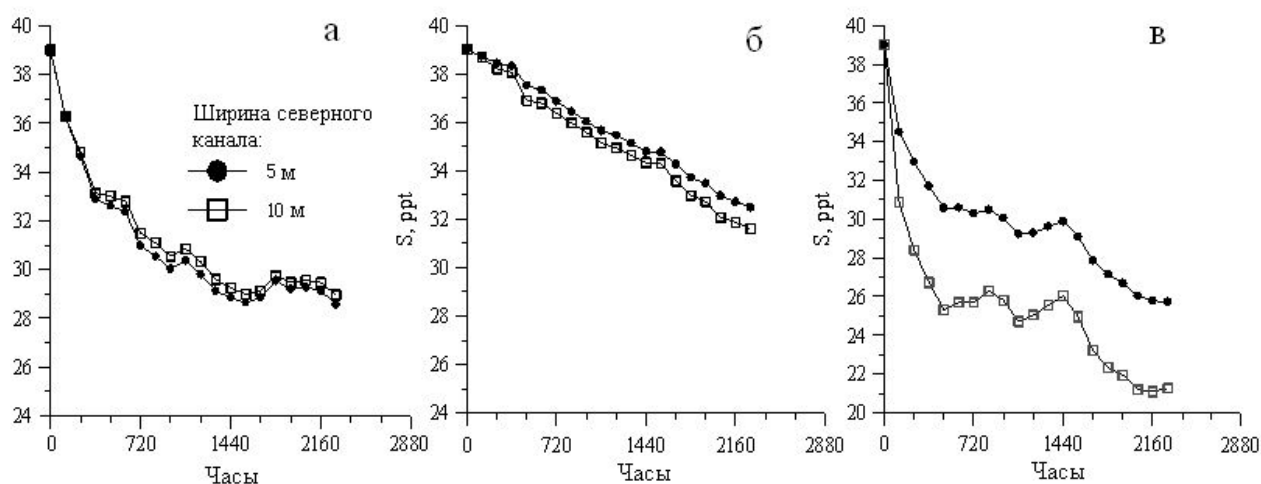


Рис. 2.10 – Изменчивость солености вод (‰) в лиманах Шаганы (а), Алибей (б), Бурнас (в) за период с 21 сентября по 31 декабря при начальном превышении отметки уровня моря 0,2 м и ширине каналов в л.Шаганы 20 м, а в л.Бурнас – 5 и 10 м

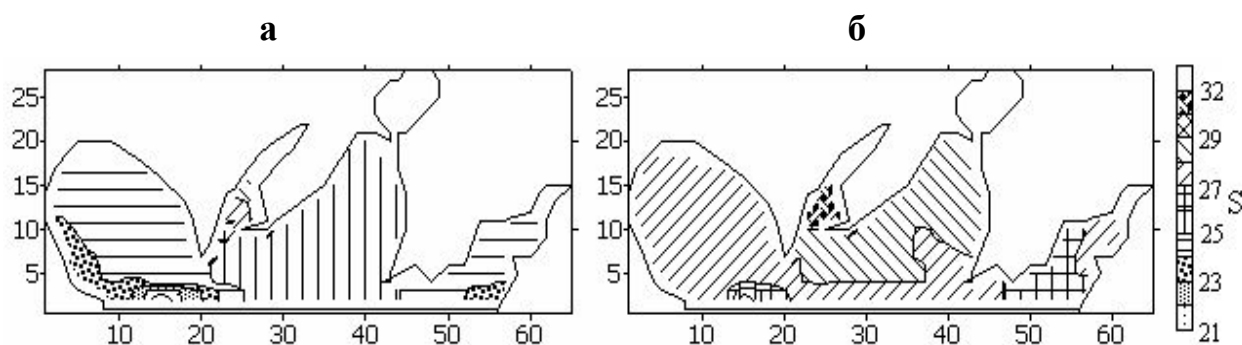


Рис. 2.11 – Соленость вод (‰) Тузовских лиманов в конце июля (а) и середине сентября (б), при функционировании в летний период двух каналов: шириной 5 м – в лимане Бурнас и 20 м – в лимане Шаганы

Выводы. Расчеты водно-солевого баланса группы Тузовских лиманов показали, что исторически сложившийся режим их рыбохозяйственного использования является оптимальным и необходимым для недопущения обмеления, осолонения водоема и деградации его экосистемы. Однако, учитывая, что современная рыбопродуктивность лиманов намного меньше потенциальной и имеет тенденцию к дальнейшему снижению, представляется целесообразным рассмотреть вариант превращения водоема из закрытого типа в открытый, при котором искусственным путем обеспечивается свободный водообмен с морем. При этом гидрологические и гидрохимические характеристики вод лиманов приблизятся к наблюдаемым на прилегающей морской

акватории и большее число встречающихся в этом районе моря видов рыб сможет использовать кормовую базу лиманов для воспроизводства.

Модельные расчеты, в которых соленость вод Тузовских лиманов рассматривалась как показатель качества вод водоема по сравнению с морскими водами, показали, что для стабилизации гидрологического и гидрохимического режимов лиманов, путем обеспечения водообмена с морем, оптимально строительство двух каналов в песчаной пересыпи: в л.Бурнас (северный) – шириной 5 м и л.Шаганы (южный) – шириной 20 м. Глубина каналов 0,5 м. При этом удастся избежать чрезмерного обмеления и осолонения Тузовских лиманов в летний период, особенно в маловодные годы.

ГЛАВА 3

РЕГУЛИРОВАНИЕ ГИДРОЭКОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ДОФИНОВСКОГО ЛИМАНА

Дофиновский лиман (Большой Аджалыкский или Бюю-Аджалык) расположен восточнее г.Одессы и относится к группе Причерноморских лиманов, водообмен которых с открытым морем искусственно регулируется. В связи с экологическими проблемами лимана (обмеление, эвтрофирование и ухудшение качества вод, случаи заморов) и интенсивным развитием аквакультуры на его акватории, особую актуальность приобретает задача разработки научно-обоснованных рекомендаций для стабилизации и улучшения гидрологического и гидрохимического режимов лимана.

Ранее изменчивость гидрологических и гидроэкологических характеристик Дофиновского лимана обсуждалась в работах [1-3].

Авторами использовались данные морфологических исследований акватории лимана, наблюдения за изменчивостью уровня, температуры и солености воды в лимане, выполненные специалистами Одесского филиала Института биологии южных морей НАН Украины в 1999–2007 гг., материалы многолетних гидрометеорологических наблюдений на МГС Одесса-порт и МГФЛ ОГЭКУ.

Физико-географическая и гидроэкологическая характеристика. Дофиновский лиман расположен в 6 км к востоку от современной городской черты г. Одессы. Он вытянут в меридиональном направлении с ЮЮЗ на ССВ и отделен от моря пересыпью из песка и ракуши шириной 100 – 150 м и протяженностью 800 м.

Образовался лиман в результате трансгрессии моря на долину реки Большой Аджалык. В настоящее время река, длина которой ранее достигала 25 – 30 км, практически прекратила свое существование.

Площадь водосбора бассейна Дофиновского лимана с учетом бассейна р.Большой Аджалык и Черной балки $\approx 110 \text{ км}^2$, из них площадь водосбора собственно лимана $\approx 50 \text{ км}^2$. По обоим берегам лимана имеется несколько балок, устья которых подходят к урезу воды. По этим балкам происходит боковой приток вод при выпадении осадков и таянии снега.

Морфологические характеристики составных частей лимана при НПУ = -0,3 м БС приведены в табл. 3.1. Лиман состоит из двух бассейнов: Малого и Большого (рис. 3.1а), которые соединяются проливом шириной $\approx 150 \text{ м}$. Глубины в Малом бассейне значительно меньше, чем в Большом. Особенно мелководна северная часть, в которой обнажаются обширные площади дна при понижении уровня воды, вызванном интенсивным испарением летом, а также при развитии сгонно-нагонных колебаний, инициированных ветровым воздействием. Из-за мелководности северной

части длина лимана существенно зависит от уровня воды: при уровне минус 0,3 м БС она составляет 7 км, при 0,25 м БС – 8,1 км, при 0,6 м БС – 9,5 км (март 2003 г.).

Таблица 3.1 – Основные морфометрические характеристики лимана.

Характеристики при НПУ	Малый бассейн	Большой бассейн	Александровский пруд
Площадь, км ²	1,12	4,15	0,75
Объем, км ³	0,35·10 ⁻³	3,42·10 ⁻³	1,50·10 ⁻³
Средняя глубина, м	0,30	0,80	2,00
Максимальная глубина, м	0,65	1,10	3,60
Длина по оси, км	2,40	4,50	2,90
Средняя ширина, км	0,50	0,95	0,20
Максимальная ширина, км	0,75	1,45	0,35

Примыкающий к северо-западной части Большого бассейна пресный Александровский пруд имеет искусственное происхождение. Он сооружен в ложе Черной балки в 60-х годах прошлого столетия для водоснабжения Кулиндоровского промузла. В северо-западную часть пруда производится сброс сточных вод Кулиндоровского промузла объемом 1 – 2 тыс. м³/сут, с минерализацией 0,5 г/дм³. Пруд отделен от Большого бассейна дамбой с гидроузлом, через который происходит перелив воды в лиман. Край переливного створа гидроузла расположен на 3,2 м выше НПУ лимана. Интенсивность поступления воды (с минерализацией 1,0 – 1,2 г/дм³) из Александровского пруда в лиман через гидроузел колеблется от 1 до 8 тыс. м³/сут в зависимости от количества выпавших осадков.

По балке на южной окраине с. Александровка происходит сброс воды в лиман из системы прудов, расположенных на территории села. Объем сброса составляет в среднем 200 – 300 м³/сут (максимум 500 м³/сут) с минерализацией воды 1,1 – 1,3 г/дм³.

К началу 1990-х годов Дофиновский лиман характеризовался прогрессирующими процессами высыхания и осолонения, малыми глубинами (максимальная глубина в 1992 г. составляла 0,7 м), крайне бедной ихтиофауной и бентосом.

В начале XIX века лиман с морем соединял канал, но уже в засушливом 1853 г., когда канал не функционировал, лиман высох почти полностью. Во второй половине XIX века водность лимана восстановилась и в сентябре 1893 г. уровень его был только на 19 см ниже уровня моря. Однако, в дальнейшем этот лиман по своим природным характеристикам вплотную приблизился к категории лимана-солонца, т.е. последней стадии деградации экосистемы этих водоемов. Перехват стока р. Большой

Аджалык, вызванный сооружением прудов в ее долине, оказал самое негативное воздействие на лиман. В XX столетии Дофиновский лиман пережил несколько периодов, когда процессы высыхания и осолонения достигали критических значений. Это происходило в конце 20-х, в конце 40-х – начале 50-х и в первой половине 90-х годов прошлого века. В эти периоды значительная часть лимана высыхала, а соленость вод приближалась к 100 ‰.

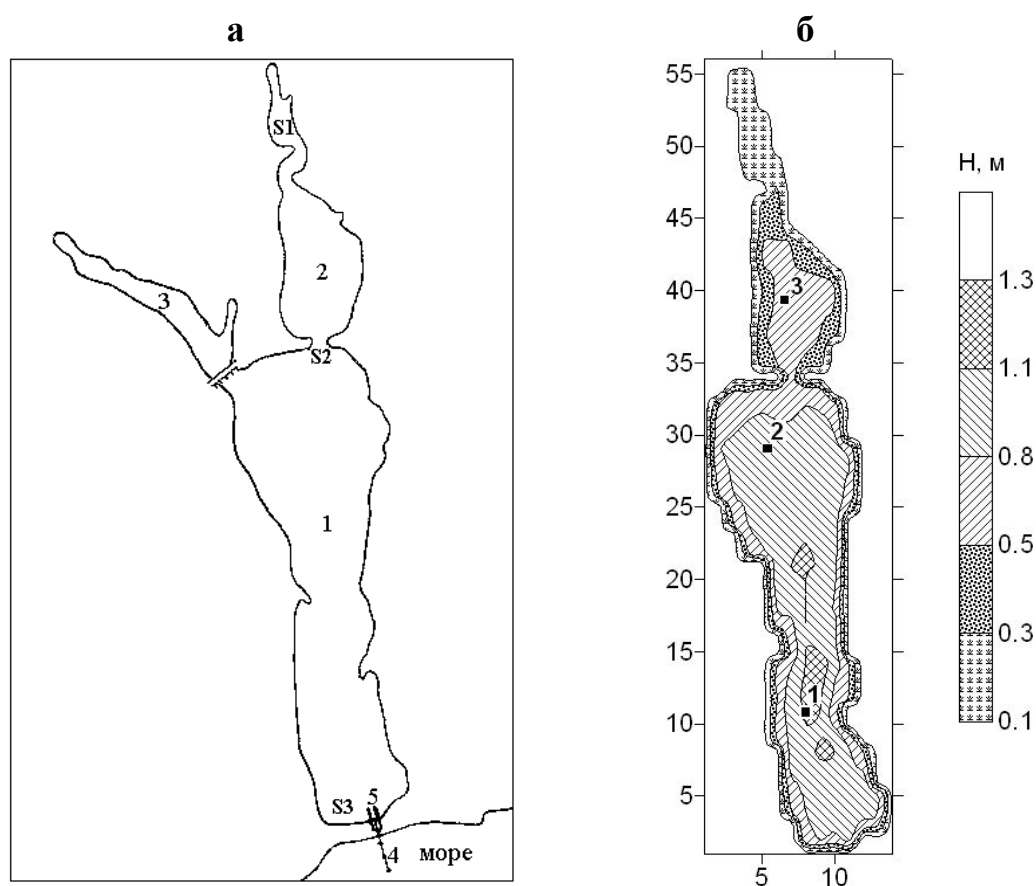


Рис. 3.1 – Схема (а) и батиметрическая карта (б) расчетной области Дофиновского лимана. Обозначения: а) 1 – Большой бассейн; 2 – Малый бассейн; 3 – пресноводный Александровский пруд; 4 – трубопровод; 5 – канал. S1, S2, S3 – пункты натурных наблюдений; б) глубины, в м, при отметке уровня воды минус 0,3 м БС. Цифрами отмечены точки, в которых выводятся ряды временной изменчивости моделируемых величин. Оси координат размечены в шагах расчетной сетки с горизонтальным шагом $\Delta x = \Delta y = 135$ м

В 1993 – 1994 гг. площадь водного зеркала лимана сокращалась более чем на четверть, а максимальное значение солености воды достигло 94 ‰ [1].

Ввиду малых глубин и высокой солености воды водоем относился к числу абсолютно бесперспективных для ведения рыбного хозяйства.

Единственным вариантом спасения лимана от полной деградации было установление регулярного водообмена с морем.

В 1997 г. начаты работы по программе “Восстановление экологической системы лимана”, которую выполняет фермерское хозяйство “Восход”. На первом этапе (с 1998 по июнь 2002 гг.) осуществлялся периодический водообмен с морем по каналу длиной ≈ 100 м, который прокладывался через песчаную пересыпь. Время функционирования канала зависело от интенсивности гидродинамических процессов в море, потому что, как правило, в первый же шторм устье канала замывалось песком и водообмен прекращался. Несмотря на довольно короткие отрезки времени работы канала, начиная с 1998 г. наметились позитивные тенденции в изменении экологической ситуации на акватории лимана. Увеличился объем вод в лимане, произошла некоторая стабилизация уровня и солености, повысилась прозрачность воды, что создало более благоприятные условия для жизни гидробионтов.

К июлю 2002 г. в основном было закончено строительство комплекса гидротехнических сооружений на пересыпи, который должен обеспечивать постоянный водообмен лимана с морем и регулирование его водно-солевого режима. Комплекс состоит из канала со средней глубиной около 2 м, выдвинутого в лиман и ограниченного шпорами из насыпного грунта длиной 100 м. Канал отделен от моря песчаной перемычкой шириной 30 – 40 м. Через перемычку проложен трубопровод длиной 250 м с диаметром трубы 920 мм и выходом ее в море на глубину 3 м. Длина морской части трубопровода составляет 200 м. На оголовке трубы в канале стоит заслонка, позволяющая регулировать объем воды, проходящий по трубопроводу. Движение воды обеспечивается перепадом уровней в системе лиман-море.

В начале июля 2002 г. гидроузел начал действовать, что сразу же оказало позитивное влияние на гидроэкологический режим лимана. Жарким летом 2002 г. работа гидроузла позволила избежать его катастрофического высыхания. В июне-августе объем испарения с площади водной поверхности лимана превысил объем выпавших на его акваторию осадков, как минимум, в 3 раза. К середине лета уровень воды в лимане понизился на 40 см по сравнению с его значением в марте. Возникла опасность осушения больших участков дна в северной части лимана и значительного повышения солености воды. Поступление морской воды по трубопроводу в лиман позволило стабилизировать его уровень, который во второй половине августа начал медленно повышаться. Соленость вод лимана от весны к осени непрерывно возрастала. В Большом бассейне с марта по октябрь она выросла на 10 ‰. В Малом бассейне за тот же период соленость выросла на 17 ‰, а максимальное значение в начале сентября отмечено в северной части (точка S1, рис. 3.1б)

– 52,4 ‰. В марте-октябре 2002 г. значения солености воды в среднем составили в точках: S1 – 31,7 ‰; S2 – 22,6 ‰; S3 – 21,0 ‰.

Уменьшение интенсивности испарения с акватории лимана во второй половине осени и увеличение количества осадков привели к повышению уровня водоема. При увеличении повторяемости северных и северо-западных ветров, дующих вдоль оси лимана, активизировались реверсивные движения потоков воды через трубопровод, что улучшило водообмен, увеличило водную массу лимана и привело к снижению солености воды. Таким образом, несмотря на интенсивное испарение, регулярный водообмен позволил поддерживать процессы восстановления экосистемы лимана.

Широкое распространение в лимане получили водоросли-макрофиты и высшие водные растения. Макрофиты своей корневой системой укрепили донные грунты, состоящие в основном из ила с ракушей. Это уменьшило мутность воды, которая всегда была очень высокой в лимане, т.к. даже слабое ветровое волнение взмучивало верхний слой донных осадков, что создавало неблагоприятные условия для гидробионтов. Увеличилась прозрачность воды, которая ранее в летний период не превышала 15 – 20 см, а сейчас составляет 50 – 70 см.

В результате выполнения мероприятий по восстановлению экосистемы, в лимане появились промысловые скопления рыбы (кефали, бычков, атерины, камбалы-гlossы) и креветки. В 2002 г. рыбопродуктивность водоема достигла 18 кг/га.

После теплого летнего сезона 2002 г. наступила аномально холодная зима 2002 – 2003 гг., во время которой средняя температура воздуха была на 3 °С ниже климатической нормы региона.

Значительное понижение температуры воздуха в конце осени привело к началу льдообразования на лиманах в первой декаде декабря 2002 г. Вследствие мелководности в Дофиновском лимане произошло быстрое охлаждение воды до минус 1,5 °С. Уже к 8 декабря 2002 г. вся акватория была покрыта льдом, который полностью сошел только в конце марта 2003 г. Максимальной толщины (45 – 47 см) лед достиг в феврале 2003 г.

Поступление паводковых вод в начале февраля на покрытый льдом Дофиновский лиман привело к увеличению его протяженности на север с 8 до 9 км, причем вновь образовавшаяся часть лимана глубиной 15 – 20 см вскоре промерзла до дна. Подо льдом в Малом бассейне лимана воды с соленостью 2 – 5 ‰ и температурой 0,1 – 0,4 °С заполнили весь объем до дна, а в центральной и южной частях Большого бассейна образовали слой толщиной до 0,5 м, что привело к резкой стратификации воды. При максимальной глубине лимана в этот период около 2,3 м, температура воды у дна была 2-4 °С, а соленость – 20-32 ‰. Уровень Дофиновского лимана в результате поступления паводковых вод весной 2003 г. был

намного выше чем в 2002 г. и на 1,0 м превышал среднемноголетнее его значение (рис. 3.6б).

С зимне-весенними паводковыми водами в лиман поступило около 7 млн. м³ воды. Для того чтобы избежать прорыва перемычки на пересыпи, в начале февраля временно была открыта заслонка трубопровода для сброса воды в море. После того как лед на акватории лимана полностью растаял, соленость вод лимана понизилась до 3 – 7 ‰.

В начале мая, когда был открыт обловно-запускной канал, перепад уровней лиман–море составлял 1,0 м. В первые сутки уровень воды в лимане понизился на 0,5 м, что было равносильно сбросу в море 3 млн. м³ воды. Еще через двое суток уровни воды в лимане и море выровнялись, и по каналу началось реверсивное движение воды, в зависимости от направления ветра и изменений уровня моря. Соленость воды на акватории лимана в это время была 8 – 9 ‰.

Ввиду мелководности лимана, соленость и температура его вод колеблются в широких пределах (табл. 3.2).

Содержание растворенного кислорода в водах лимана днем в летний период может превышать 200 % насыщения, а ночью снижаться до 30 – 40 %. В продолжительные периоды штилевой погоды, когда отсутствует вертикальное перемешивание, содержание кислорода в придонном слое может понижаться до 10 – 20 % насыщения, что является признаком гипоксии. Аналогичная ситуация наблюдается зимой, когда лиман покрыт льдом, толщина которого может достигать 40 – 50 см.

Таблица 3.2 – Температура (T_w , °C) и соленость (S , ‰) воды, осредненные за период 2002 - 2006 гг.

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
T_w средн.	1,0	-0,2	7,3	12,7	20,8	23,4	26,0	25,6	18,6	14,1	8,4	0,1
T_w max	3,6	0,2	13,6	18,1	27,0	31,7	31,5	32,1	22,6	24,0	12,2	2,4
T_w min	-1,2	-0,8	0,5	5,3	17,0	20,1	20,5	22,6	13,0	3,9	3,2	-1,5
S средн.	16,3	13,9	9,1	12,4	13,5	16,9	20,2	19,5	18,6	20,8	20,2	21,6
S max	26,7	17,3	18,8	18,0	19,2	31,5	32,2	30,3	22,6	29,7	27,3	29,0
S min	9,9	9,6	1,8	3,1	9,3	11,1	11,9	13,0	13,0	15,5	15,1	14,8

Любые изменения природных факторов, действующих в бассейне лимана, приводят к изменению характеристик его водно-солевого режима.

Об уязвимости гидроэкологического режима лимана к межгодовой изменчивости гидрометеорологических условий свидетельствует ситуация, сложившаяся на акватории лимана в 2007 г. Зима 2006 – 2007 гг. была самой теплой за весь период наблюдений на ГМО Одесса (с 1894 г.). Среднезимняя температура воздуха составила 3,6 °C, что на 3,4 °C выше,

чем средняя за предыдущий десятилетний период. Среднемесячная температура в июне (23,1 °С) была самой высокой после экстремума в 1924 г. (23,3 °С). Начиная с 20 мая, среднесуточные значения температуры воздуха перешли отметку 20 °С и ниже не опускались до конца августа.

Если до марта включительно количество выпавших осадков находилось на среднемноголетнем уровне, то, начиная с апреля, произошло их уменьшение. С 11 мая по 26 июня, т.е. за 1,5 месяца выпало всего 4 мм осадков. В июле месячная сумма осадков составила 3 мм. В целом за летний период сумма осадков была почти в два раза ниже нормы: 69 и 128 мм, соответственно.

Ветровой режим в зоне лимана характеризовался преобладанием зимой, весной и летом ветров южной четверти, причем зимой повторяемость Ю, ЮЗ ветров составила 41,6 %, что не характерно для этого периода, поскольку зимой, как правило, преобладают ветры северной четверти. Весной и летом усилились ЮВ ветры (20,7 – 21,4 %).

Изменчивость гидроэкологических характеристик вод лимана была следующей.

В январе уровень лимана на 0,37 м превышал НПУ. Температура воды была 1-2 °С, а соленость – 13,5-14,0 ‰. В зимний период устойчивого льдообразования на акватории лимана не наблюдалось. В апреле уровень превышал НПУ на 0,43 м (0,13 м БС), соленость понизилась до 12,8 – 13,0 ‰ и уже 10 апреля температура воды достигла 17,2 °С. В этот период наблюдалась одинаковая соленость по всей акватории лимана.

К середине мая ситуация начала меняться. В связи с интенсивным испарением уровень лимана понизился в среднем на 10 см. Соленость воды в Большом бассейне была 13,8 – 14,3 ‰, в Малом – 14,7 – 14,8 ‰. На северной границе водной поверхности, где толщина слоя воды не превышала 5 см, соленость достигла 32 ‰. Длина лимана в этот период составляла 8 км.

Интенсивность прогрева воды в таком мелководном водоеме как Дофиновский лиман в летние месяцы достигает 1 °С/час. Процесс накопления тепла в водах лимана привел к тому, что уже в первой половине июля в дневное время наблюдалась температура воды 30 °С и выше. Максимальное значение температуры воды, равное 34,2 °С, отмечено в 17 часов 19 июля.

24 июля в лимане произошла массовая гибель рыбы. Высокая температура воды при штилевой, маловетреной погоде, развитие гипоксии в ночные часы вызвали подход рыбы к берегу. Кратковременным шквалистым ветром с восточного направления утром 24 июля на западный берег лимана было выброшено около 7-8 тонн рыбы, в основном бычковых пород и атерины.

Соленость вод Большого бассейна 31 июля составила 22,6 ‰, Малого – 28,4 ‰, а длина лимана при сгонном СЗ ветре скоростью 7-8 м/с уменьшилась до 5,9 км. Перекос уровня от северной границы к пересыпи составил около 15 см. Протяженность обнажившегося в результате сгона участка дна Малого бассейна достигала 1,5 км.

К концу июля прекратился сброс воды из Александровского пруда. За 1,5 месяца (с 17 июля по 2 сентября) уровень этого водоема понизился на 28 см.

Только в середине августа, когда уровень лимана вследствие интенсивного испарения понизился до уровня моря, началось поступление морской воды в Большой бассейн. Объем поступающей воды колебался от 1 до 3 тыс. м³/сут, что позволило частично компенсировать потери на испарение, но понижение уровня и рост солености продолжались (рис. 3.2). Регулирование водообмена при этом было затруднено, т.к. за период эксплуатации трубопровода, соединяющего лиман с морем, произошло отложение в нем наносов, что снизило его пропускную способность.

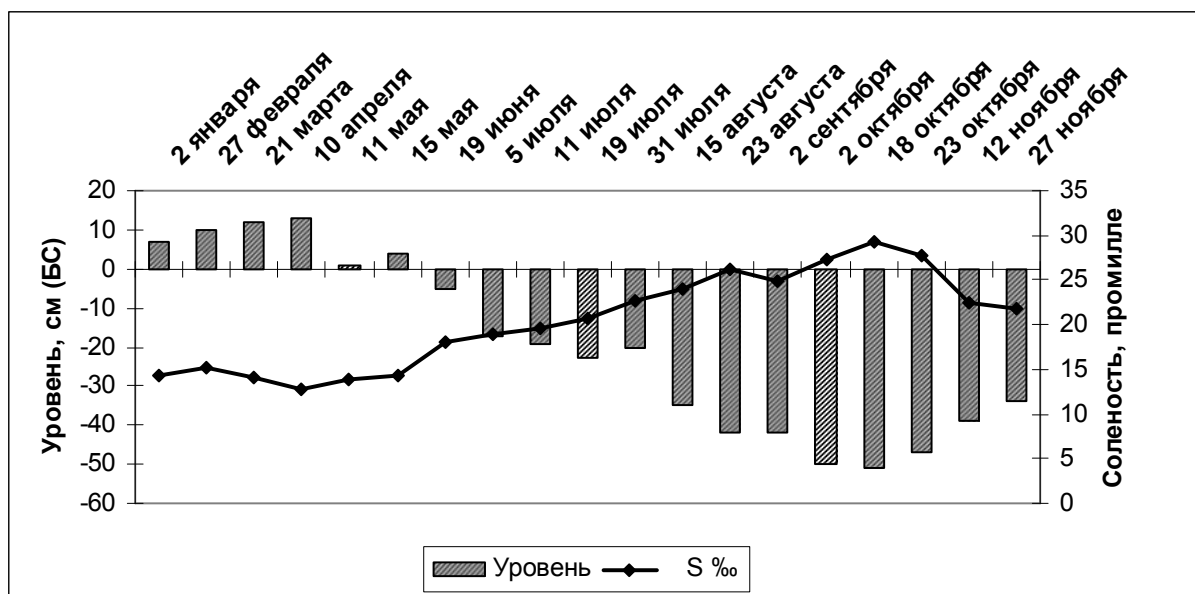


Рис. 3.2 – Уровень и соленость вод Дофиновского лимана в январе-ноябре 2007 г.

В начале октября при уровне лимана минус 0,5 м БС соленость воды у пересыпи составляла 27,4 ‰, а на северной границе лимана – 45,3 ‰.

18 октября зафиксировано самое низкое в 2007 году значение уровня (-0,51 м БС) и самая высокая соленость в южной части лимана – 29,2 ‰. В конце октября уровень лимана начал медленно расти. 23 октября соленость воды всего Большого бассейна была 28 ‰ при уровне минус 0,47 м БС. В этот период по трубопроводу и лотково-шлюзовому каналу в лиман

ежедневно поступало около 3 тыс. м³ воды из моря. Рост уровня и понижение солености продолжались в ноябре, когда в течение месяца выпало 110.9 мм осадков. Соленость воды к концу ноября понизилась до 21,8 ‰, а уровень составил минус 0,34 м БС.

Таким образом, аномальные климатические условия 2007 г. показали, что существующая стратегия регулирования гидрологического режима лимана, когда водообмен с морем поддерживается лишь после падения уровня лимана (за счет испарения) до уровня моря, не обеспечивает стабильность его гидроэкологического состояния.

Водно-солевой режим лимана. Уравнение водного баланса Дофиновского лимана записывается следующим образом:

$$\frac{dW_i}{dt} = (V_P)_i + (V'_A)_i + (V_n)_i + (V_{zp})_i + (V_M)_i - (V_E)_i - (V_f)_i - (V_L)_i, \quad (3.1)$$

где W_i – объём вод Дофиновского лимана; V_P – объём осадков, выпадающих на водную поверхность лимана; V'_A – объём сбросов воды из Александровского пруда; V_n – поверхностный сток, поступающий с водосбора лимана, включая бассейн Александровского пруда; V_{zp} – приток грунтовых вод; V_M – поступление морских вод в лиман; V_E – потери воды на испарение; V_f – потери воды на фильтрацию в берега; V_L – отток воды из лимана в море, когда уровень воды в лимане превышает уровень моря; i – номер месяца; dt – расчетный шаг, принимаемый равным 1 месяцу. Учитывая, что V'_A и V_n представляют собой поверхностную составляющую в уравнении (3.1), с целью упрощения они были в дальнейшем объединены в один параметр V_A , т.е. $V_A = V'_A + V_n$.

Блок схема уравнения (3.1) представлена на рис. 3.3, а оценки его составляющих для лет различной водности в табл. 3.3. Методические подходы к оценке составляющих водного баланса лимана подробно описаны в [4]. Маловодные годы характеризуются малыми значениями осадков, поверхностного стока и большими – испарения, а многоводные – наоборот. Предполагается, что соединительный канал лиман-море находится постоянно в рабочем состоянии на уровне его проектного режима и уровень воды в лимане поддерживается равным НПУ.

Как видно из табл. 3.3, в приходной части водного баланса 30,4 % составляет водообмен с морем, 36,7 % – поверхностный приток вод и еще 32,4 % – атмосферные осадки, которые выпадают на водную поверхность лимана. Что касается притока грунтовых вод, то в водном балансе они играют ничтожную роль (всего 0,59 %, что ниже точности их расчета). В расходной части водного баланса 59,2 % приходится на испарение с

водной поверхности, еще 32,8 % – на водообмен с морем и 7 % – на фильтрацию в берега лимана.

В маловодный год в приходной части водного баланса ведущую роль играет поступление в лиман морских вод (52,8 %), на долю осадков приходится 25,6 %, на приток поверхностных вод – 20,8 %, грунтовый сток – 0,87 %.

В многоводный год поступление воды в водоем в виде осадков близко (92,8 %) к объёму лимана при НПУ. Еще больший вклад в приходную часть водного баланса вносит приток поверхностных вод, который в 1,4 раза превышает объём лимана. В целом же, приходные компоненты составляют 2,33 объёма лимана. С другой стороны, в расходной части водного баланса 60,9 % приходится на отток воды из лимана в море. Сравнивая объёмы испарения и лимана, в целом можно отметить, что практически почти один объём воды в лимане в многоводные годы расходуется на испарение.

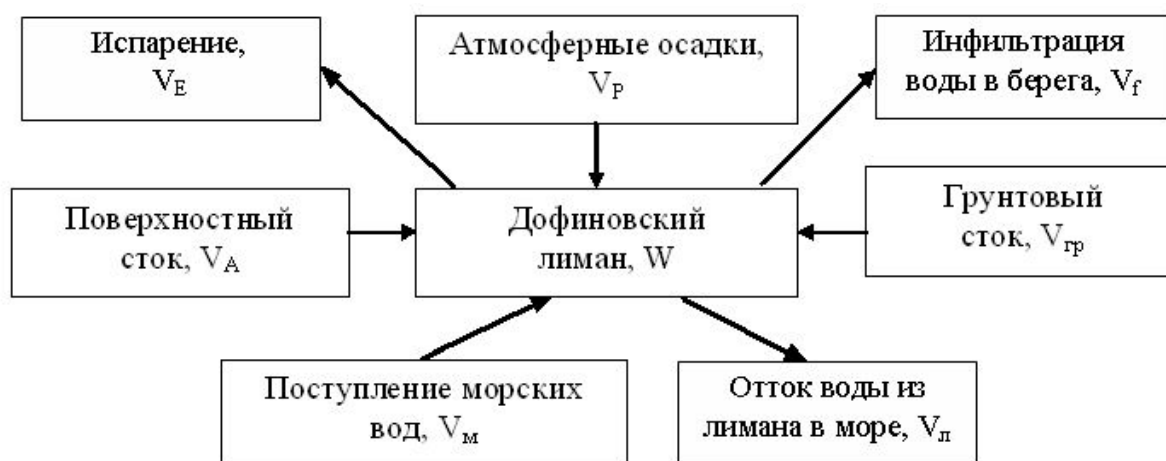


Рис. 3.3 – Блок-схема формирования водного баланса Дофиновского лимана

Уравнение солевого баланса лимана имеет следующий вид:

$$\frac{d(W S_{\text{л}})_i}{dt} = (V_P S_P)_i + (V_A S_A)_i + (V_{\text{зп}} S_{\text{зп}})_i + (V_M S_M)_i - (V_f S_f)_i - (V_{\text{л}} S_{\text{л}})_i, (3.2)$$

где S_P – минерализация атмосферных осадков; S_A – минерализация поверхностных вод, которые поступают в лиман; $S_{\text{зп}}$ – минерализация грунтовых вод; S_M – соленость морской воды, которая через соединительные гидротехнические сооружения поступает в лиман; S_f – минерализация воды, которая фильтруется в берега; $S_{\text{л}}$ – соленость

лиманской воды, которая уходит в море при превышении уровня воды в лимане над уровнем моря.

Оценка составляющих солевого баланса Дофиновского лимана приведена в табл. 3.4. Основным источником поступления солей в лиман является водообмен с морем (80,8 % от общего количества приходной части). Еще 17,3 % приходится на поверхностный приток воды с водосбора, включая водосбор Александровского пруда и сам водоём. В расходной части 79,2 % – это вынос солей при поступлении воды из лимана в море, 20,8 % – соли, которые из водоёма выносятся при фильтрации воды в берега лимана. В маловодные годы как в приходной, так и в расходной частях солевого баланса ведущая роль принадлежит водообмену между лиманом и морем. Действительно, из табл. 3.4 видно, что в лиман поступило 32,2 тыс.т солей, а вынесено из него в море – 27,8 тыс.т. Это соответственно 81,7 и 70,2 % от валовых величин солей в приходной и расходной частях солевого баланса.

Таблица 3.3 – Составляющие уравнения водного баланса Дофиновского лимана в различные по водности годы

Единицы измерения	Приходная часть					Расходная часть			
	V_P	V_A	V_{cp}	V_m	$\sum \frac{V_i}{P}$	V_E	V_f	V_l	$\sum \frac{V_i}{R}$
Средневодный год (50 % обеспеченности)									
10^6 м^3	2,69	3,03	0,06	2,52	8,30	4,43	0,53	2,52	7,48
%	32,4	36,5	0,70	30,4	100	59,2	7,1	33,7	100
Маловодный год (95 % обеспеченности)									
10^6 м^3	1,67	1,36	0,06	3,45	6,54	4,73	0,53	1,27	6,53
%	25,5	20,8	0,9	52,8	100	72,4	8,1	19,5	100
Многоводный год (5 % обеспеченности)									
10^6 м^3	3,48	5,27	0,06	0,77	9,58	3,22	0,53	5,84	9,59
%	36,4	55,0	0,6	8,0	100	33,6	5,5	60,9	100

В отличие от средневодного года, в многоводный год приходную часть солей в лиман обеспечивают почти в одинаковой степени поверхностные и морские воды (соответственно, 51,7 % и 44 % валового количества в приходной части солевого баланса). Что касается расходных статей солевого баланса, то здесь почти 95 % приходится на сбросные воды из лимана в море и только 5,3 % уходит в берега с фильтрационными водами.

Интерес представляет также сравнительный анализ основных компонент приходной и расходной статей солевого баланса в многоводный и средневодный годы. В частности, количество солей, содержащихся в поверхностном стоке среднего по водности года составляет 17,3 %, т.е. в

4,7 раза меньше по сравнению с поступлением солей с морской водой. В многоводные годы за счет водообмена лимана с морем поступает почти столько же солей, сколько их содержится в поверхностном стоке. Особенно большой сброс солей из лимана в море имел место во время весеннего паводка 2003 г. – около 50 тыс. т или 62,5 % годового баланса от этой составляющей.

Таблица 3.4 – Составляющие солевого баланса Дофиновского лимана в различные по водности годы

Единицы измерения	Приходная часть					Расходная часть		
	C_P	C_A	C_{cp}	C_M	$\sum_{P} C_i$	C_f	C_L	$\sum_{R} C_i$
Средневодный год (50 % обеспеченности)								
10^3 т	0,59	6,63	0,15	31,00	38,37	8,91	33,80	42,71
%	1,5	17,3	0,4	80,8	100	20,8	79,2	100
Маловодный год (95 % обеспеченности)								
10^3 т	0,35	6,70	0,15	32,20	39,4	11,80	27,80	39,60
%	0,9	17,0	0,4	81,7	100	29,8	70,2	100
Многоводный год (5 % обеспеченности)								
10^3 т	0,76	11,10	0,15	9,45	21,46	4,29	77,40	81,70
%	3,6	51,7	0,7	44,0	100	5,3	94,7	100

Изменчивость солености воды в лимане в различные по водности годы представлена в табл. 3.5. В многоводный год, при начальной солености воды в лимане на уровне 21,6 ‰ (январь), она за счет поступления паводочных вод уже в феврале снижается до 6,77 ‰ и удерживается на довольно низком уровне вплоть до конца года. В средние по водности годы, при тех же начальных условиях, соленость в весенние месяцы снижается до 9,1 ‰ (в марте), но во вторую половину года снова возрастает и к концу года практически достигает исходных значений, которые наблюдались в январе. В маловодном году соленость в лимане удерживается на уровне 19 - 21 ‰ в весенние месяцы и 22 - 27 ‰ – в остальную часть года. Конечно, можно ожидать, что при меньших начальных значениях солености воды в лимане, в течение лета она не будет превышать 25 ‰.

Анализ водно-солевого режима Дофиновского лимана в условиях его постоянной связи и водообмена с морем (начиная с 2002 года) показывает, что составляющие водных и солевых балансов в значительной мере определяются гидрометеорологическими условиями на водосборе. Высокая чувствительность экосистемы лимана к внешним условиям определяется также его морфометрическими особенностями: небольшими

площадью, глубиной водоёма и объёмом воды в нем. При расчетах водных и солевых балансов лимана без большой погрешности можно пренебречь грунтовой составляющей.

Таблица 3.5 – Изменчивость солености воды (‰) в Дофиновском лимане в разные по водности годы (S_1 и S_2 – значения солености на начало и конец каждого месяца, соответственно)

Месяцы	Многоводный год (P = 5 %)		Средневодный год (P = 50 %)		Маловодный год (P = 95 %)	
	S_1	S_2	S_1	S_2	S_1	S_2
I	21,6	18,4	21,6	16,3	21,6	20,8
II	18,4	6,77	16,3	13,9	20,3	20,4
III	6,77	4,22	13,9	9,10	20,4	19,3
IV	4,22	4,39	9,10	12,4	19,3	19,5
V	4,39	4,91	12,4	13,5	19,5	20,7
VI	4,91	5,82	13,5	16,9	20,7	22,2
VII	5,82	5,51	16,9	20,2	22,2	22,7
VIII	5,51	6,46	20,2	19,5	22,7	26,6
IX	6,46	6,61	19,5	18,6	26,6	26,7
X	6,61	6,37	18,6	20,8	26,7	27,2
XI	6,37	6,29	20,8	20,2	27,2	22,1
XII	6,29	5,71	20,2	21,6	22,1	21,8

Важнейшую положительную роль в стабилизации солевого режима лимана играет свободный водообмен между лиманом и морем через соединительный канал и трубопровод. Поэтому для нормального функционирования экосистемы Дофиновского лимана рекомендуется содержание гидротехнических сооружений, обеспечивающих водообмен между морем и лиманом, в работоспособном эксплуатационном состоянии на протяжении всего года. Кроме того, на режиме солености в лимане, особенно в весенний период, сказывается значительное поступление слабоминерализованных поверхностных вод с водосбора.

Анализ материалов по солености лимана в очень маловодном 2007 году показал, что по своим условиям он приближается к маловодному году 95 %-ной обеспеченности. В обоих случаях соленость в летне-осенний период в лимане достигает 27 ‰. Следует, однако, при этом иметь в виду, что в северной части Малого бассейна лимана соленость в 1,5 раза и более может превышать среднее ее значение по водоему.

Изменчивость уровней воды в лимане и море. Анализ межгодовой изменчивости среднего уровня моря свидетельствует (рис. 3.4), что за последние 20 лет он стабилизировался на среднегодовой отметке минус 0,1 м БС, т.е. на 20 см превышает НПУ лимана. На рис. 3.5 приведена

средняя за период 1966 - 2005 гг. кривая сезонной изменчивости уровня моря, а также кривые изменчивости среднемесячных значений уровня моря для трех экстремальных лет. В 1986 г. зафиксирован минимальный среднегодовой уровень за указанный 20-летний период – минус 0,2 м БС, а в 1988 и 1996 гг., напротив, максимальный – минус 0,05 м БС. Среднемесячные значения уровня моря в начале 1986 г. имели нормальные (не выходящие за пределы средних квадратических отклонений (СКО) для этих месяцев) значения, поскольку на Дунае в апреле и мае, а на Днепре – в марте и мае наблюдалось хорошо выраженное половодье. Но в июле и августе уровень моря опустился на величину, превышающую СКО для этих месяцев; в сентябре – больше, чем на два СКО, а в октябре-декабре – почти на три СКО. Во второй половине этого года – в ноябре-декабре на Дунае и в августе-сентябре на Днепре – зафиксированы самые низкие объемы стока за весь рассматриваемый 20-летний период. Только в марте следующего года средний уровень моря возвратился к нормальным значениям. Этот пример говорит о том, что среднемесячные аномалии уровня моря, скорее всего, обусловлены стоком рек, впадающих в СЗЧМ, а также показывает какими длительными и глубокими эти аномалии могут быть. Именно во время таких аномалий уровня с помощью гидротехнических сооружений можно особенно эффективно влиять на гидроэкологическое состояние лимана, сокращая или, наоборот, усиливая водообмен с морем.

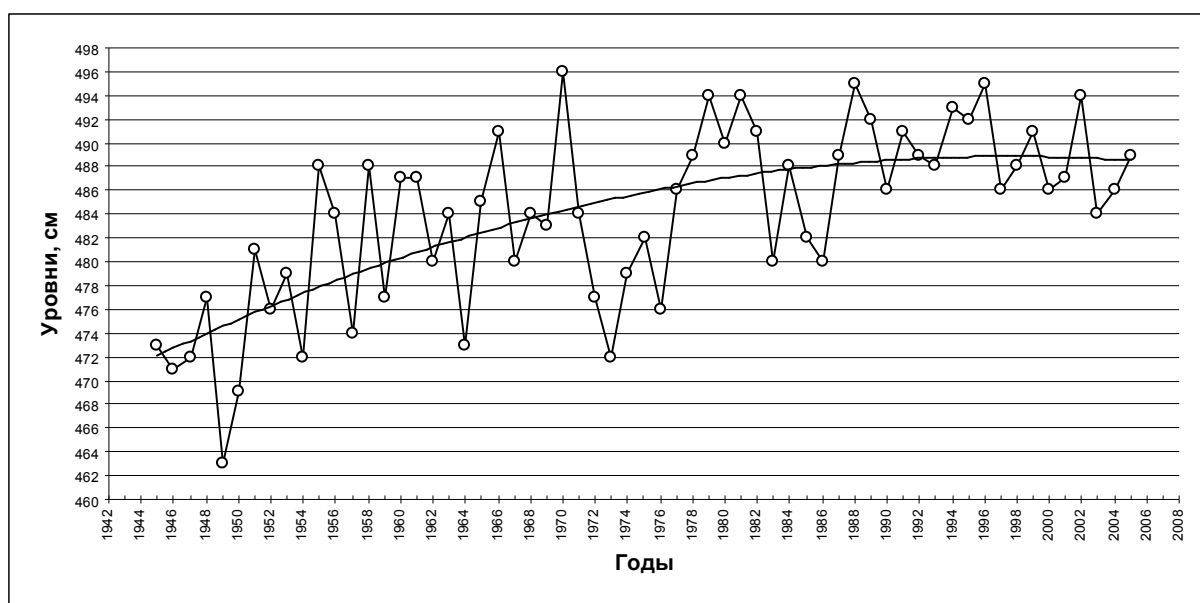


Рис. 3.4 – Среднегодовые уровни моря (в см от единого нуля Черного и Азовского морей) по данным МГС Одесса-порт. Уровень 470 см соответствует минус 0,3 м БС

Для совместного анализа изменчивости уровней лимана и моря использовались 218 пар измерений: единичных в лимане и средних за те

же сутки – на МГФЛ ОГЭКУ. Наблюдения за уровнем моря в лимане не регулярны и относятся к 24 календарным сезонам семи лет (1999, 2002-2007 гг.). На рис. 3.6 показана изменчивость измеренных отметок уровня воды в Дофиновском лимане и соответствующих им среднесуточных значений уровня моря до данным МГФЛ ОГЭКУ для отдельных лет. В 2002 – 2007 гг. в весенний период уровень воды в лимане, как правило, существенно превышал уровень моря за счет интенсификации бокового притока в период весеннего половодья. В 2003 г. это превышение достигало 1 м по причинам, указанным ранее. Уровень воды в лимане в летний период определялся интенсивностью испарения и режимом регулирования водообмена с морем через гидротехнический узел. В 2004, 2006 годах за счет существенного ограничения водообмена с морем уровень воды в лимане поддерживался выше среднестатистического уровня моря. В 2002, 2003, 2005, 2007 гг. к началу летнего периода уровни воды в лимане и море выравнивались, и интенсивность водообновления лимана определялась колебаниями уровня моря.

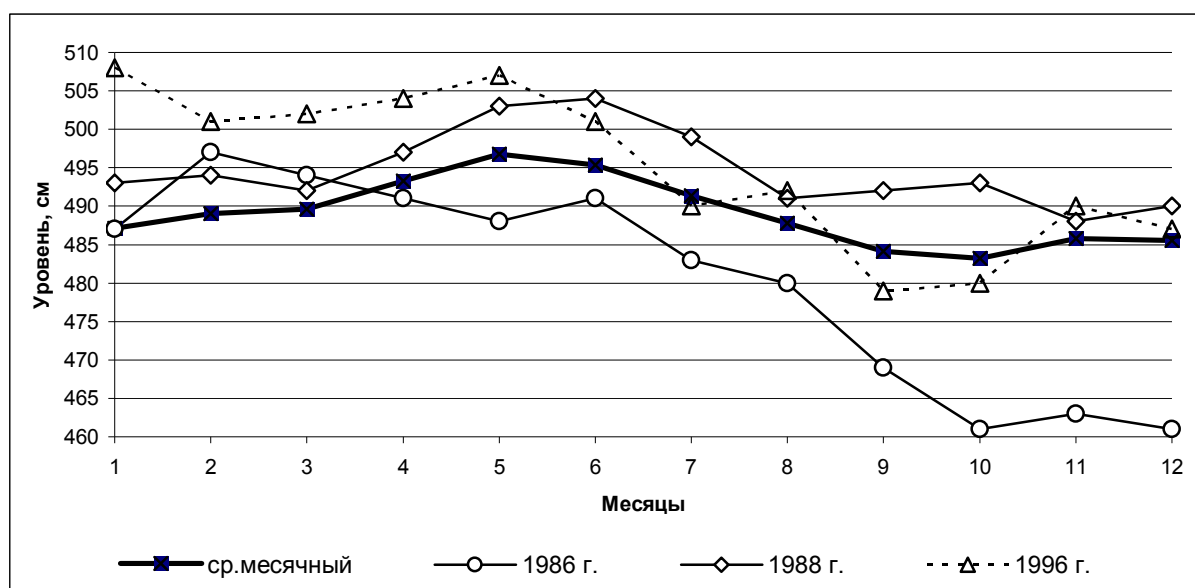


Рис. 3.5 – Годовой ход уровня моря, в см от единого нуля Черного и Азовского морей: среднемесячный за 1986 – 2005 гг.; при минимальном среднегодовом в 1986 г.; при максимальных среднегодовых за 1988 и 1996 гг. Уровень 470 см соответствует минус 0,3 м БС.

Следует отметить, что во всех рассматриваемых случаях уровень моря в летние месяцы превышал НПУ лимана и, следовательно, начиная с момента ввода в эксплуатацию управляемого гидроузла, была возможность выбора: поддерживать уровни в лимане выше уровня моря, ограничивая водообмен с морем, либо выровнять уровни в лимане и море, уменьшив при этом глубину лимана, но увеличивая водообновление за счет притока морских вод.

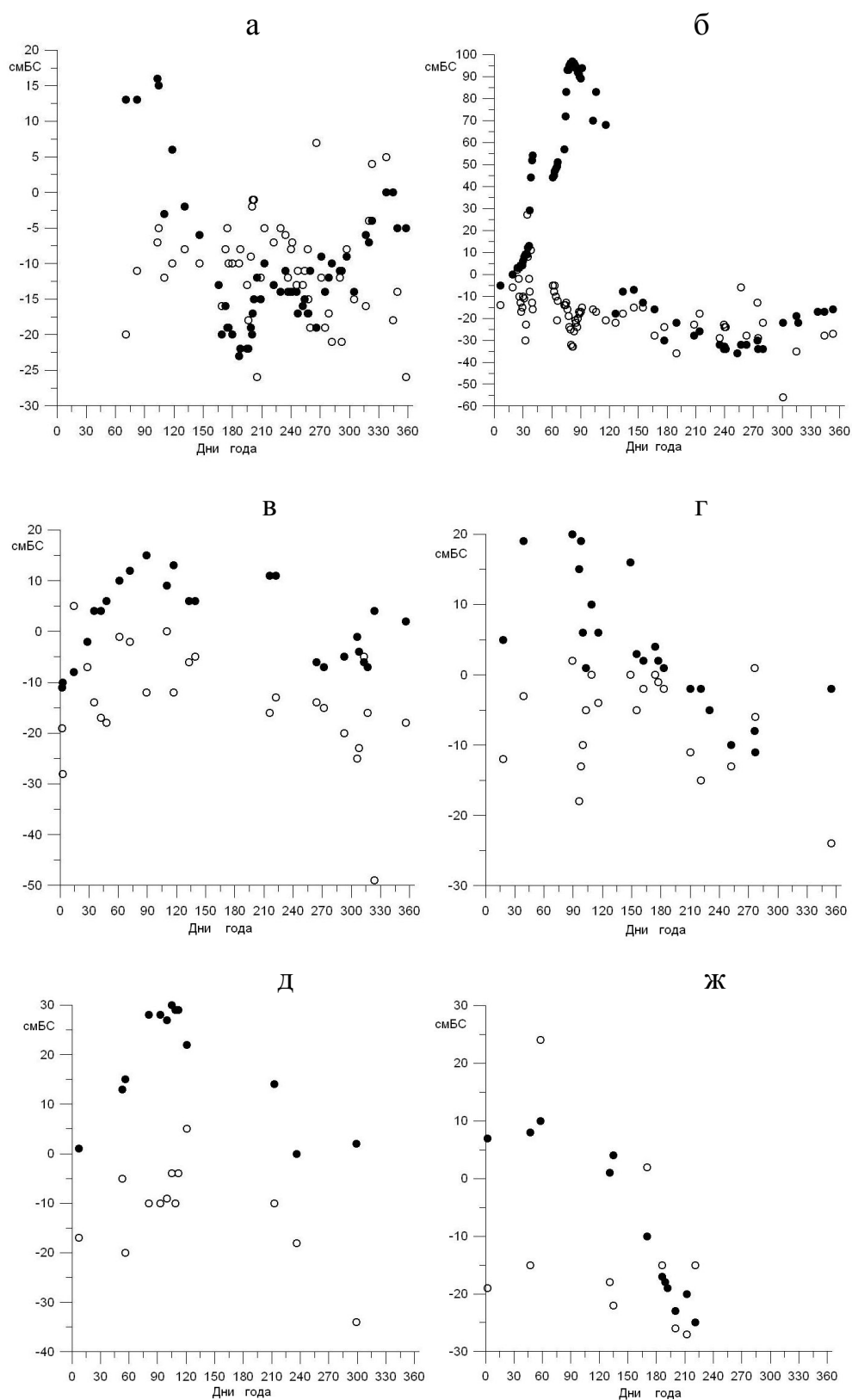


Рис. 3.6 – Изменчивость отме7ток уровня воды в Дофиновском лимане (черные кружки) и средних за те же сутки значений уровня моря в районе МГФЛ ОГЭКУ (белые кружки) в 2000 (а), 2003 (б), 2004 (в), 2005 (г), 2006 (д) и 2007 (ж) гг.

На рис. 3.7 приведена изменчивость отметок уровня моря в 2000 – 2003 гг. по данным срочных наблюдений (с дискретностью 3 часа) на МГС Одесса-порт. Обращают на себя внимание следующие особенности. Тренд падения уровня моря в летние месяцы не превышает 10 – 15 см. Следовательно, зная среднюю отметку уровня моря в июне, уже можно предполагать какой она будет в июле-сентябре. Средние отметки уровня (полученные скользящим осреднением с длиной интервала сглаживания равным 30,5 суток) в летний период превышают НПУ лимана. Текущие отклонения уровня моря от средних отметок (короткопериодные колебания на масштабах от нескольких часов до нескольких суток) представляют собой сгонно-нагонные колебания уровня, определяемые ветровым воздействием. Как видно из рисунка, максимальные отклонения уровня моря при сильных ветрах могут достигать 30 – 40 см. Однако, поскольку сильные ветры непродолжительны, то понижения уровня моря ниже отметки НПУ лимана при сильных сгонных ветрах в большинстве случаев кратковременны (продолжительностью до суток) и, следовательно, не вызывают существенного понижения уровня воды в лимане ниже НПУ.

Из рис. 3.6 следует также, что в большинстве случаев средний уровень моря летом превышает НПУ лимана и, следовательно, есть возможность выравнивать уровни лимана и моря в начале летнего периода, а затем обеспечивать водообновление лимана путем свободного водообмена с морем (при значительном превышении среднего уровня моря над НПУ лимана) либо регулировать водообмен с морем, открывая заслонку в канале в период развития интенсивных ветровых нагонов.

Для северного побережья Одесского района северо-западной части Черного моря (СЗЧМ) эффективными нагонными являются ветры ЮЗ, Ю, ЮВ, В направлений. Согласно многолетним данным МГС Одесса-порт [5], повторяемость ветров указанных направлений составляет в сумме 47 % в июне, 38 % – в июле, 40 % – в августе и 43 % – в сентябре.

Величину возможного сгона или нагона в СЗЧМ при стационарных ветрах различной силы можно оценить с помощью зависимости [6]

$$\frac{\partial \xi}{\partial x} = \frac{\tau_{sx}}{\rho g H}, \quad (3.3)$$

где ξ – отклонение уровенной поверхности от невозмущенного состояния, τ_{sx} – вектор касательного напряжения трения ветра в направлении оси x , ρ – плотность воды, g – ускорение свободного падения, H – характерная глубина акватории.

Принимая для СЗЧМ $H = 20$ м, $\partial x = 150$ км (расстояние от линии м.Тарханкут – устье р.Дунай до северного побережья СЗЧМ); $g = 9,8$ м/с²,

$\rho = 1015 \text{ кг/м}^3$, получаем что при ветре скоростью 10 м/с ($\tau_{sx} = 0,16 \text{ Н/м}^2$) $\frac{\partial \xi}{\partial x} = 8 \cdot 10^{-7}$ и $\partial \xi = 0,12 \text{ м}$. При ветре 20 м/с ($\tau_{sx} = 0,94 \text{ Н/м}^2$) и $\partial \xi = 0,71 \text{ м}$.

Приведенные значения могут существенно увеличиваться за счет влияния морфологических особенностей дна и берегов, например, за счет эффекта выхода длинной волны на мелководье при условии неразрывности полного потока. Если принять глубину в прибрежной зоне равной 5 м, то пересчетный множитель, учитывающий вышеуказанный эффект, составит 2,0 [7].

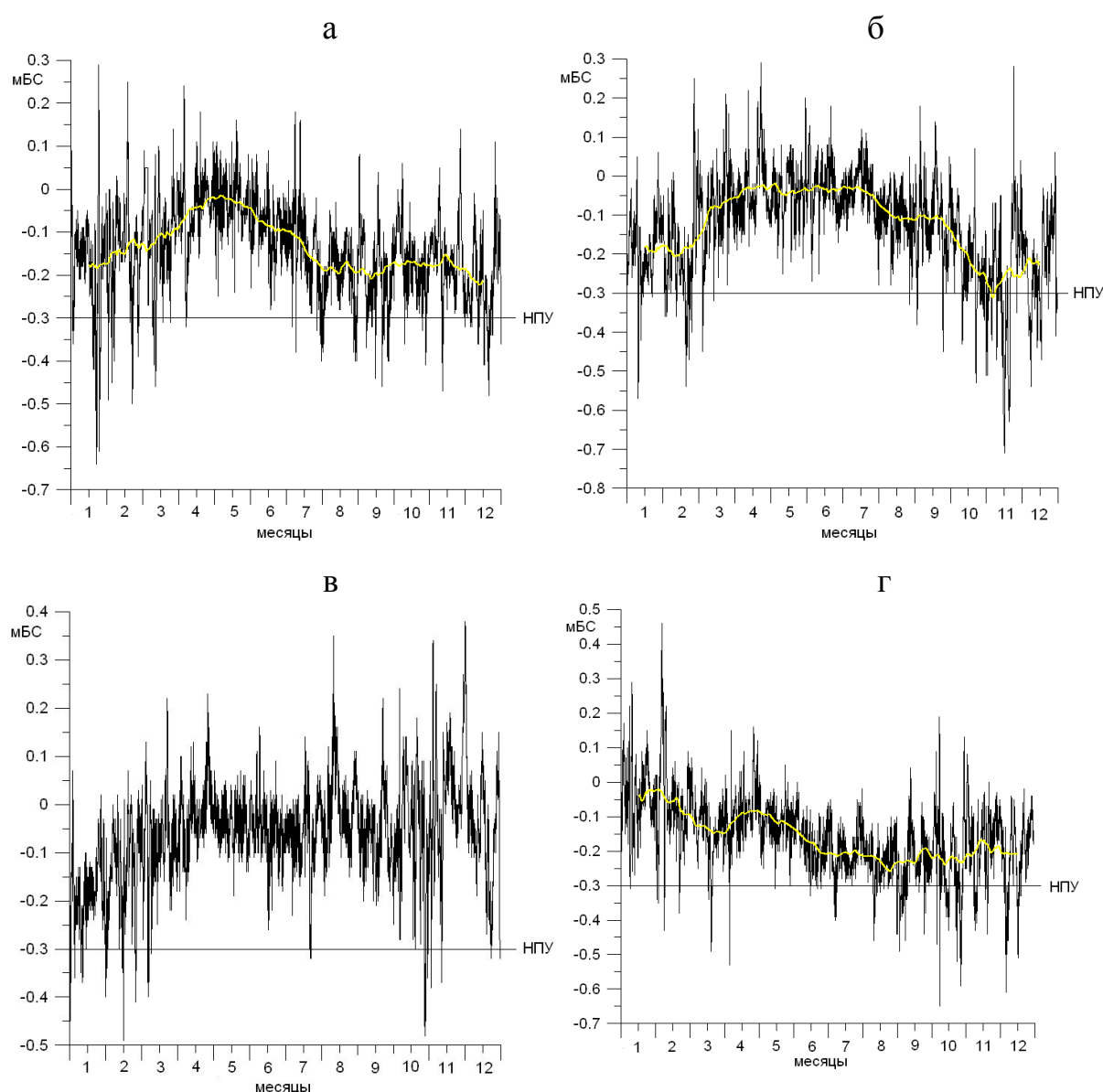


Рис. 3.7 – Изменчивость уровня моря в 2000 (а), 2001 (б), 2002 (в) и 2003 гг. (г) по данным МГС Одесса-порт

Вышеприведенные расчеты учитывают только влияние ветрового воздействия на возмущения уровня моря. Однако помимо ветра существуют и другие факторы, определяющие изменчивость уровня моря в СЗЧМ, к числу которых относятся речной сток, интенсивность Основного Черноморского течения, ветвь которого заходит в СЗЧМ.

В летний период года ветровая активность над северо-западной частью Черного моря невелика. В работе [8] приведены результаты анализа ветровых ситуаций над акваторией СЗЧМ со значительными скоростями ветра, превышающими 6 м/с по данным 1946-1955 гг. Показано, что возникновение нагонных ветров возможно при восточном, юго-восточном и юго-западном типах синоптических процессов. Вероятность их развития: в июне – 13 %, в июле – 3 %, в августе – 5 % и в сентябре – 11 %. Заметим, что повторяемость малоградиентных барических полей со скоростями ветра менее 6 м/с, в среднем за летние месяцы, бывает 60 – 70 %. Значительные сгонные ветры в летние месяцы в среднем наблюдаются 1-3 раза в месяц. Минимальное число случаев соответствует июлю. Непрерывная продолжительность действия сильных сгонных ветров летом в среднем не превышает суток, а максимальные значения продолжительности действия не превышают 2 – 3 суток.

Таким образом, хотя повторяемость нагонных ветров в летний период достаточно высока, но они слабы. Сильные ветры (более 6 м/с) наблюдаются в среднем 1 - 3 раза в месяц и продолжительность их не превышает суток.

Сгонными для участка моря, примыкающего к Дофиновскому лиману являются ветры СВ, С, СЗ и З направлений. Их повторяемость как в летний период, так и в течение всего года существенно превышает повторяемость нагонных ветров. Согласно данным работы [8], средняя непрерывная продолжительность сильных сгонных ветров также находится в пределах суток и лишь в сентябре при СВ типе синоптической циркуляции увеличивается до 1,5 – 2 суток. Максимальная продолжительность СВ ветров может достигать 5 суток в августе – сентябре. При сильных сгонных ветрах появляется опасность падения уровня воды в лимане на 30 – 40 см ниже среднего уровня моря.

В заключение следует отметить, что в короткопериодную изменчивость уровня моря, помимо сгонно-нагонных явлений, вносят вклад сейшевые колебания. Согласно [5], сейши с размахом от 5 до 10 см наблюдаются равномерно в течение года и повторяемость их в Одессе составляет до 10 – 15 суток в месяц.

Моделирование гидротермодинамических процессов в лимане и водообмена с морем. С помощью термогидродинамической модели можно оценить как водообмен с морем через соединительный канал влияет на гидрологический режим лимана в летние месяцы. Подробное описание структуры модели приведено в разделе 1.2, а также работах [9, 10]. При

расчетах акватория лимана (Большой бассейн и часть Малого с глубинами более 30 см) покрывалась горизонтальной расчетной сеткой 44×14 узлов с шагом 135 м. Использовались 4 расчетных уровня по вертикали в σ -системе координат. Глубины задавались соответствующими отметке уровня воды в лимане минус 0,3 м БС (рис. 3.1б).

Первая серия численных экспериментов с моделью проводилась для исследования особенностей ветровой циркуляции вод в лимане. Отдельные результаты расчетов при продольных и поперечных (по отношению к оси лимана) ветрах приведены на рис. 3.8, 3.9. Видно, что структура течений имеет двухслойный характер. В поверхностном слое горизонтальные векторы течений направлены по ветру, а в придонном – в обратном направлении (за исключением прибрежного мелководья). В северной части Большого бассейна в поле средних по вертикали течений наблюдается интенсивный вихрь.

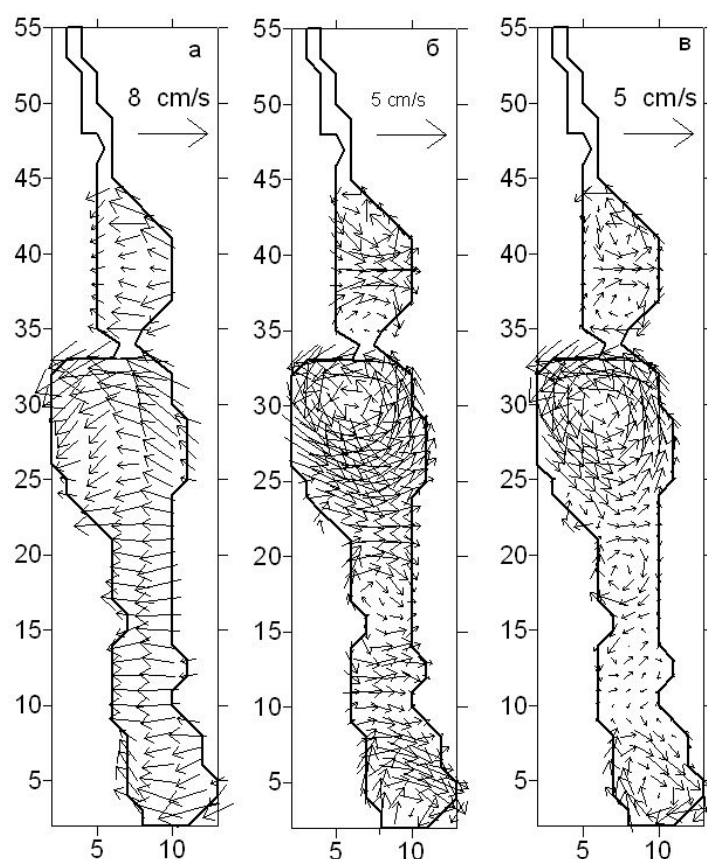


Рис. 3.8 – Поле векторов течений (см/с) на поверхности лимана (а), у дна (б), средних по глубине (в) при восточном ветре скоростью 7 м/с

При продольных ветрах в поверхностном слое отмечается интенсификация течений в прибрежной зоне и ослабление – вдоль продольной оси водоема. В придонном слое, наоборот, наблюдается интенсификация потока вдоль оси водоема. Средние по глубине течения

направлены по ветру вдоль берегов на прибрежном мелководье и против ветра – вдоль оси ложа лимана.

При поперечных ветрах вдольбереговые потоки на мелководье выражены очень слабо. В поле средних по глубине течений отмечается множество локальных вихревых структур, среди которых выделяется интенсивный вихрь в северной части Большого бассейна. Фактически трехмерная циркуляция вод представляет собой большую конвективную ячейку с осью вытянутой вдоль лимана.

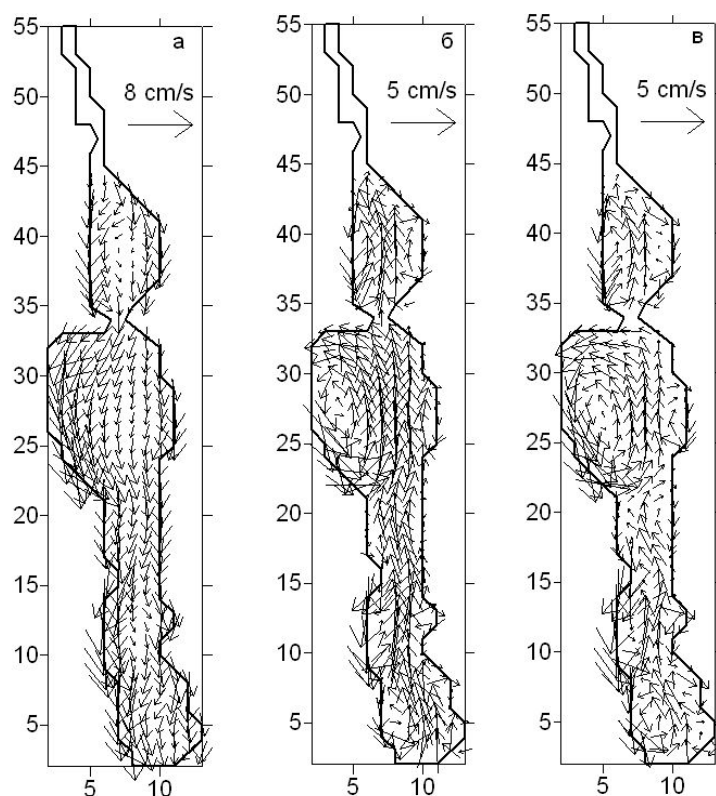


Рис. 3.9 – Поле векторов течений (см/с) на поверхности лимана (а), у дна (б), средних по глубине (в) при северном ветре скоростью 7 м/с

Вторая серия численных экспериментов с моделью проводилась с целью исследования влияния наличия соединительного канала с морем на характер изменчивости отметок уровня, температуры и солености воды в лимане. При расчетах ширина соединительного канала полагалась равной 1,35 м, а глубина – 0,5 м при отметке уровня воды в лимане минус 0,3 м БС (аналог сечения соединительной трубы). На открытой морской границе канала задавалась изменчивость уровня моря в июле-августе 2000 г. (по данным МГС Одесса-порт), температура морской воды 22 °С и соленость 16 ‰. Расчеты проводились на двухмесячном временном отрезке с усвоением информации об изменчивости температуры воздуха, скорости и направлении ветра в июле-августе 2000 г. (по данным МГС Одесса-порт). Падение отметки уровня воды в лимане за счет испарения полагалось

равным 150 мм/мес. В начальный момент времени температура и соленость воды в лимане задавались равными, соответственно, 22 °С и 20 ‰, а их пространственное распределение – однородным.

На рис. 3.10 показана изменчивость уровня моря, задаваемая на морской границе канала, и изменчивость отметки уровня воды в точке 1 (рис. 3.1б) лимана, полученная в численном эксперименте с моделью. Обращает на себя внимание, что колебания уровня воды в лимане более инерционны, чем в море, но отражают все тенденции изменчивости среднего уровня моря на масштабах осреднения в несколько суток. Кривая изменчивости уровня воды в лимане огибает изменчивость уровня моря по минимальным значениям, т.е. средний уровень воды в лимане на протяжении всего периода моделирования расположен ниже уровня моря, что является результатом интенсивного испарения. При длительной (5 – 7 суток) тенденции падения уровня моря при сгонах, уровень воды в лимане может упасть ниже НПУ.

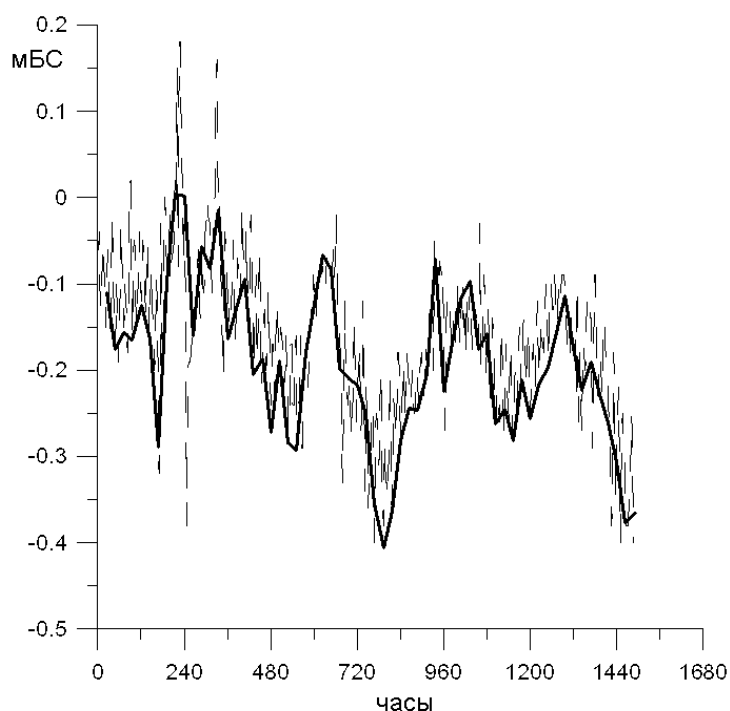


Рис. 3.10 – Изменчивость уровня моря (м БС) с 01.07.2000 г. по 31.08.2000 г. по данным наблюдений на МГС Одесса-порт (пунктир) и рассчитанная по модели в лимане (сплошная линия)

На рис. 3.11 показана изменчивость солености и температуры воды в различных точках лимана (рис. 3.1б) при функционировании соединительного канала, а на рис. 3.12 – при его отсутствии. Видно, что водообмен с морем существенно понижает соленость вод лимана,

особенно в южной его части. При отсутствии водообмена с морем соленость при заданной интенсивности испарения повышается к концу августа до 28 - 29 ‰ в Большом бассейне и до 34 ‰ – в Малом. В случае функционирования канала, соленость воды в южной части Большого бассейна колеблется от 16 до 20 ‰, составляя в среднем 18 ‰, а в северной части Большого бассейна и в Малом бассейне соленость вод повышается до 23,5 - 24,5 ‰. Влияние водообмена с морем на температуру воды в лимане не столь значительно из-за его мелководности и интенсивного прогрева вод. Лишь в южной части лимана приток морских вод может понизить температуру воды на несколько градусов. В северной части Большого бассейна и Малом бассейне изменчивость температуры воды практически не зависит от наличия водообмена с морем.

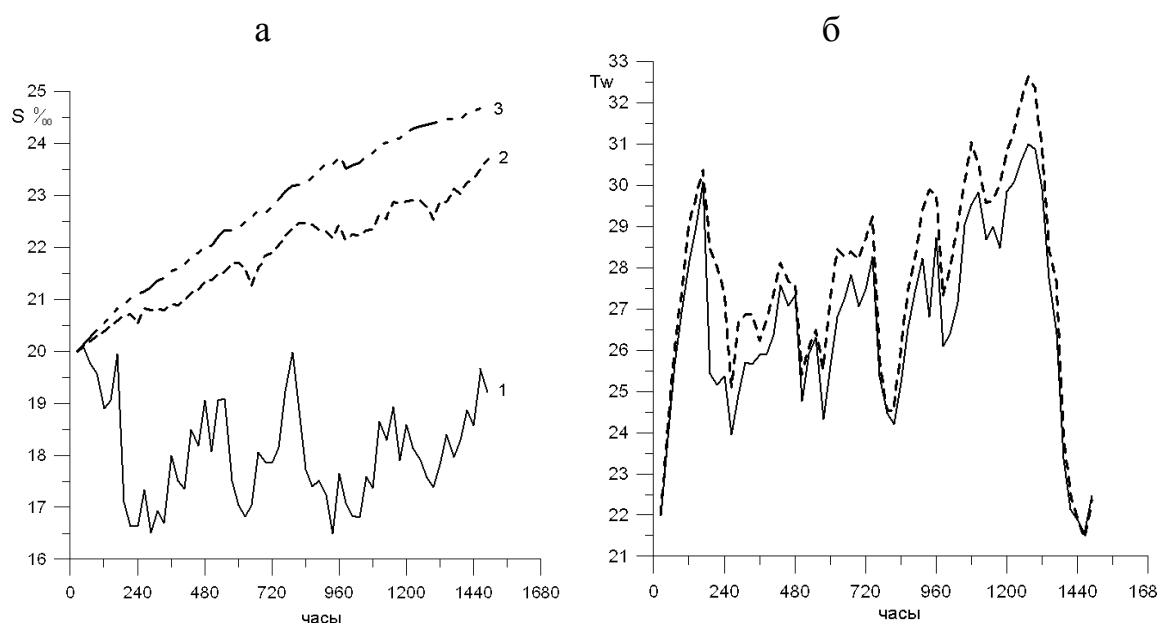


Рис. 3.11 – Изменчивость солености (в ‰) и температуры воды (в °C) в различных точках Дофиновского лимана с 01.07.2000 г. по 31.08.2000 г., рассчитанная с помощью модели при условии свободного водообмена с морем через соединительный канал. Сплошная линия – южная часть лимана (точка 1, рис. 3.1б), пунктирные – центральная 2 (точка 2, рис. 3.1б) и северная 3 (точка 3, рис. 3.1б) части лимана

На рис. 3.13 приведено пространственное распределение температуры и солености воды в лимане на 14.08.2000 г. в момент затoka морских вод в лиман. Видно, что даже при относительно малых размерах соединительного канала трансформированная морская вода проникает в южную и центральную части Большого бассейна, обеспечивая существенное водообновление в лимане.

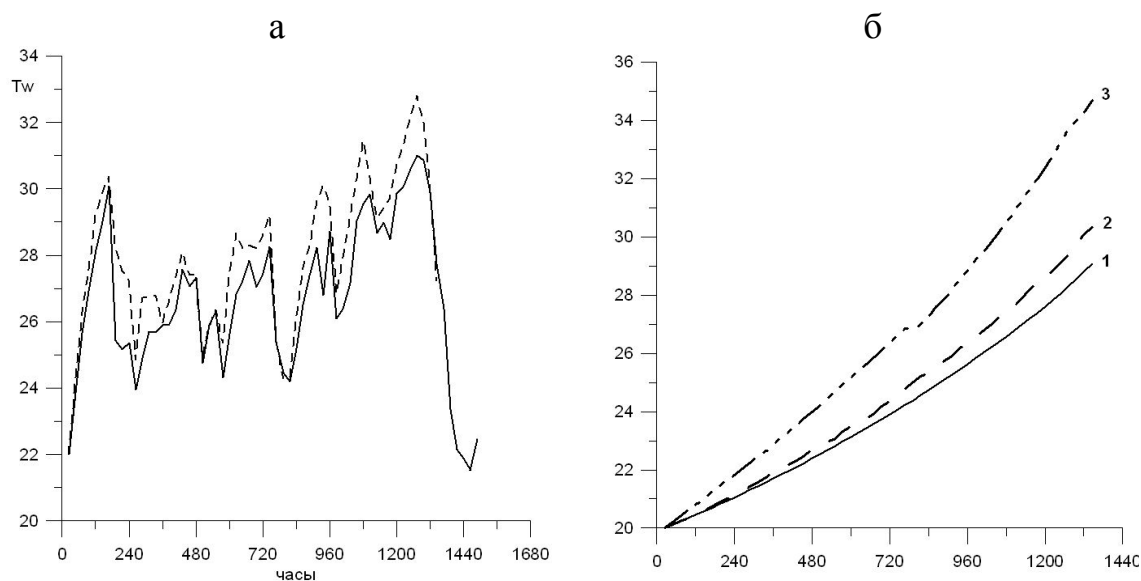


Рис. 3.12 – Изменчивость температуры воды (в °С) в июле - августе в южной части лимана (точка 1, рис. 3.1б) (а) при отсутствии водообмена с морем (пунктир) и наличии канала (сплошная линия), а также изменчивость солености воды в точках 1–3 (рис. 3.1б) лимана при отсутствии водообмена с морем

Таким образом, результаты моделирования циркуляции, изменчивости термохалинной структуры и уровня вод в лимане свидетельствуют, что функционирование соединительного канала является важным фактором стабилизации экологического состояния его вод, обеспечивающим водообновление и существенно сдерживающим повышение солености вод в лимане в летний период за счет интенсивного испарения. Однако, водообмен с морем через канал не позволяет существенно снизить сильный прогрев воды в летний период. Доминирующие в указанном районе ветры с северной и южной составляющими способствуют интенсивному водообмену вдоль продольной оси лимана. При продольных ветрах колебания уровня воды в СЗЧМ и прилегающей к морю части лимана находятся в противофазе (нагон в СЗЧМ соответствует понижению уровня в южной части лимана и, наоборот), что также способствует интенсификации водообмена.

Однако, при продолжительных сгонных ветрах, возможно понижение уровня в лимане ниже НПУ. В этих случаях целесообразным представляется перекрытие соединительного канала.

Заметим, что северная мелководная часть Малого бассейна не учитывалась в модельных расчетах (рис. 3.13). Но очевидно, что включение ее в расчет привело бы к значительно большему повышению солености (за счет увеличения площади испарения) и, в меньшей мере, температуры вод в северной части бассейна. При ветрах с северной

составляющей эти соленые и перегретые воды будут сноситься в южную часть лимана, создавая предпосылки для ухудшения экологического состояния вод лимана в целом. Поэтому представляется целесообразным либо углубить северную часть Малого бассейна, либо отгородить ее дамбой от остальной части лимана.

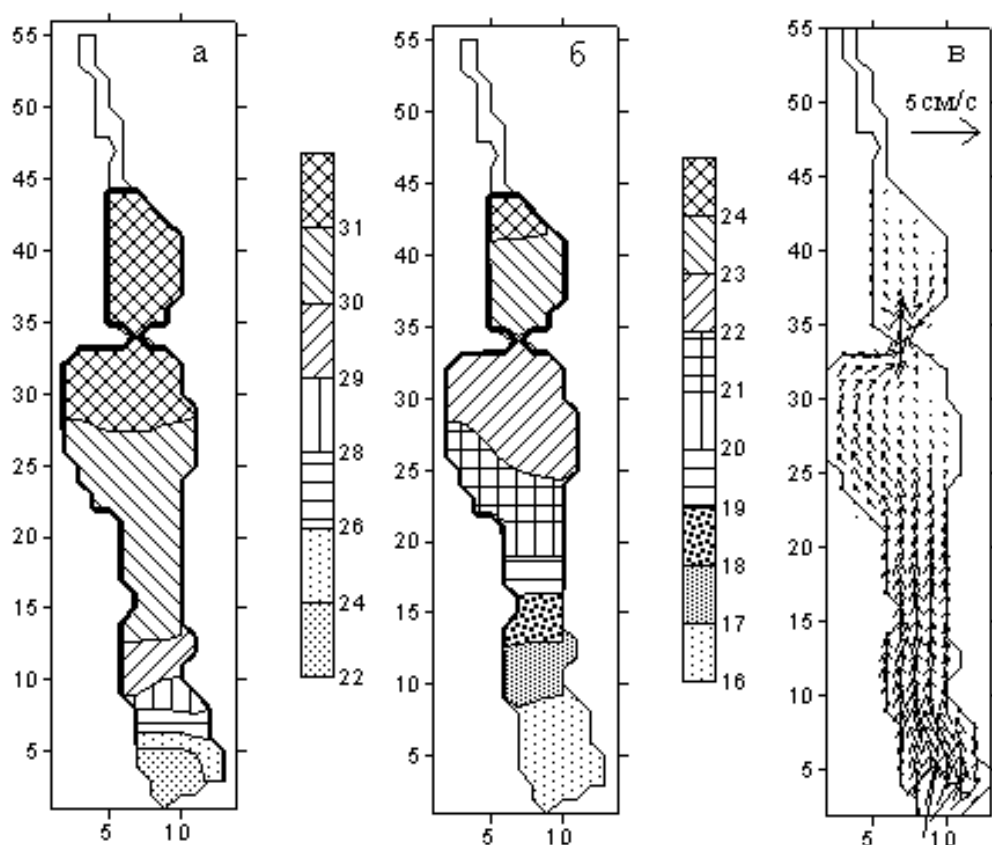


Рис. 3.13 – Рассчитанное по модели пространственное распределение температуры морской воды (а), в °С, солености (б), в ‰, векторов средних по глубине течений (в), см/с, на 14.07.2000 г.

Выводы и рекомендации. Мелководность лимана и малый объем его вод обуславливают сильную зависимость гидроэкологического состояния водоема от климатических условий отдельных лет: характера внутригодовой изменчивости количества выпадавших атмосферных осадков, температуры воздуха, уровня моря, интенсивности испарения. Поэтому природная экологическая устойчивость экосистемы лимана крайне низка и для ее повышения необходимо искусственное регулирование водного режима.

В современных условиях управление гидроэкологическим состоянием водоема возможно лишь путем регулирования водообмена с морем через систему гидротехнических сооружений, введенных в действие

в 2002 г. и включающих в себя соединительный канал «лимана-море» и трубопровод.

Наличие и функционирование комплекса гидротехнических сооружений, обеспечивающих регулирование уровня воды в лимане и водообмен с морем, является необходимым условием для стабилизации гидрологического и гидрохимического режимов экосистемы Дофиновского лимана при любой водности года.

В зимне-весенний период за счет поверхностного стока с водосбора происходит наполнение водоема до отметок, значительно превышающих НПУ (наблюденный максимум – на 1,3 м), и распреснение его вод до $\approx 5 \text{ ‰}$ в многоводные годы, 10 ‰ – в средневодные и 20 ‰ – в маловодные. В многоводные годы приходные составляющие водного баланса (осадки, поверхностный сток) могут обеспечить увеличение объема вод лимана более чем в 3 раза. Летом, при малом количестве атмосферных осадков и больших объемах испарения, поступление пресных вод с водосбора сокращается до минимума или вообще прекращается. Потери воды за счет испарения могут быть сравнимы с объемом вод лимана. Единственным фактором, стабилизирующим экологическое состояние водоема в летний период в условиях маловодных лет, является постоянный водообмен лимана с морем.

Возможны два режима управления гидроэкологическим состоянием водоема в летний период: первый – путем максимального наполнения и распреснения вод лимана в весенний период, с последующим прекращением водообмена с морем в летние месяцы до того момента, пока уровень вод лимана не опустится до уровня моря в результате интенсивного испарения (режим 2006, 2007 гг.); второй – выровнять уровни воды в лимане и море, обеспечив свободный водообмен с морем через систему гидротехнических сооружений. Негативной стороной первого варианта управления является отсутствие водообновления в лимане и, как следствие, ухудшение гидрохимических характеристик его вод в результате увеличения концентрации загрязняющих и биогенных веществ, поступивших в водоем весной с водами поверхностного стока, возникновение гипоксии и заморов за счет интенсификации (при высокой температуре воды) биохимического потребления растворенного в воде кислорода на разложение автохтонного и аллохтонного органического вещества в воде и в донных отложениях (случай 2007 г.). При втором варианте управления водообновление в лимане определяется синоптическими процессами над акваторией СЗЧМ (ветровыми условиями, интенсивностью и частотой сгонно-нагонных явлений). Возможность его реализации определяется величиной среднего уровня моря в летние месяцы. Негативная сторона – возможность уменьшения уровня воды в лимане ниже НПУ при сильных сгонах.

Результаты моделирования циркуляции вод, изменчивости температуры и солености вод лимана летом, при условии свободного нерегулируемого водообмена с морем, свидетельствуют, что при втором варианте управления обеспечивается интенсивное водообновление лимана относительно чистыми морскими водами, которое препятствует повышению солености и ухудшению гидроэкологических характеристик вод лимана до критических значений. Интенсивному водообмену вдоль продольной оси лимана способствует доминирование в районе его расположения ветров с северной и южной составляющими. Однако, водообмен с морем через канал не позволяет существенно снизить сильный прогрев воды в летний период.

Анализ изменчивости уровня моря свидетельствует, что за последние 20 лет межгодовая изменчивость среднего уровня моря стабилизировалась на среднегодовой отметке минус 0,1 м БС, т.е. на 20 см превышает НПУ лимана, и не имеет тренда. Анализ сезонной изменчивости уровня моря за период 1999 – 2003 гг. показал, что тренд его падения в летний период не превышает 10 – 15 см. Следовательно, зная среднюю отметку уровня моря в июне, уже можно предполагать, какой она будет в июле-сентябре. Среднемесячные отметки уровня в летний период превышают НПУ лимана. Текущие отклонения уровня моря от средних отметок (короткопериодные колебания на масштабах от нескольких часов до нескольких суток) представляют собой сгонно-нагонные колебания уровня, определяемые ветровым воздействием. Максимальные отклонения уровня моря при сильных ветрах могут достигать 30 – 40 см. При сильных сгонных ветрах продолжительностью более суток возможно понижение уровня вод в лимане ниже отметки НПУ.

Для северного побережья Одесского района СЗЧМ эффективными нагонными являются ветры ЮЗ, Ю, ЮВ, В направлений, повторяемость которых летом составляет в среднем 40 %. Сильные нагонные ветры (более 6 м/с) наблюдаются в среднем 1 – 3 раза в месяц и продолжительность их не превышает суток. Сгонными для участка моря, примыкающего к Дофиновскому лиману, являются ветры СВ, С, СЗ и З направлений. Их повторяемость как в летний период, так и в течение всего года существенно превышает повторяемость нагонных ветров. Средняя непрерывная продолжительность сильных сгонных ветров находится в пределах суток, а максимальная продолжительность может достигать 5 суток в августе – сентябре. При сильных сгонных ветрах появляется опасность падения уровня воды в лимане на 30 – 40 см ниже среднего уровня моря.

На основе изложенного предлагается следующая стратегия управления гидрологическим и гидрохимическим режимами, а следовательно экологическим состоянием вод лимана: в весенний период необходимо обеспечить наполнение вод лимана пресными водами

бокового притока путем ограничения водообмена с морем. В июне, при условии превышения отметки уровня моря на 10 – 15 см НПУ лимана, рекомендуется открыть гидротехнические сооружения, обеспечив интенсивное водообновление лимана за счет поступления относительно чистых морских вод. Это позволит избежать повышения уровня трофности и развития гипоксических явлений в лимане при сильном прогреве его вод. В августе – сентябре, когда средний уровень моря приближается к НПУ лимана, режим водообмена необходимо контролировать, перекрывая гидротехнические сооружения при значимых (5 м/с и более) и продолжительных сгонных ветрах СВ, С, СЗ и З направлений.

Гидротехнические сооружения, осуществляющие водообмен лимана с морем, должны быть способны пропускать максимальные объемы воды, заложенные в проектных характеристиках. Тогда, даже в экстремально маловодные годы в кратковременные периоды превышения уровня моря над уровнем лимана при сильных нагонах, можно сгладить негативный эффект падения уровня в лимане за счет испарения.

Для уменьшения негативного влияния на водно-солевой и температурный режимы Большого бассейна представляется целесообразным либо углубить северную часть Малого бассейна, либо отгородить ее дамбой от остальной части лимана.

ГЛАВА 4

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТЕЙ РЕГУЛИРОВАНИЯ ГИДРОЭКОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ТИЛИГУЛЬСКОГО ЛИМАНА

Тилигульский лиман – это самый протяжённый лиман Северо-Западного Причерноморья, длина которого достигает 68 км, средняя ширина – 2,5 км, площадь водной поверхности – около 150 км², площадь водосбора 5420 км². Северная и центральная части лимана относительно мелководны, поэтому средняя глубина составляет 3 м, однако в южной и центральной частях лимана расположены котловины, максимальные глубины которых достигают и, по данным некоторых исследователей [1, 2], даже могут превышать 15 м.

Лиман отделен от моря пересыпью шириной около 4 км и длиной до 7 км. В пересыпи прорыт искусственный канал шириной 26-40 м и глубиной 0,5-1,5 м, соединяющий лиман с морем. Эксплуатация канала в рыбохозяйственных целях предполагает открытие его весной для запуска молоди рыбы в лиман на нагул. Однако канал функционирует эпизодически, поскольку интенсивно замывается песком со стороны моря. К каналу примыкают мелководные соленые озера, связанные с ним (рис. 4.1).

В северную часть лимана впадает река Тилигул. Длина реки – 173 км, ширина русла 10-20 м, площадь бассейна 3550 км², среднегодовой расход воды вблизи устья по данным за период 1953-1988 гг. составлял 0,95 м³/сек, однако в период 1989-2008 гг. он уменьшился до 0,6 м³/сек.

Тилигульский лиман и прилегающая территория располагают значительными рекреационными ресурсами. Среди них выделяется крупнейшее месторождение минеральных лечебных магнево-натриевых грязей, запасы которых достигают 15,8 тыс. тонн. Велики возможности использования лимана и прилегающей прибрежной зоны моря по климатическим, гидрологическим, экологическим показателям для лечебной, оздоровительной рекреационной деятельности, а также для регламентированного рыболовства и охоты, экологического туризма. Нижняя часть лимана и прилегающая прибрежная зона моря характеризуются высоким баллом пляжной привлекательности. Экологическому («зеленому») туризму и ограниченным направлениям любительского рыболовства и охоты способствует богатство флоры и фауны акватории Тилигула и прилегающих территорий. В водах лимана обитает 25-30 видов рыб, около 208 видов водорослей.

На берегах лимана расположен Тилигульский региональный ландшафтный парк. Части территории парка представляют собой

чрезвычайно интересные природные объекты со значительным спектром редких и исчезающих видов флоры и фауны.

Тилигульский лиман входит в международный список Рамсарской конвенции о защите водно-болотных угодий. Рамсарское угодье – Тилигульский лиман охватывает площадь 26 000 км² в пределах Николаевской и Одесской областей Украины. Это один из немногих ветландов, которые сохранили сегодня естественные приморские ландшафты; его экологическая система имеет уникальные условия для жизни животного и растительного мира, акватория лимана представляет большую ценность для поддержания биологического равновесия региона.

В настоящее время в результате антропогенной деятельности в бассейне лимана и климатических изменений, отсутствия научно обоснованных планов водного и экологического менеджмента, природные ресурсы Тилигульского лимана находятся под угрозой утраты. Например, в течение аномально жаркого, с большим количеством ливневых атмосферных осадков, лета 2010 г. были отмечены неоднократные случаи массовой гибели рыбы из-за «цветения» водорослей, выделяющих токсические вещества в составе метаболитов, и развития дефицита кислорода в воде, что обусловлено высоким уровнем эвтрофикации водоема. В разных районах лимана локальные заморы рыб наблюдались также летом 1999, 2000, 2001, 2006, 2007 гг.

В результате значительного уменьшения поверхностного стока с водосборного бассейна и нерационального использования соединительного канала увеличилась соленость воды в лимане, которая способствовала смене доминирующего солоноватого комплекса рыб на морской, со значительно меньшим видовым разнообразием.

Для разработки планов водного и эколого-экономического менеджмента Тилигульского лимана необходимо знание особенностей его современного гидрологического режима и динамики вод, а также определяющих их факторов.

4.1 Современный гидрологический режим и динамика вод Тилигульского лимана

Вопросам формирования гидрологического режима Тилигульского лимана и динамики его вод посвящено очень малое количество работ. В работе [3], на основе имеющихся до 1970 г. данных наблюдений, описана многолетняя и годовая изменчивость уровня и солености воды в лимане, особенности пространственного распределения последней, а также формирующие их факторы. В более поздней работе [2] оценены составляющие водного баланса лимана, включая водообмен с морем через

соединительный канал, приведены результаты расчетов интегральной по глубине ветровой циркуляции вод по модели Фельзенбаума, описан термический режим лимана. Результаты ежемесячных полевых наблюдений за водообменом лимана с морем в 2003 г. приведены в работе [1]. Следует отметить, что как показали результаты батиметрической съемки лимана и канала в 2010 г. [4], за прошедшие годы глубины, как лимане, так и в канале изменились в сторону уменьшения.

Методы и материалы, условия модельных расчетов. В работе использовались данные эпизодических полевых наблюдений за гидрологическими характеристиками вод Тилигульского лимана (температура, соленость, уровень воды), водообменом через соединительный канал, выполненные в Одесском филиале Института биологии южных морей НАН Украины, данные многолетних наблюдений за уровнем воды в лимане на водомерном посту лим. Тилигульский – пгт Коблево в период с 1936 по 1987 гг.

Для изучения особенностей динамики вод, пространственно-временной изменчивости температуры, солености воды, проникновения морских вод в лиман при функционировании соединительного канала, использовалась численная, нестационарная гидротермодинамическая модель [5-7]. При расчетах акватория лимана покрывалась горизонтальной расчетной сеткой 44×99 узлов с шагом 400 м. Использовались 10 расчетных уровней по вертикали в σ -системе координат. Глубины в лимане задавались на основе данных батиметрической съемки, выполненной в октябре 2010 г. при отметке уровня воды в лимане минус 0,4 м БС (рис. 4.1).

Модельные расчеты выполнялись в три этапа. Первая серия численных экспериментов с моделью проводилась для исследования особенностей ветровой циркуляции вод в лимане при отсутствии водообмена с морем. Расчеты установившихся ветровых течений выполнялись при стационарных ветрах восьми основных румбов скоростью 5 м/с.

Во второй серии численных экспериментов моделировалась пространственно-временная изменчивость уровня воды в лимане, термохалинной структуры вод в период с начала мая по конец августа при учете стока р.Тилигул, разницы месячных сумм атмосферных осадков и испарения (табл. 4.1), но при отсутствии водообмена с морем. Сток реки Тилигул полагался равным 0,3 м³/с в мае, 0,95 м³/с – в июле и 0,05 м³/с – в июне и августе, что соответствует особенностям формирования стока в соответствующий период 2010 г. Временная изменчивость направления и скорости ветра, температуры воздуха (с дискретностью 6 часов), месячных сумм атмосферных осадков задавалась на основе данных наблюдений, выполненных на ГМС «Порт Южный» в 2010 г. Испарение с водной поверхности лимана задавалось на основе осредненных за период 1960-

2007 гг. среднемесячных данных наблюдений метеостанции г.Болград, расположенной у пресноводного озера Ялпуг Эти величины приводились к солености морской воды 19 ‰ с использованием пересчетного множителя 0,94 (табл. 4.1) [4]. В табл. 4.1 для сравнения приведены также средние многолетние месячные суммы атмосферных осадков, рассчитанные по данным м/ст. Одесса-ГМО за период с 1894 по 2008 гг. Видно, что по средним многолетним данным в период с мая по сентябрь испарение в три раза превышает количество выпавших атмосферных осадков.

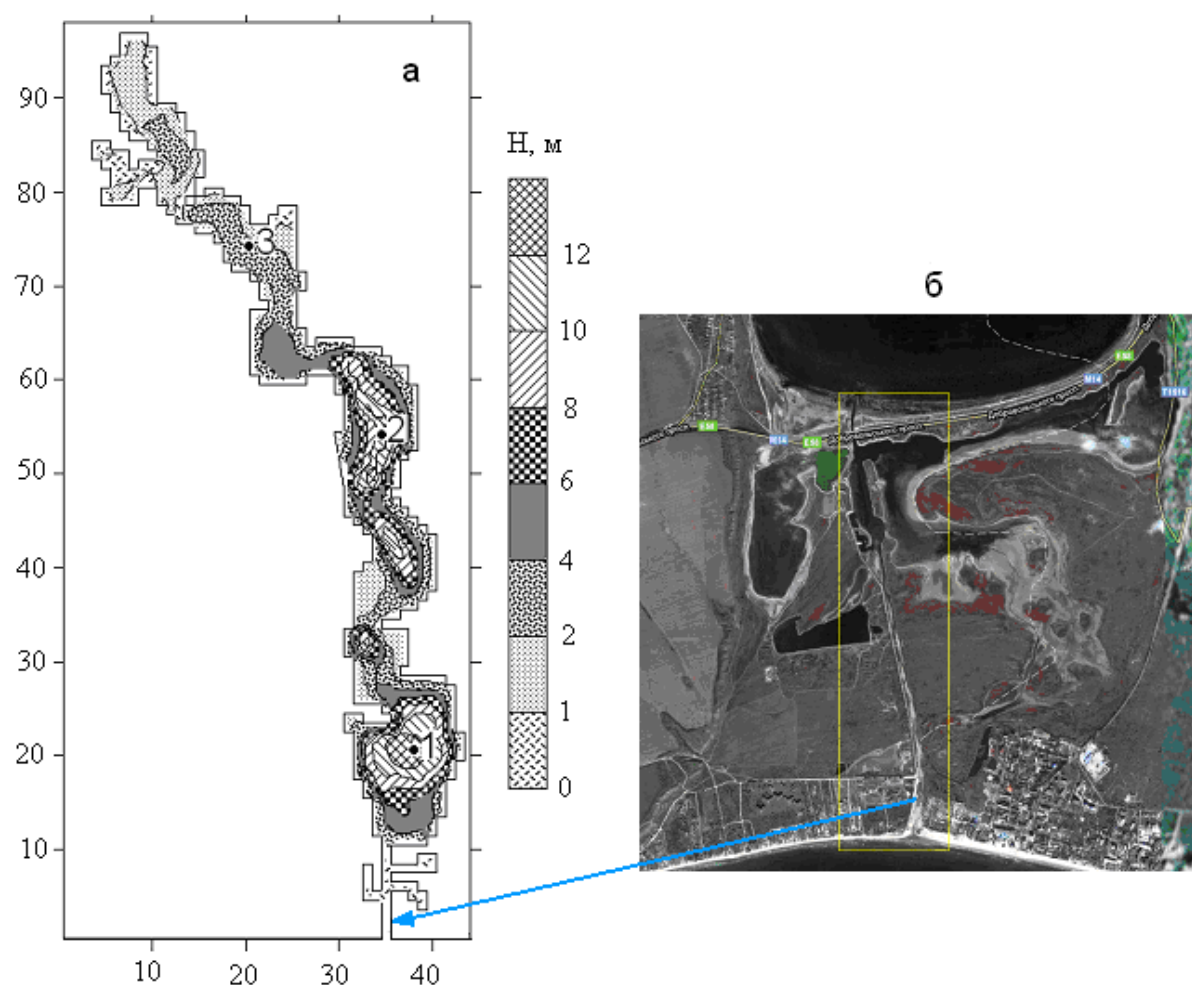


Рис. 1 – Горизонтальная расчетная сетка акватории Тилигульского лимана с глубинами, соответствующими уровню моря минус 0,4 м БС (а)*. Космический снимок участка побережья между южной частью Тилигульского лимана и прилегающей акваторией Черного моря (б), на котором расположен соединительный канал (выделен рамкой) с системой соленых озер связанных с ним.

* На осях координат указаны номера узлов расчетной сетки с горизонтальным шагом 400 м. Цифры 1, 2, 3 – номера реперных точек на акватории лимана при анализе результатов расчетов.

Таблица 4.1 – Средние многолетние месячные величины испарения, атмосферных осадков и измеренные на ГМС «Порт-Южный» в 2010 г. месячные величины атмосферных осадков, использованные в модельных расчетах

Месяцы	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Атм.осадки,мм, 1894-2008 гг.	28,1	34,9	47,4	40,2	34,9	35,0
Атм.осадки,мм, 2010 г.	45,2	86,2	47,3	113,4	26,7	69,6
Испарение, мм, 1960-2007 гг.	62,0	99,0	124,0	142,0	131,0	91,0

В третьей серии численных экспериментов с моделью учитывался водообмен лимана с морем через соединительный канал, глубина и ширина которого при отметке уровня моря минус 0,4 м БС полагались равными 0,5 и 30 м, соответственно. Как и в предыдущей серии экспериментов, моделировался наиболее критический для экосистемы лимана отрезок времени года – с начала мая по конец августа, при гидрометеорологических условиях 2010 года. Временная изменчивость солености и температуры морской воды (среднедекадные значения) на морской открытой границе соединительного канала задавалась на основе данных наблюдений, выполненных на ГМС «Порт Южный».

Начальная отметка уровня моря принималась равной минус 0,15 м БС, а уровня воды в лимане минус 0,4 м БС. Учитывалось падение отметки уровня воды в лимане за счет разницы месячных сумм атмосферных осадков и испарения. Вертикальное распределение температуры и солености воды в лимане в начальный момент времени задавалось на основе данных наблюдений и полагалось однородным в горизонтальной плоскости.

Современный гидрологический режим лимана по данным наблюдений. Водный режим Тилигульского лимана определяется объемами притока вод с водосборного бассейна лимана (включая сток р.Тилигул), соотношением количества атмосферных осадков, которые выпадают на водное зеркало лимана, и объемами испарения с него, наличием водообмена лимана с морем через искусственный соединительный канал.

Внутригодовой ход среднемесячных значений уровня воды в лимане (рис. 4.2) по данным водомерного поста лим. Тилигульский – пгт. Кobleво, осредненным помесечно за период его функционирования с 1936 по 1987 гг., характеризуется повышением уровня с января по апрель на 0,3 м, стабильным периодом в мае–июле и снижением, начиная с августа, до минимального значения в ноябре. Приведенные значения отметок уровня

воды в лимане в большей степени характерны его изолированному от моря состоянию.

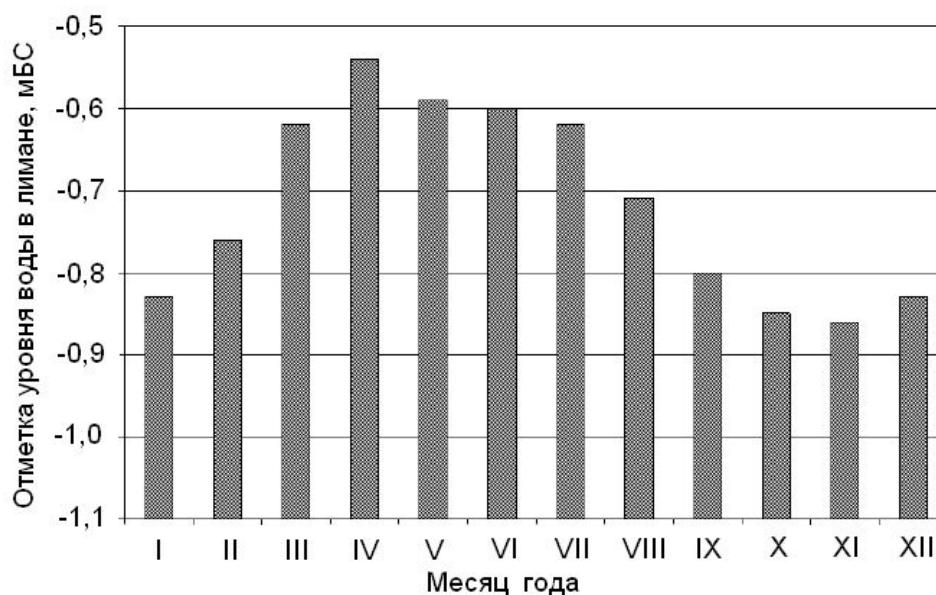


Рис. 4.2 – Сезонная изменчивость среднемесячных отметок уровня воды в Тилигульском лимане, осредненных за период с 1936 по 1987 гг.

На рис. 4.3 приведена установленная по данным эпизодических наблюдений изменчивость отметок уровня воды в лимане в современный период, начиная с 2003 г. Наиболее высокие уровни были отмечены весной 2003 г., когда в результате интенсивного паводка в лиман поступило большое количество воды с поверхностным стоком. Уровень воды в лимане на несколько десятков сантиметров превысил уровень моря и в марте-апреле наблюдался интенсивный сток воды из лимана в море через соединительный канал. В середине июня канал был закрыт и началось падение уровня лимана вследствие интенсивного испарения. К концу 2003 г. он понизился до минус 0,43 м БС.

До середины 2006 г. сохранялась определенная стабильность уровня режима, диапазон колебаний составлял около 40 см. В весенние месяцы уровень лимана несколько повышался за счет поверхностного стока с бассейна лимана и притока морской воды через соединительный канал, а во второй половине года происходило его снижение в результате интенсивного испарения.

В 2007 г. начался период значительного понижения уровня лимана (до минус 0,95 м БС), который продолжался до конца 2009 г. Отметки уровня воды в лимане не превышали минус 0,40 м БС. В этот период количество выпавших атмосферных осадков было ниже годовых норм на 10-40 мм, а время функционирования соединительного канала очень непродолжительным.

Зимой 2009-2010 гг. выпало 275 мм осадков при норме 97 мм. В лиман поступило большое количество воды с поверхностным стоком с его водосборного бассейна. Кроме того, в середине марта 2010 г. был открыт соединительный канал с морем, который функционировал до середины сентября. В результате, уровень воды в лимане в июне поднялся до минус 0,05 м БС.

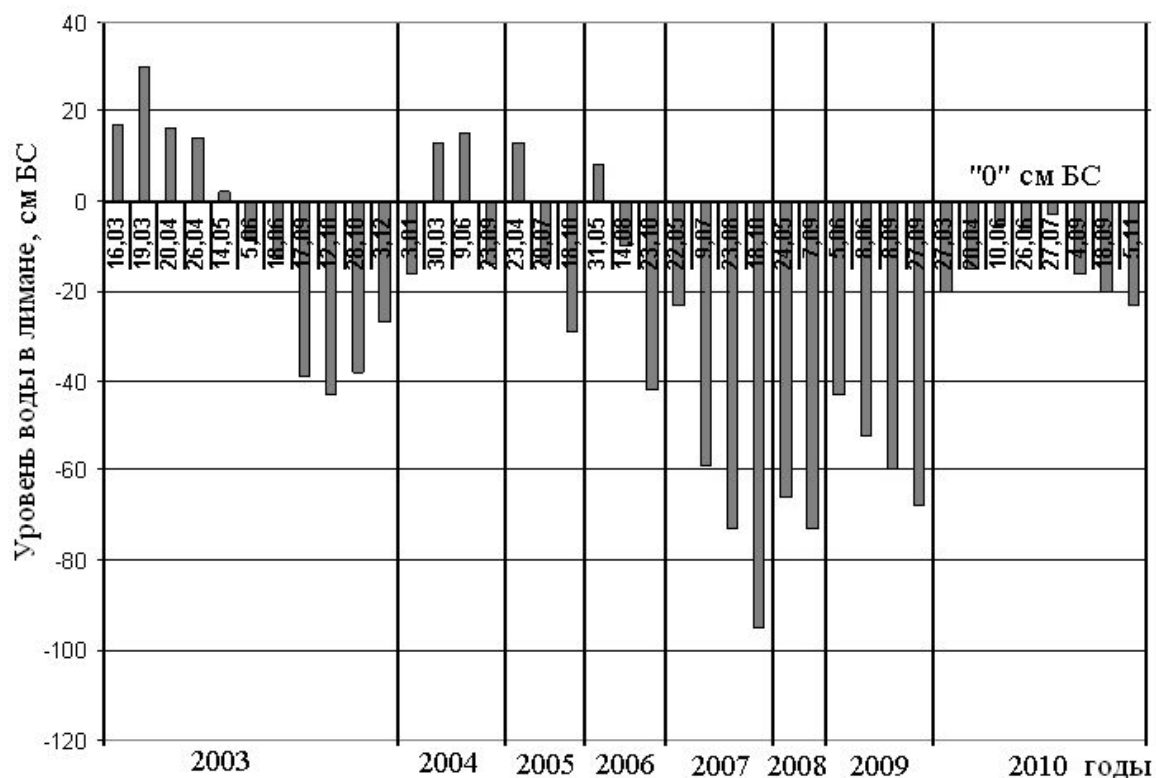


Рис. 4.3 – Изменчивость отметок уровня воды в Тилигульском лимане по данным эпизодических наблюдений в 2003-2010 гг.

В течение года температура воды в лимане может изменяться в широком диапазоне: от минус 0,1-0,2 °С зимой до 32-35 °С на мелководье летом. В холодные зимы лиман покрывается льдом на период 1-2 месяца. Толщина ледового покрова может достигать 0,5 м.

На рис. 4.4 приведены результаты эпизодических наблюдений за температурой и соленостью воды в прибрежной зоне центральной части лимана – на правом берегу между Чиловой и Ранжевой косами, в точке отстоящей от пересыпи на 12 км. В летние месяцы 2007-2009 гг. в этом районе в 100 м от берега наблюдались значения температуры воды около 25 °С и выше. Температура воды более 20 °С наблюдалась с мая по сентябрь. В аномально жаркий август 2010 г. была зафиксирована температура воды 32,1 °С. Даже в первой половине сентября 2010 г. температура воды была 24,5-24,6 °С.

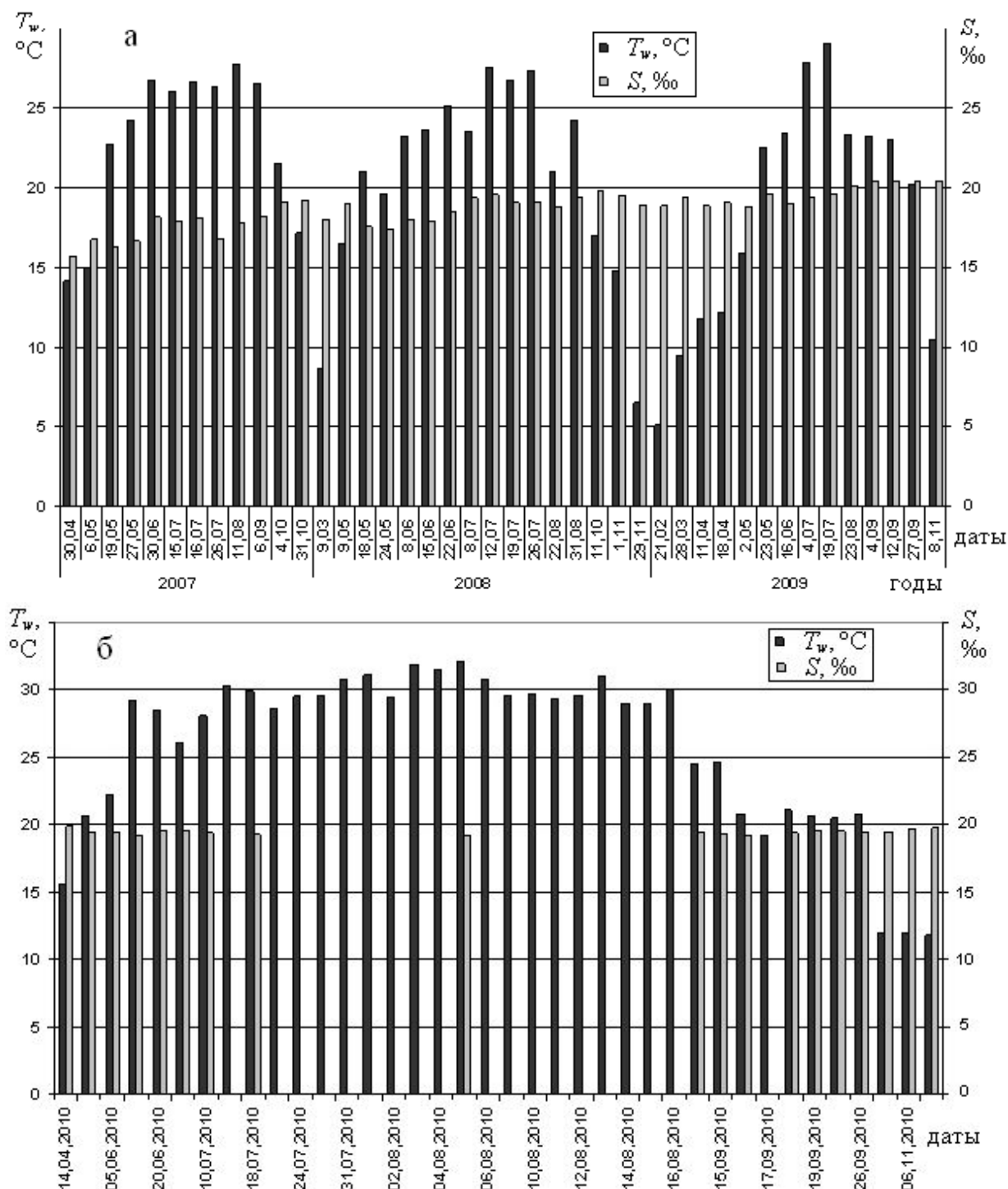


Рис. 4.4 – Изменчивость значений температуры (T_w , °C) и солености (S , ‰) воды в поверхностном слое центральной части Тилигульского лимана: а – 2007-2009 гг.; б – 2010 г.

Для вертикального распределения температуры воды в летний период года характерно формирование в котловинах южной и центральной частей лимана на глубинах более 10 м мощного сезонного термоклина.

При температуре воды поверхностного слоя 25-30 °С, на глубине 14-15 м она не превышала 8-9 °С (рис. 4.5).

Соленость воды в лимане может колебаться от 6 ‰ в период весеннего половодья до 23 ‰ осенью (рис. 4.6). В прошлом, когда объемы стока реки Тилигул составляли значительную часть водного баланса лимана и поддерживался водообмен с морем, существовало четкое разделение лимана на соленую (около 15 ‰) – южную и опресненную (8,5 ‰) – северную части [8]. В современных условиях к концу лета – началу осени соленость вод как в южной (при отсутствии водообмена с морем), так и в северной частях лимана (при отсутствии стока р.Тилигул) может возрастать до 19-22 ‰. Заметим, что в период полной изоляции лимана в IX веке соленость его вод достигала 40 ‰.

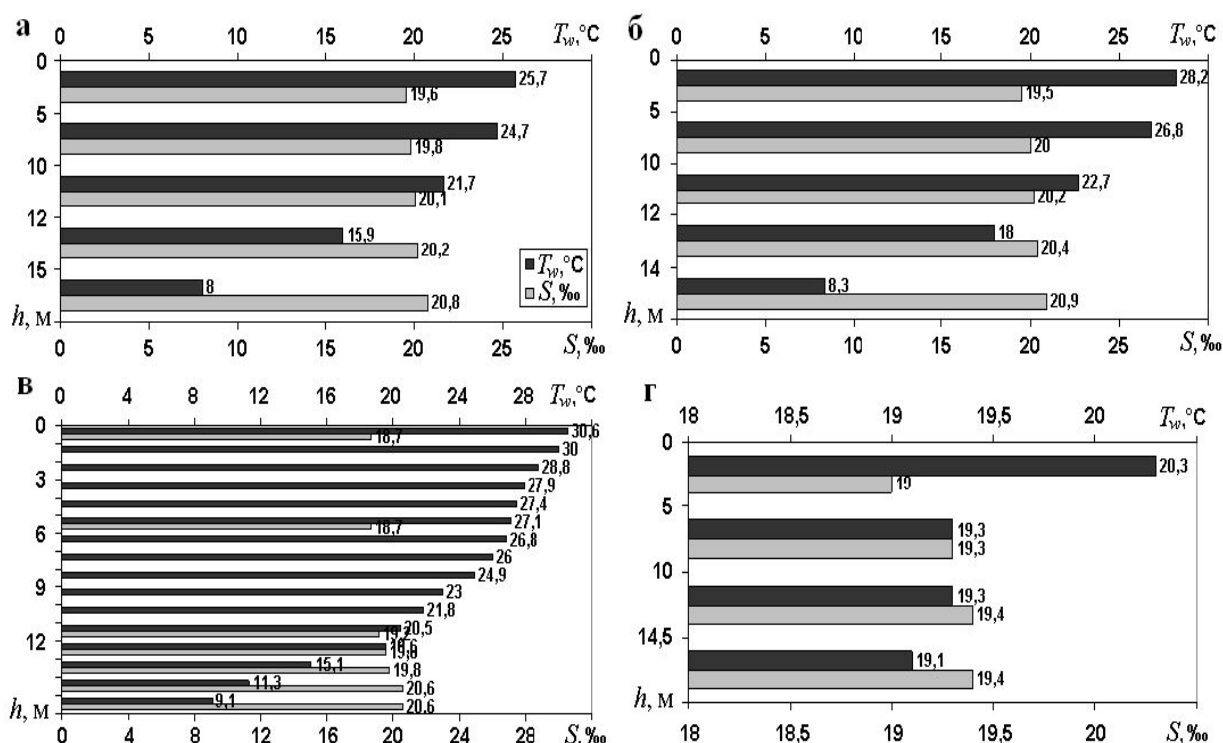


Рис. 4.5 – Изменчивость вертикального распределения температуры ($T_w, ^\circ\text{C}$) и солености ($S, \text{‰}$) воды в котловине центральной части Тилигульского лимана в 2010 г.:

а – 04.07.2010; б – 18.07.2010; в – 05.08.2010; г – 16.09.2010

В центральной части лимана на протяжении 2007-2009 гг. (рис. 4.4) соленость воды колебалась в пределах 16-20 ‰, а в 2010 г. не опускалась ниже 18,5 ‰. Вертикальное распределение солености летом в районе глубоких котловин центральной части лимана характеризуется относительной однородностью (рис. 4.5). Максимальная разница между соленостью вод поверхностного и придонного слоев не превышает 2 ‰.

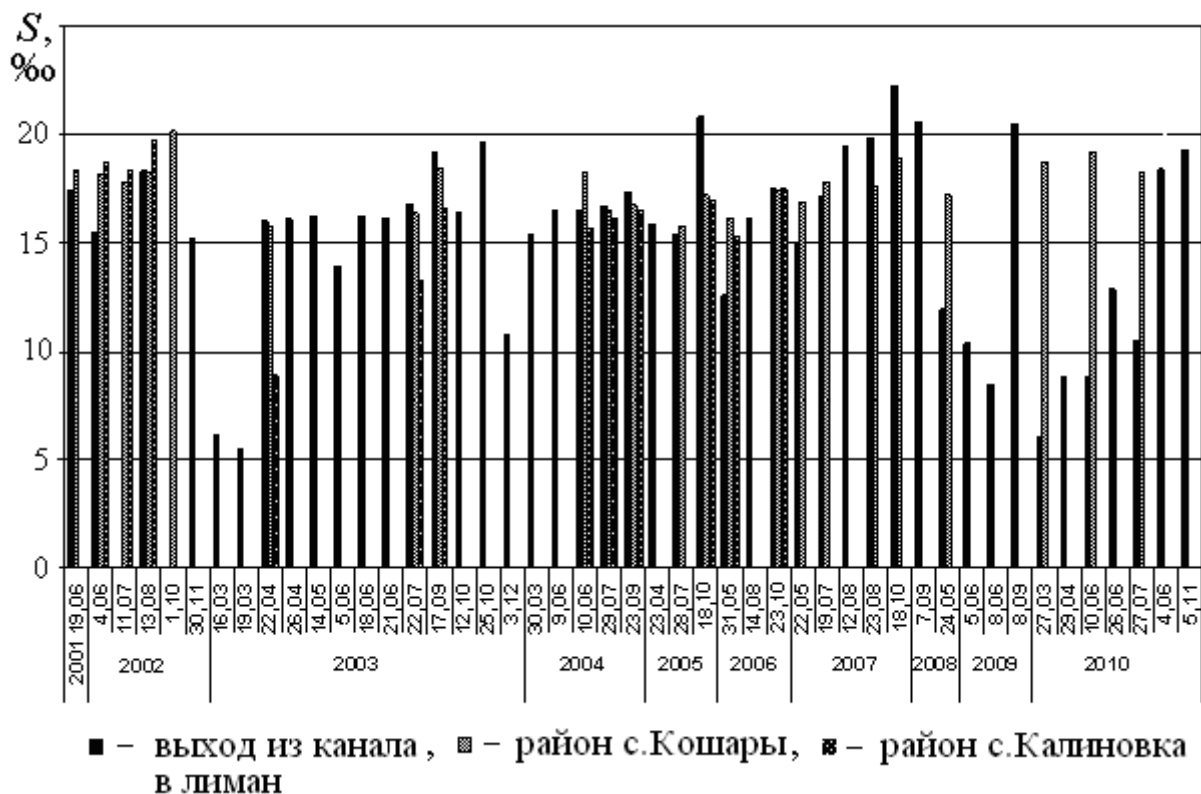


Рис. 4.6 – Изменчивость значений солености воды (S , ‰) в различных частях Тилигульского лимана по данным эпизодических береговых наблюдений в 2001-2010 гг.

Результаты моделирования пространственно-временной изменчивости гидрологических характеристик. Результаты расчетов установившихся ветровых течений при стационарных ветрах различных направлений скоростью 5 м/с и отсутствии водообмена с морем свидетельствуют (рис. 4.7, 4.9.I), что пространственная структура осредненных по глубине течений имеет ярко выраженный ячеистый характер и состоит из множества вихревых образований (циркуляционных ячеек), расположенных вдоль продольной оси лимана. Такой характер циркуляции вод обусловлен особенностями геоморфологического строения лимана – конфигурацией берегов, распределением глубин вдоль лимана. Береговая линия лимана очень извилиста, а ложе южной и центральной его частей представляет собой набор глубоких котловин, разъединенных мелководными участками (рис. 4.1). В результате, в лимане отсутствуют протяженные и мощные вдольбереговые течения, которые способствуют массообмену между различными его частями. Вихревые структуры препятствуют распространению водных масс и примеси вдоль акватории лимана.

На рис. 4.8, 4.9.П представлены поверхностные течения в лимане при различно ориентированных по отношению к продольной оси канала ветрах. Видно, что интенсификация поверхностных течений наблюдается на мелководных участках акватории лимана, ориентированных в направлении ветра. В придонном слое пространственная структура течений определяется характером баротропной циркуляции. На относительно глубоких участках южной и центральной частей лимана вертикальная структура течений может быть двухслойной: на поверхности формируются дрейфовые течения, направленные по ветру, а в придонном слое – противоположно направленные градиентные течения. При этом поверхностные дрейфовые течения ослабляются придонным градиентным потоком (рис. 4.9.П.а).

На рис. 4.10.а показана изменчивость уровня воды в граничных точках соединительного канала со стороны лимана и моря при его функционировании. Видно, что после фазы начального наполнения лимана, продолжительностью около 20-30 суток, амплитуда колебаний уровня воды в лимане намного меньше, чем в море. Отмечается также временная задержка в несколько суток при смене тенденций изменения уровня воды в лимане, по отношению к морю.

На интенсивность баротропной циркуляции вод в лимане, помимо колебаний уровня моря, влияют также и формируемые ветром градиенты уровня между северной и южной оконечностями лимана (рис. 4.10.б). В результате воздействия ветра перекося уровня между южной и северной оконечностями лимана может достигать 0,2 м.

Результаты моделирования свидетельствуют, что при отсутствии водообмена с морем уровень воды в лимане с мая по август при гидрометеорологических условиях 2010 г. уменьшился бы на 0,2 м (рис. 4.10.а) за счет превышения испарения над поступлением воды в лиман с атмосферными осадками и стоком р.Тилигул.

Изменчивость осредненной по глубине скорости течений, а также расходов воды в канале при современных его морфометрических характеристиках показана на рис. 4.11. Баротропные течения и расходы воды в канале характеризуются очень сильной короткопериодной изменчивостью, как по величине, так и по направлению, что обусловлено совместным действием ветра, колебаний уровня воды в лимане и море. Полученные в результате моделирования значения скоростей течений в канале хорошо согласуются с данными немногочисленных эпизодических натурных наблюдений [4], выполненных на протяжении последних лет. В частности, в 2010 г. были зафиксированы скорости течений в канале, у его выхода в лиман, в диапазоне от 0,10 до 0,34 м/с.

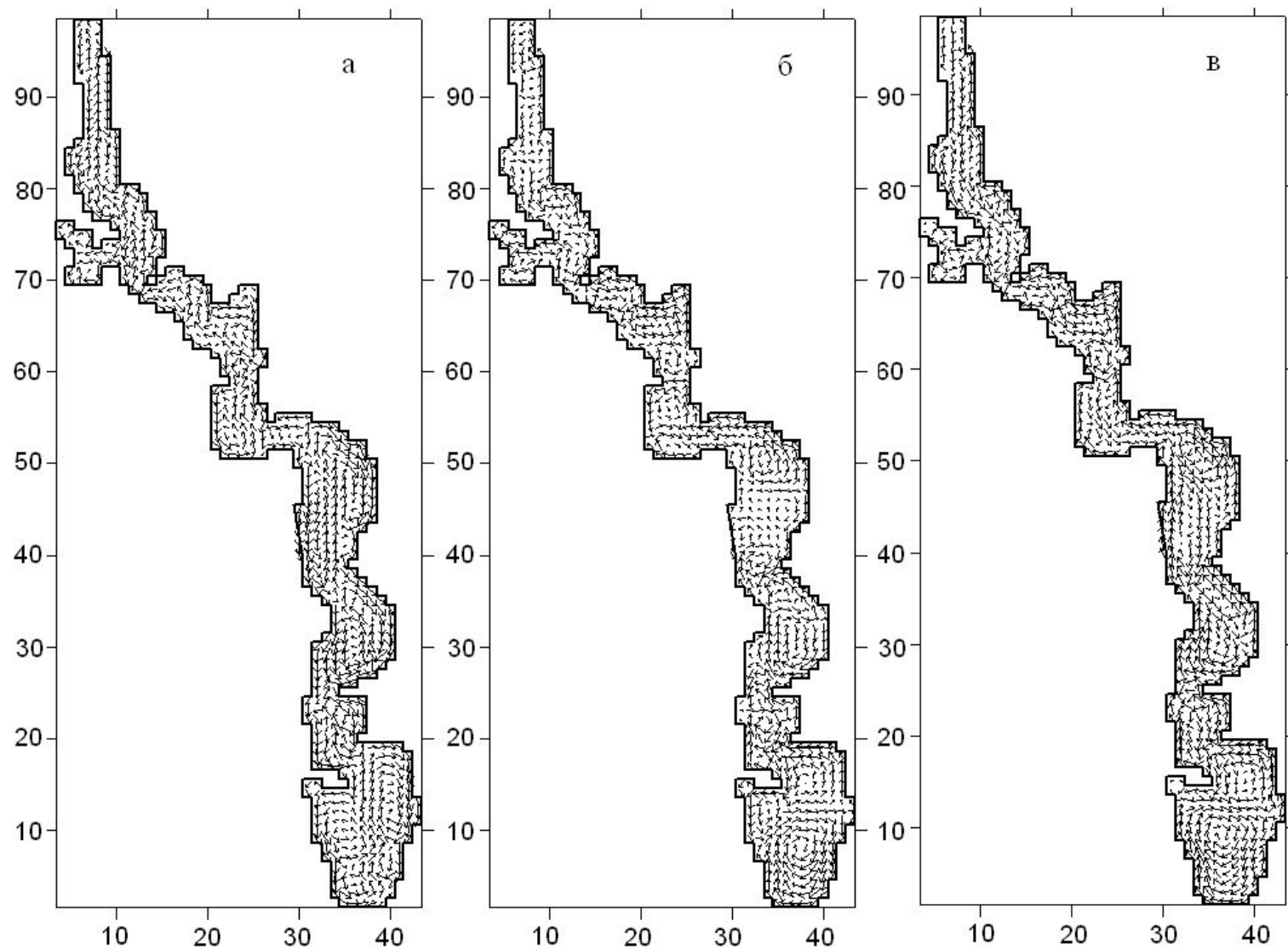


Рис. 4.7 – Поле векторов средних по глубине (баротропных) течений в лимане при стационарных ветрах скоростью 5 м/с различных направлений: а – северном; б – восточном; в – юго-восточном

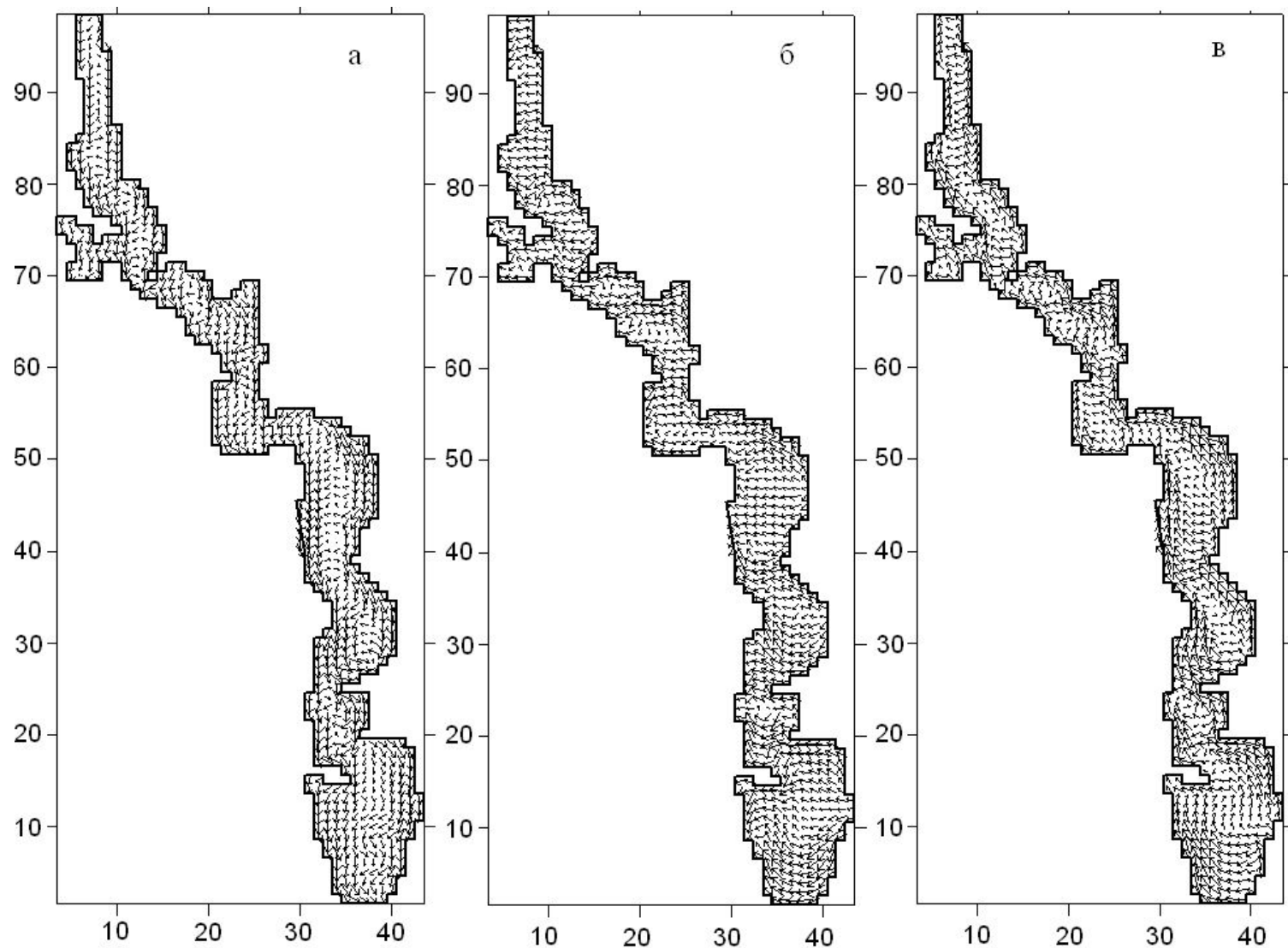


Рис. 4.8 – Поле векторов поверхностных ветровых течений в лимане при стационарных ветрах скоростью 5 м/с различных направлений: а – северный; б – восточный; в – юго-восточный

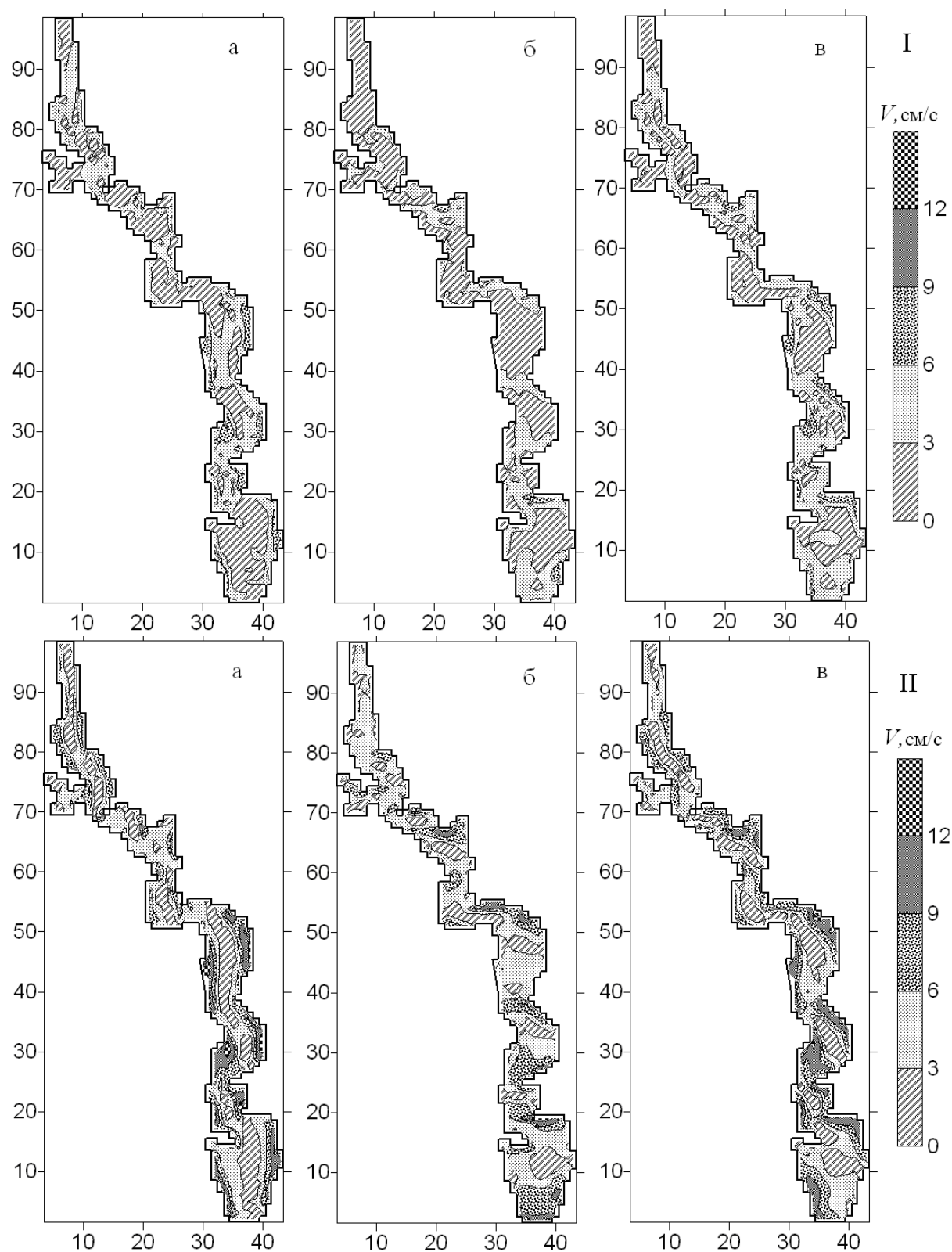


Рис. 4.9 – Поля изотак средних по глубине (баротропных) течений (I) и поверхностных ветровых течений (II) в лимане, см/с, при стационарных ветрах скоростью 5 м/с различных направлений: а – северный; б – восточный; в – юго-восточный

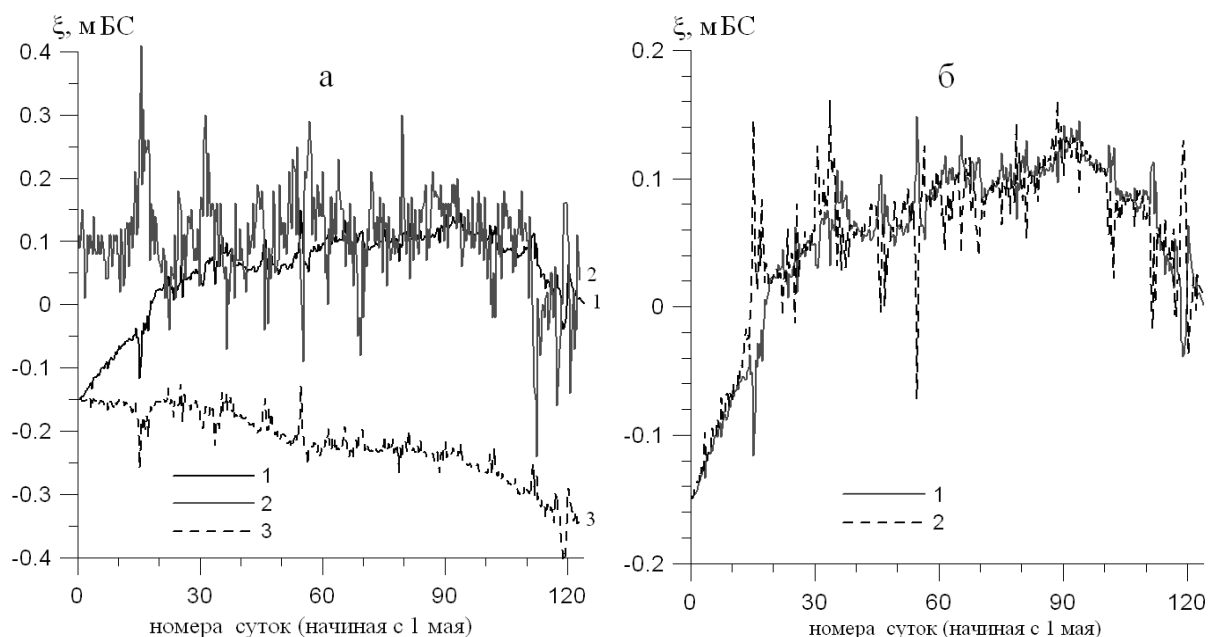


Рис. 4.10 – Временная изменчивость отметки уровня воды (м БС): а – на границах соединительного канала со стороны лимана (1) и моря (2) при открытом канале, у южной границы лимана при закрытом канале (3); б – на южной (1) и северной (2) оконечностях лимана при открытом канале

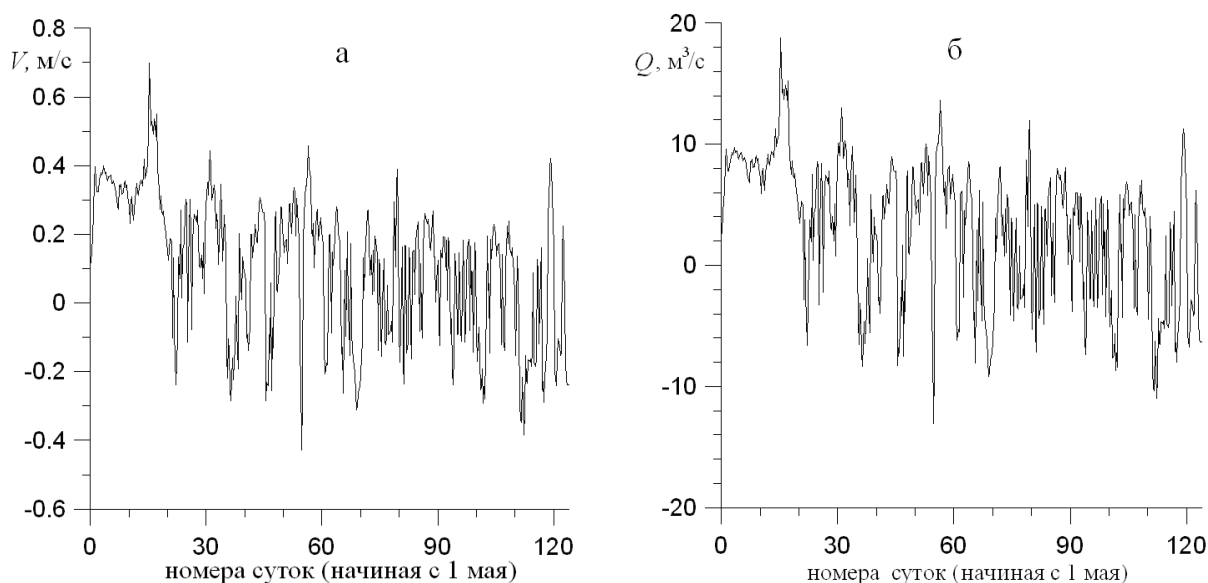


Рис. 4.11 – Временная изменчивость скорости баротропных течений, м/с, (а) и расходов воды, м³/с, (б) в соединительном канале (вблизи выхода в лиман) при современных его морфометрических характеристиках. Положительные значения соответствуют входу воды в лиман, отрицательные – вытоку

На рис. 4.12 приведена полученная в модели и по данным наблюдений изменчивость температуры и солености вод поверхностного слоя центральной части Тилигульского лимана в районе с. Пшеняново. Следует отметить, что используемые данные наблюдений были получены в прибрежной мелководной зоне лимана. Из сравнения данных наблюдений за температурой вод поверхностного слоя, выполненных на прибрежном мелководье и в глубокой части акватории лимана в районе с. Пшеняново в одни и те же дни лета 2010 г., следует, что на мелководье воды лимана прогреты в среднем на 1,5 °С больше, чем в глубокой части. Поэтому расположение наблюдаемых значений температуры на рис. 4.12.а в диапазоне между кривыми модельных значений температуры, полученных для мелководной северной части (реперная точка 3) и над котловиной центральной части (реперная точка 2) лимана представляется обоснованным.

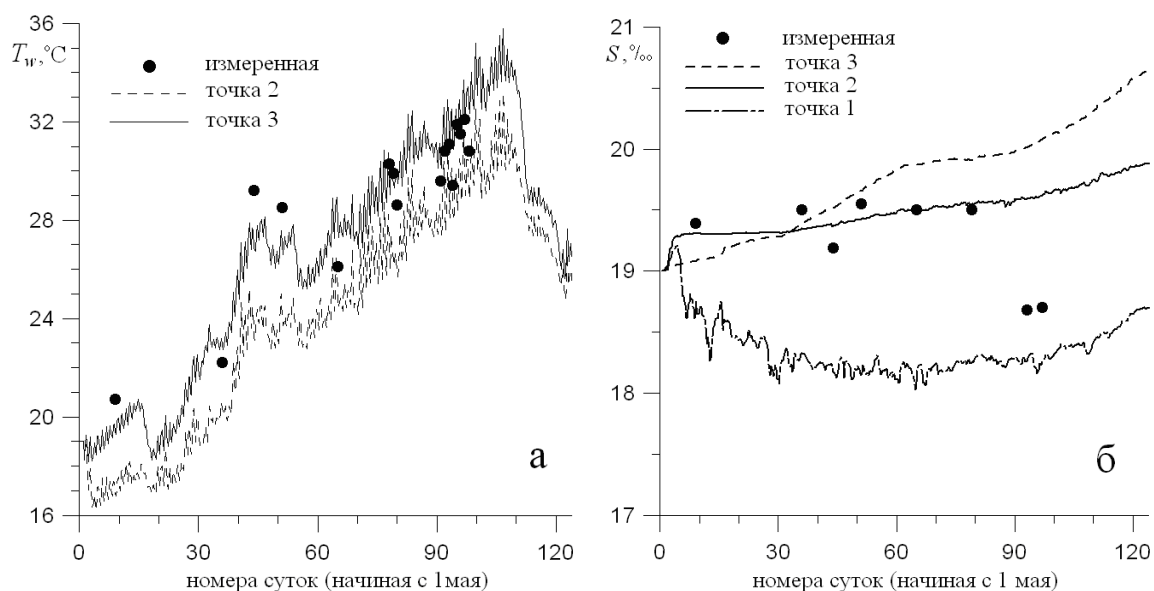


Рис. 4.12 – Временная изменчивость температуры, °С, (а) и солености, ‰, (б) вод поверхностного слоя в реперных точках на акватории лимана (рис. 4.1), полученная при моделировании и по данным эпизодических наблюдений на участке акватории, прилегающем к с.Пшеняново (центральная часть лимана)

При наличии водообмена с морем соленость в южной части лимана понижается до 18,0-18,5 ‰. В мелководной северной части лимана, даже при наличии стока р.Тилигул в летний период года, соленость вод наибольшая и превышает 20 ‰. Во временной изменчивости наблюдаемых значений солености вод поверхностного слоя в центральной части лимана (рис. 4.12.б) обращает на себя внимание понижение ее значений в начале августа 2010 г. до 18,7 ‰, которое не отражается в результатах модельных

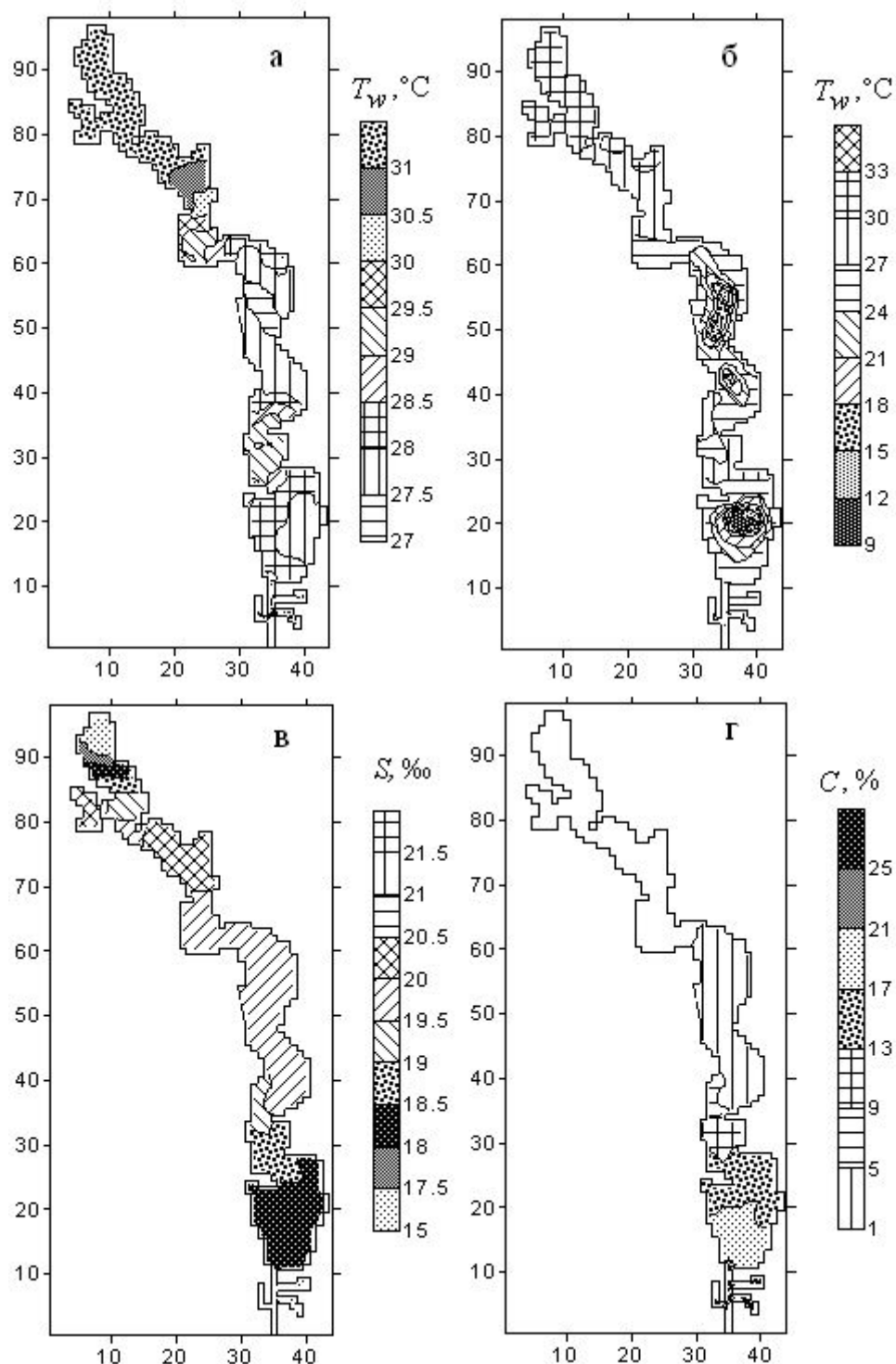


Рис. 4.13 – Пространственное распределение температуры воды, $^\circ\text{C}$, в поверхностном (а) и придонном (б) слоях лимана; солёности, ‰ , вод поверхностного слоя (в); концентрации в поверхностном слое консервативной примеси нейтральной плавучести, усл. ед., поступающей в лиман с морскими водами (г)

расчетов. Это означает, что зафиксированное понижение солёности не связано с учитываемыми при модельных расчетах факторами:

проникновением трансформированных морских вод из южной части лимана и стоком р.Тилигул, а обусловлено вероятнее поступлением пресных вод с боковым стоком с берегов лимана.

Рассчитанное с помощью модели пространственное распределение температуры и солености морской воды, соответствующее середине июля, приведено на рис. 4.13. Модельные поля отражают основные особенности пространственной изменчивости указанных характеристик. Минимумы температуры воды поверхностного слоя отмечаются в районах расположения глубоких котловин и образуются за счет вертикального турбулентного перемешивания с относительно холодными водами придонного слоя. Максимальному прогреву подвергается мелководная северная часть лимана, где температура воды превышает 31 °С.

Как следует из рис. 4.14, модель с достаточной для гидроэкологических расчетов точностью отражает особенности вертикального распределения температуры воды в глубоких частях лимана.

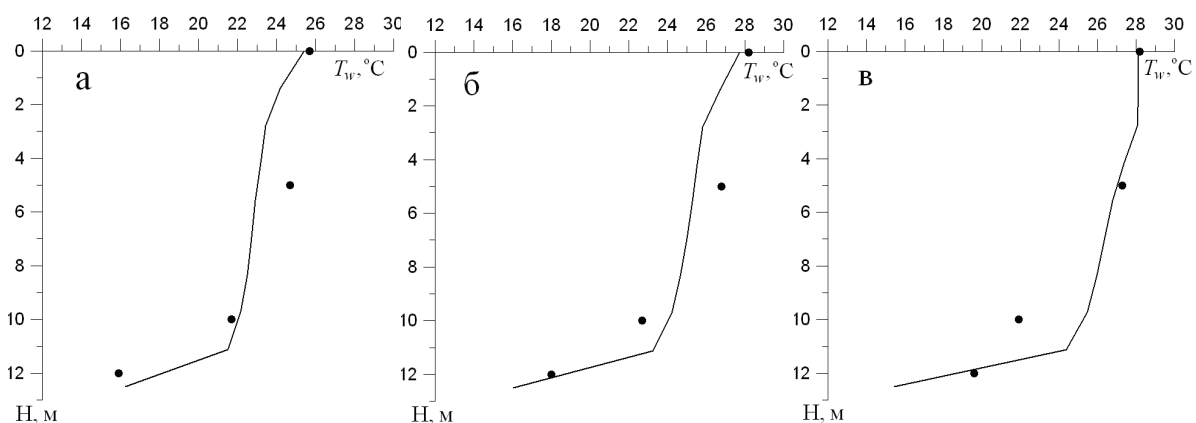


Рис. 4.14 – Вертикальное распределение температуры воды, °С, полученное в модели (кривые) и по данным натурных наблюдений (точки) в котловине центральной части Тилигульского лимана в 2010 г.: а – 04.07.2010; б – 18.07.2010; в – 01.08.2010

Выводы. На основе анализа данных эпизодических гидрологических наблюдений и результатов модельных расчетов установлено, что в наиболее критический для экосистемы лимана летний период года, в котловинах южной и центральной частей Тилигульского лимана на глубинах более 10 м формируется мощный сезонный термоклин. При температуре воды поверхностного слоя 25-30 °С, на глубине 14-15 м она не превышает 8-9 °С. На мелководных участках акватории лимана воды поверхностного слоя могут прогреваться до 32-34 °С. Над котловинами температура воды поверхностного слоя в среднем на 1,5 °С меньше, чем на мелководье.

Соленость воды в лимане может колебаться от 5 ‰ в период весеннего половодья до 22 ‰ осенью. При отсутствии водообмена с морем, к концу лета соленость как в северной, так и в южной частях лимана может превышать 20 ‰. При наличии водообмена с морем соленость вод в южной части лимана понижается до 18,0 – 18,5 ‰. В мелководной северной части лимана, даже при наличии стока р.Тилигул в летний период года, соленость наибольшая и превышает 20 ‰. Вертикальное распределение солености летом, в районе глубоких котловин, характеризуется относительной однородностью. Максимальная разница между соленостью вод поверхностного и придонного слоев не превышает 2 ‰.

За период с 2003 по 2010 гг. уровень воды в лимане, в зависимости от гидрометеорологических условий года, наличия и продолжительности водообмена с морем через соединительный канал, изменялся в пределах от 0,3 до минус 0,95 м БС. По данным многолетних наблюдений падение уровня воды в лимане в период с апреля по ноябрь составляет около 0,3 м. При отсутствии водообмена с морем, в зависимости от гидрометеорологических условий года, возможно понижение уровня воды в лимане к концу летнего периода на 0,2-0,5 м, в результате преобладания убыли воды при испарении над ее поступлением с атмосферными осадками и поверхностным стоком с водосбора лимана. При наличии водообмена с морем в течение 20-30 суток происходит наполнение лимана морскими водами. В дальнейшем, среднемесячные отметки уровня воды в лимане и моря близки между собой.

Интегральная по глубине циркуляция вод в лимане имеет ярко выраженный ячеистый характер и состоит из множества вихревых образований (циркуляционных ячеек), расположенных вдоль продольной оси лимана. В лимане отсутствуют протяженные и мощные вдольбереговые течения, которые способствуют массообмену между различными его частями. Вихревые структуры препятствуют распространению водных масс и примеси вдоль акватории лимана. Вертикальная структура течений характеризуется однонаправленностью на мелководных участках и двухслойностью на глубоких участках южной и центральной частей лимана (на поверхности формируются дрейфовые течения, направленные по ветру, а в придонном слое – противоположно направленными градиентные течения). Имеет место интенсификация поверхностных течений на мелководных участках акватории лимана, ориентированных в направлении ветра. На глубоких участках акватории с двухслойной вертикальной структурой течений поверхностные дрейфовые течения ослабляются придонным градиентным потоком.

Результаты модельных расчетов удовлетворительно согласуются с данными натурных наблюдений за изменчивостью гидрологических характеристик лиманных вод. Численная гидротермодинамическая модель

[5, 6] может использоваться для изучения влияния морфометрических характеристик канала на интенсивность водообмена Тилигульского лимана с морем и формирование гидроэкологического режима лимана.

4.2 Влияние морфометрических характеристик соединительного канала на водообмен лимана с морем

В настоящее время, в результате антропогенных преобразований на водосборном бассейне лимана, значительного изъятия стока р.Тилигул в хозяйственных целях, увеличения повторяемости засушливых сезонов, наиболее реальным механизмом регулирования гидроэкологического режима лимана представляется обеспечение водообмена с морем.

При функционировании соединительного канала направленность и интенсивность водообмена с морем определяются морфологическими характеристиками канала (шириной, глубиной) и инициированными ветром короткопериодными сгонно-нагонными колебаниями уровня моря.

Водообмен с морем определяет термохалинную структуру вод в лимане и ее пространственно-временную изменчивость, а также влияет на динамику вод. В летний период года обеспечение интенсивного водообновления лимана за счет водообмена с морем является фактором стабилизации его гидроэкологического состояния. Поэтому актуальной представлялась задача определения таких оптимальных морфометрических характеристик соединительного канала, которые обеспечат максимальное проникновение морских вод в лиман. Исходя из вышесказанного, с помощью описанной в разделе 1.2 гидродинамической модели [5-7], оценим влияние морфометрических характеристик соединительного канала на интенсивность водообмена лимана с морем и разбавления загрязненных лиманных вод относительно чистыми морскими.

Моделирование выполнялось при тех же условиях, что и в третьей серии численных экспериментов, описанных в предыдущем подразделе, за исключением того, что изменялись морфометрические характеристики канала (ширина и глубина).

В качестве индикатора проникновения морских вод в лиман рассматривалась консервативная примесь нейтральной плавучести, концентрация которой в морской воде принималась равной 100 условным единицам, а в лимане в начальный момент времени – нулю. В данной постановке концентрацию примеси можно рассматривать как показатель процентного содержания морских вод в различных частях лимана.

Сценарные расчеты проводились для следующих вариантов морфологических характеристик канала:

- 1) глубина соединительного канала (при отметке уровня моря минус 0,4 м БС) $H_k = 0,5$ м, ширина $d = 30$ м (современные характеристики);
- 2) при сохранении глубины канала $H_k = 0,5$ м, увеличение его ширины d до 50 и 100 м;
- 3) углубление соединительного канала до максимально возможной величины $H_k = 2,0$ м, при его ширине $d = 30$ м и 50 м.

Рассчитанная с помощью модели изменчивость осредненной по глубине скорости течений, а также расходов воды в канале при различных его морфометрических характеристиках, показана на рис. 4.15 – 4.16. Скорость баротропных течений в канале значительно возрастает при увеличении его глубины (рис. 4.15) и практически не меняется при увеличении ширины. Это свидетельствует о доминирующем влиянии на скорость потока в канале, в рассматриваемом диапазоне значений морфологических характеристик, придонного трения по сравнению с боковым трением о стенки канала.

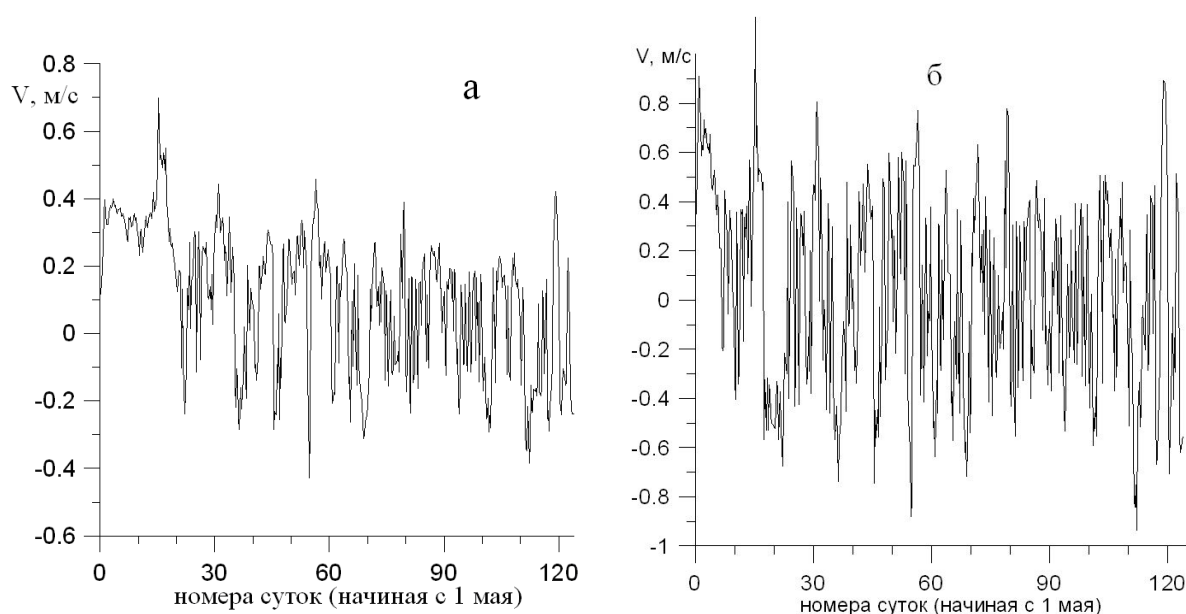


Рис. 4.15 – Скорость баротропного потока (м/с) в соединительном канале (вблизи выхода в лиман): а – при современных морфологических характеристиках $H_k = 0,5$ м, $d = 30$ м; б – при углублении канала до $H_k = 2,0$ м, $d = 30$ м. Положительные значения соответствуют входу воды в лиман, отрицательные – вытоку

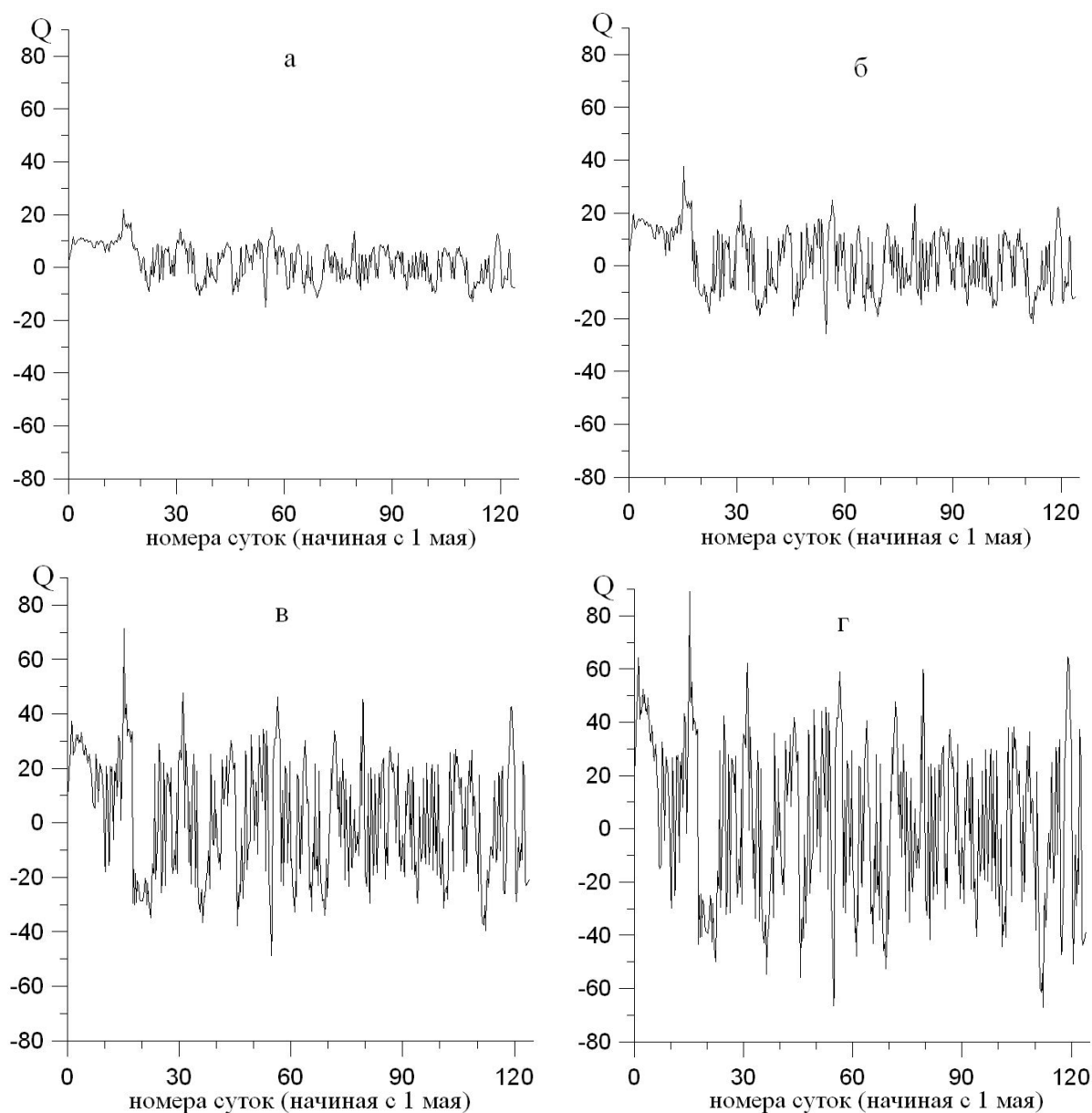


Рис. 4.16 – Изменчивость расходов воды ($\text{м}^3/\text{с}$) в соединительном канале при различных его морфометрических характеристиках: а – $H_k = 0,5 \text{ м}$, $d = 30 \text{ м}$; б – $H_k = 0,5 \text{ м}$, $d = 50 \text{ м}$; в – $H_k = 0,5 \text{ м}$, $d = 100 \text{ м}$; г – $H_k = 2,0 \text{ м}$, $d = 30 \text{ м}$

Использование консервативной примеси нейтральной плавучести в качестве индикатора проникновения в лиман морских вод и их трансформации (разбавления лиманными водами) показало (рис. 4.17), что для увеличения водообновления лимана более предпочтительным является углубление канала на 1,5 м до глубины $H_k = 2,0 \text{ м}$ при отметке уровня воды в лимане минус 0,4 м БС. При этом будет получен практически тот же эффект, что и при расширении соединительного канала

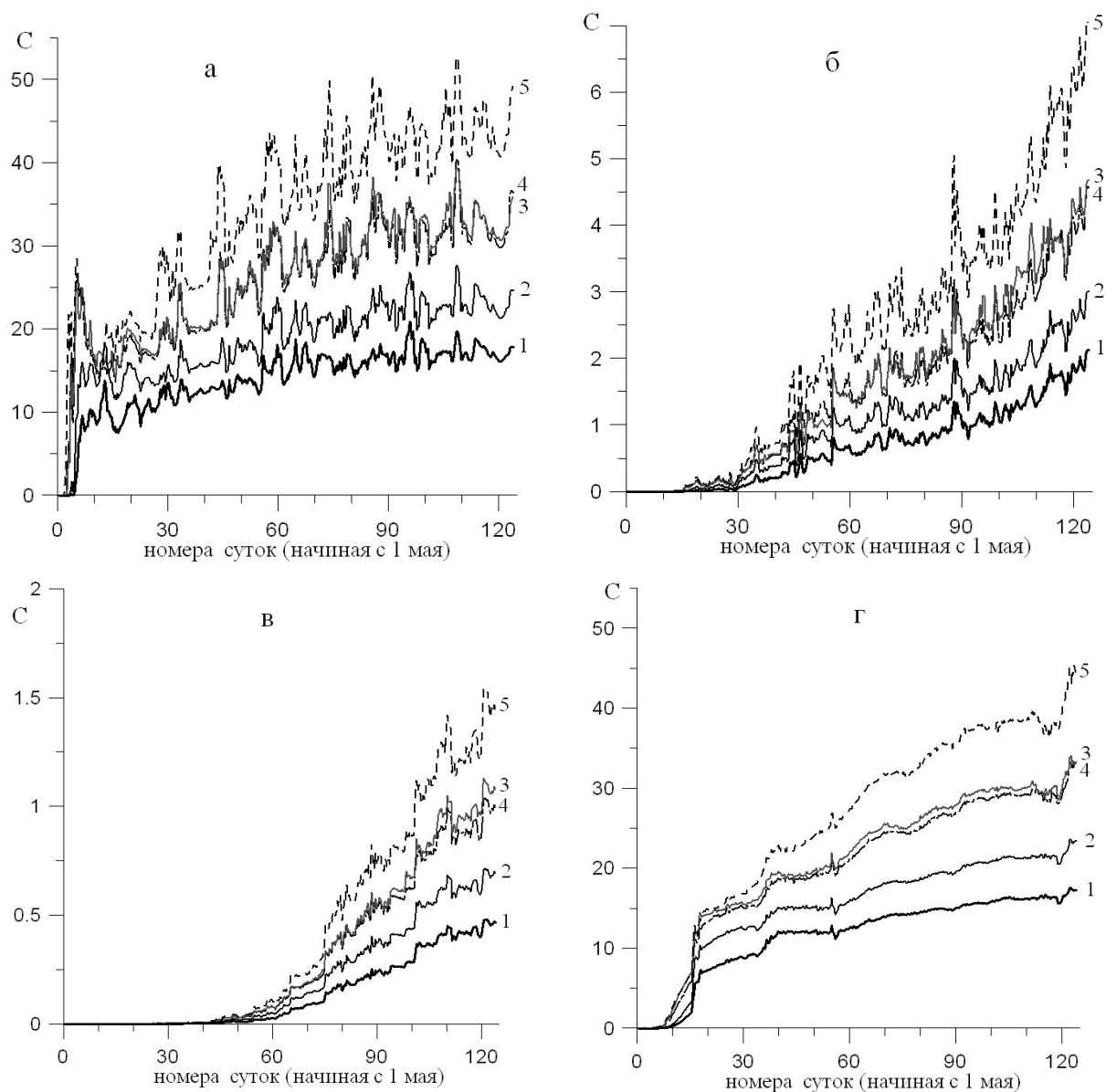


Рис. 4.17 – Изменчивость концентрации консервативной примеси нейтральной плавучести (усл. ед.), поступающей в лиман с морскими водами (100 усл. ед. на морской границе канала), в реперных точках акватории лимана (см. рис. 4.1) при различных морфометрических характеристиках канала: а – поверхностный слой, точка 1 (южная часть лимана); б – поверхностный слой, точка 2 (центральная часть); в – поверхностный слой, точка 3 (северная часть); г – придонный слой, точка 1 (южная часть). Обозначения кривых на графиках: 1 – $H_k = 0,5 \text{ м}$, $d = 30 \text{ м}$; 2 – $H_k = 0,5 \text{ м}$, $d = 50 \text{ м}$; 3 – $H_k = 0,5 \text{ м}$, $d = 100 \text{ м}$; 4 – $H_k = 2,0 \text{ м}$, $d = 30 \text{ м}$; 5 – $H_k = 2,0 \text{ м}$, $d = 50 \text{ м}$

до $d = 100$ м, при сохранении современной глубины $H_k = 0,5$ м. Углубление канала является более экономико-экологически обоснованным вариантом, чем его расширение, поскольку территория, прилегающая к каналу, входит в региональный ландшафтный парк, используется в рекреационных целях, соленые озера являются местом массового гнездования птиц. Кроме того, через канал, перед вхождением его в лиман, проходит автомобильная трасса с мостом. Следовательно, расширение канала повлечет за собой реконструкцию соответствующих автодорожных сооружений.

Тем не менее, если не исключать возможность расширения существующего канала, то наиболее эффективным будет вариант максимально возможного расширения канала с одновременным его углублением. Заметим, что углубление канала более чем на 1,5 м ($H_k > 2,0$ м) невозможно, исходя из преобладающих глубин самого лимана в точке вхождения в него канала.

Приведенные на рис. 4.17 результаты модельных расчетов свидетельствуют, что при углублении существующего канала до $H_k = 2,0$ м или расширении его до $d = 100$ м процентное содержание морской воды в южной части лимана увеличится в два раза с 15 до 30 %, а при расширении канала до $d = 50$ м и углублении его до $H_k = 2,0$ м – до 40 %. Однако из-за значительной протяженности канала и наличия мелководных перемычек (кос) между южной и центральной частями лимана, проникновение морских вод в центральную, а тем более северную части лимана весьма невелико (рис. 4.17.б, в). Время «добегания» морских вод до центральной части лимана составляет ≈ 30 суток, а до северной его части – 50 суток.

Из сравнения рис. 4.17.а и 4.17.г видно, что проникновение морских вод в лиман происходит преимущественно в поверхностном слое лимана, что закономерно, поскольку морские воды имеют меньшую соленость, чем лиманные, вследствие распресняющего влияния речного стока Днепра и Южного Буга, а также почти трехкратного превышения испарения с поверхности лимана над осадками в летний период года.

Для оценки влияния наличия соленых озер, расположенных по обе стороны канала, и связанных с ним, на интенсивность проникновения морских вод в лиман, был проведен модельный расчет, в котором озера исключались из рассмотрения. Результаты данного численного эксперимента сравнивались с описанными ранее, в которых наличие озер учитывалось. Из рис. 4.18 следует, что наличие озер приводит к уменьшению поступления морских вод в лиман, индикатором присутствия которых в лимане служит концентрация условной примеси нейтральной плавучести. Однако исключение демпфирующего эффекта влияния озер на проникновение морских вод в лиман (например, путем шлюзования

проток, связывающих их с каналом) не может рассматриваться как альтернатива необходимости углубления и (или) расширения канала для интенсификации водообновления лимана морскими водами.

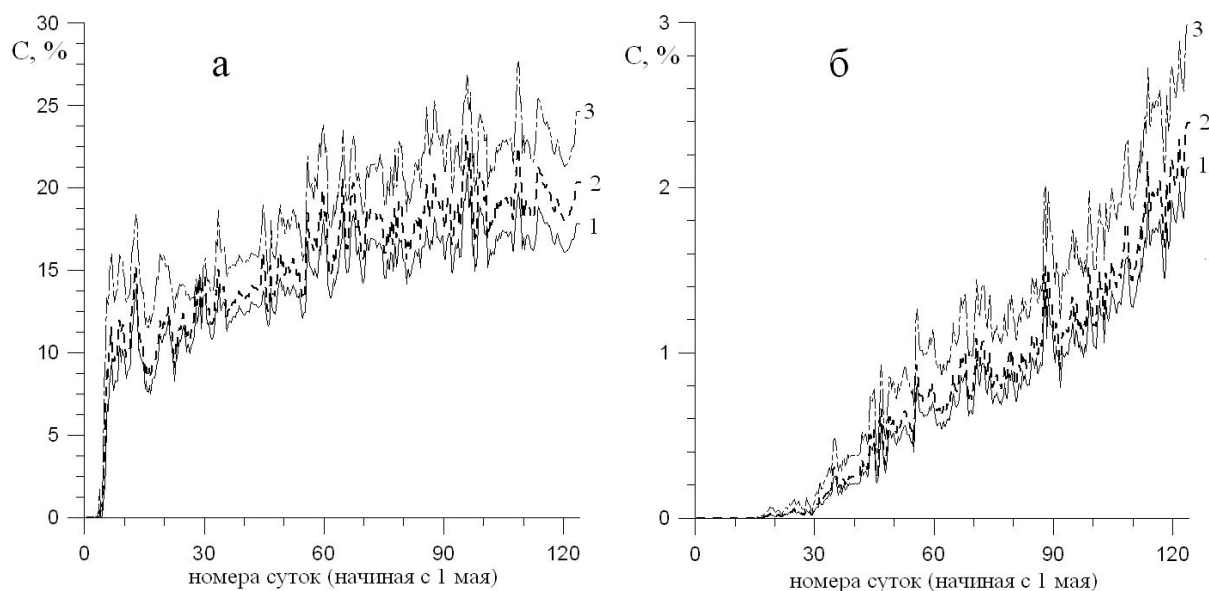


Рис. 4.18 – Изменчивость концентрации консервативной примеси нейтральной плавучести (усл. ед.), поступающей в лиман с морскими водами, в поверхностном слое южной (а – реперная точка 1) и центральной (б – реперная точка 2) частей лимана. Кривая 1 получена при учете наличия соленых озер, соединяющихся с каналом ($H_k = 0,5$ м, $d = 30$ м); кривая 2 – при исключении соленых озер ($H_k = 0,5$ м, $d = 30$ м); кривая 3 – с учетом соленых озер, при характеристиках канала $H_k = 0,5$ м, $d = 50$ м

Выводы. Использование численной гидротермодинамической модели в постановке [5, 7] позволило оценить влияние морфометрических характеристик искусственного канала, соединяющего Тилигульский лиман с прилегающей акваторией Черного моря, на интенсивность водообмена через канал и водообновления различных участков лимана морскими водами. Полученные результаты согласуются с теоретическими представлениями о роли различных факторов и физических механизмов, в формировании водообмена лимана с морем через узкий мелководный канал.

На основе анализа результатов численных экспериментов с моделью установлено, что для увеличения водообмена с морем и водообновления лимана предпочтительным является углубление существующего соединительного канала с 0,5 до 2,0 м (при отметке уровня моря минус

0,4 м БС). Даже при наличии возможности увеличения ширины канала, необходимо сочетать его с одновременным углублением.

Увеличение водообмена с морем путем углубления и (или) расширения канала приведет к улучшению гидроэкологических условий в южной части лимана. Однако, из-за наличия мелководных перемычек (кос), практически не повлияет на центральную и северную его части. Объясняется это особенностями геоморфологической структуры и циркуляции вод лимана.

Наличие соленых озер, прилегающих к каналу и связанных с ним, хотя и уменьшает поступление морских вод в лиман, но не существенно, поэтому вариант их периодической изоляции от канала не может рассматриваться как альтернатива необходимости углубления и (или) расширения канала для интенсификации водообмена с морем.

4.3 Оценка притока пресных вод в Тилигульский лиман

Река Тилигул является наибольшей по площади водосбора рекой, впадающей в Тилигульский лиман. Площадь водосбора р.Тилигул равна 3550 км², что составляет 47 % от общей водосборной площади Тилигульского лимана. Верхняя часть лимана питается исключительно водами р. Тилигул, в связи с чем задача оценки водных ресурсов этой реки в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях принимает исключительно важное практическое значение.

Около двух третей площади водосбора р.Тилигул находится на территории Причерноморской низменности, которая недостаточно изучена в гидрологическом отношении, поэтому пространственно-временные обобщения характеристик стока в пределах низменности носят приближенный характер. Карты изолиний основных гидрологических характеристик стока рек Причерноморской низменности, как правило, представлены пунктиром [9, 10, 11].

Согласно физико-географическому районированию [12, 13, 14], водосбор р.Тилигул находится в пределах двух физико-географических зон – лесостепной и степной, которые различаются, прежде всего, соотношением ресурсов тепла и влаги. Теплоэнергетические ресурсы и общее увлажнение территории определяют водность рек. По характеристикам водного режима р.Тилигул относится к гидрологической зоне недостаточной водности [15]. Практически весь бассейн реки находится в пределах северного крыла Причерноморского артезианского бассейна с преобладанием водоносных горизонтов сарматских отложений в песчаниках и известняках.

В соответствии с генетическим подходом, предложенным А.Н. Бефани [16], в гидрологических расчетах норма годового стока воды реки рассматривается как сумма поверхностной и подземной составляющих. Выделение этих составляющих выполняется на базе расчленения гидрографов стока различных рек с последующим их пространственно-временным обобщением в виде карт изолиний норм поверхностного и подземного годового стока. Влияние факторов подстилающей поверхности, таких как площадь водосбора и его гидрогеологические особенности, озерность, заболоченность, залесенность, учитывается посредством введения поправочных коэффициентов к нормам годового стока отдельно для поверхностной и подземной составляющих. При небольших размерах площади водосбора русло реки недостаточно глубоко дренирует подстилающую поверхность земли и подземное питание реки оказывается ниже нормы инфильтрации осадков в водоносные горизонты, обеспечивающей подземный сток.

Для определения нормы подземного питания А.Н. Бефани было введено понятие первой и второй критических площадей: первая критическая площадь – это площадь, при которой река начинает получать подземное питание; вторая критическая площадь – это площадь, при которой подземное питание реки становится устойчивым и не меняется с ростом площади водосбора. На основе исследований и обобщений, выполненных В.Г. Сорокиным [17], установлено, что в пределах бассейна р.Тилигул первая критическая площадь изменяется от 20 км² в верхнем течении реки до 100 км² в ее нижнем течении, т.е. при площади водосбора равной 3550 км² река получает устойчивое подземное питание. Однако, величина норм инфильтрации в подземные водоносные горизонты очень мала и изменяется от 5,0 мм в верхней части водосбора до 1,5 мм в нижней. Годовая норма подземного притока вод в р.Тилигул составляет 2,5 мм. Норма поверхностного годового стока изменяется в пределах бассейна р.Тилигул (по данным В.Г. Сорокина) от 15 до 10 мм. Это позволяет сделать вывод, что питание р.Тилигул является преимущественно поверхностным и формируется за счет таяния снежного покрова, который неустойчив и наблюдается на поверхности водосбора менее чем в 50 % случаев [18].

Вследствие усиления засушливости климата при переходе из лесостепной зоны в степную происходит ухудшение естественных условий формирования стока, в результате чего модуль годового стока р. Тилигул уменьшается с ростом площади водосбора. По карте изолиний модулей годового стока, приведенной в [9], можно установить, что средняя многолетняя величина годового стока р. Тилигул изменяется от 1,0 л/с/км² (30 мм) в верхней части водосбора до 0,2 л/с/км² (6 мм) – в нижней. В работе Я.А. Фоменко [19] на основе данных наблюдений для створа р.Тилигул – с.Березовка (по данным до 1986 года) указано, что средняя

многолетняя величина годового стока равна $0,5 \text{ л/с/км}^2$ (15 мм). В более поздний период в работе А.И. Шерешевского и П.Ф. Вишневого [20] были приведены уточненные сведения, согласно которым изменения норм стока в пределах водосбора р.Тилигул происходят в направлении с северо-запада на юго-восток в диапазоне от $0,6 \text{ л/с/км}^2$ (18 мм) до $0,2 \text{ л/с/км}^2$ (6 мм).

Наблюдения за стоком на реке Тилигул были организованы гидрометеорологической службой на двух постах: Новоукраинка (открыт в 1955г., закрыт в 1987, площадь водосбора равна 810 км^2) и Березовка (открыт в 1953г., является действующим, площадь водосбора равна 3170 км^2). Озерность и заболоченность в пределах рассмотренных водосборов меньше 1, средняя высота водосбора р.Тилигул – с. Новоукраинка составляет 170 м, р.Тилигул–с.Березовка – 120 м.

На основе данных наблюдений за годовым стоком выполнена оценка основных его характеристик (табл. 4.2).

Таблица 4.2 – Статистические параметры годового стока р.Тилигул, определенные по данным наблюдений

Название створа	Период наблюдений	$\bar{Y}$, мм	$\varepsilon_{\bar{Y}}$, %	C_V	ε_{C_V} , %	C_S	σ_{C_S}
с. Новоукраинка	1955-1987	27,0	26,0	0,52	17,8	1,10	2,58
с. Березовка	1953-2007	7,0	16,0	1,11	16,0	2,08	1,40
с. Березовка	1986-2007	6,0	30,2	1,31	30,2	2,96	2,89

Средняя многолетняя величина годового стока, представленная в виде слоя стока $\bar{Y}$ уменьшается по длине реки почти в 3 раза. При этом резко возрастает коэффициент вариации C_V (от 0,5 до 1,1). Отношение коэффициента асимметрии C_S к коэффициенту вариации C_V сохраняется равным 2. При таком распределении характеристик стока по длине реки значения стока в маловодный год 75 % обеспеченности для створа р.Тилигул – с.Новоукраинка будет составлять **15,0 мм**, а для створа р.Тилигул – с.Березовка - **1,7 мм**, что свидетельствует о возрастающем различии в условиях формирования стока по длине реки в период маловодья, которое наблюдается в настоящее время.

Анализ разностной интегральной кривой годового стока (рис. 4.19) позволяет сделать вывод о том, что с 1986 года водность реки находится в маловодной фазе, на фоне которой произошел “всплеск” водности 2003-го года (в 2003 г. наблюдалось высокое половодье).

Значительное снижение водности реки с увеличением водосборной площади объясняется как различиями в естественных условиях

формирования стока, так и влиянием водохозяйственных преобразований. На водосборе действуют такие объекты хозяйственной деятельности как искусственные водоемы (площадь водного зеркала при НПУ изменяется от 10,32 км² до 7,80 км² за многолетний период, а объем их регулирующей емкости - от 11349 тыс.м³ до 2600 тыс.м³), орошаемые земли (площадь орошаемых земель составляет в среднем 395 га). Питьеовое водоснабжение осуществляется за счет подземных вод (13180 тыс. м³ в год).

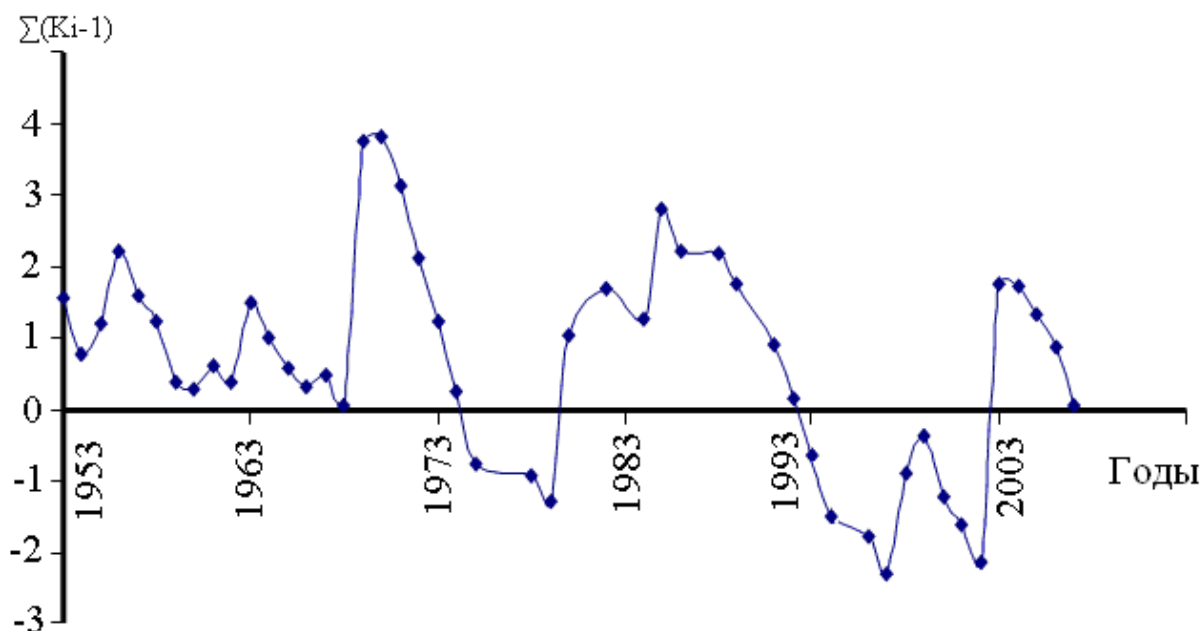


Рис. 4.19 – Разностная интегральная кривая годового стока р.Тилигул (по данным в/п. Березовка за период с 1953 по 2007 гг.)

Точность расчета характеристик годового стока за имеющийся период наблюдений является неудовлетворительной: относительные среднеквадратические погрешности расчета $\bar{Y}$ и $C_V (\varepsilon_{\bar{Y}}, \varepsilon_{C_V})$ превышают допустимые [11], что свидетельствует о недостаточной репрезентативности рассматриваемых рядов.

С целью установления роли естественных и антропогенных факторов в формировании стока р.Тилигул, а также оценки ее водных ресурсов в настоящем и будущем нами была использована модель “климат-сток”, разработанная в ОГЭКУ под руководством проф. Гопченко Е.Д. и проф. Лободы Н.С. [21-25]. Модель рассматривает условия формирования стока на водосборах в последовательной цепи вида: “климатические факторы → климатический сток → подстилающая поверхность → естественный сток → водохозяйственные преобразования → бытовой сток”. Преимуществом модели является использование метеорологической информации для расчетов стока: ряды метеорологических наблюдений имеют большую

длину, чем гидрологические и не подвергаются воздействию водохозяйственных преобразований.

Модель включает в себя два блока. Первый блок предусматривает оценку естественного, ненарушенного хозяйственной деятельностью, годового стока. Второй блок выполняет оценку бытового стока, являющегося следствием водохозяйственных преобразований. В результате имитационного стохастического моделирования получены функции антропогенного влияния, позволяющие определять характеристики годового стока в зависимости от климатических условий, вида и масштабов водохозяйственных преобразований [26-29].

Методики решения задач оценки естественных водных ресурсов реки при недостаточности или отсутствии данных наблюдений, а также оценки водных ресурсов реки при наличии водохозяйственных преобразований, построенные на основе модели “климат-сток”, изложены в разделе 1.1.3.

На основе пространственных обобщений составляющих уравнения водно-теплого баланса [23,24] установлено, что в пределах водосбора р.Тилигул годовые нормы осадков уменьшаются в направлении с северо-запада на юго-восток от 525 мм до 475 мм (см.рис. 1.2). Годовые нормы максимально возможного испарения, который является эквивалентом теплоэнергетических рассматриваемого водосбора, возрастают от 900 мм до 975 мм (см.рис. 1.3). Нормы климатического годового стока изменяются от 35 мм в верхнем течении реки до 20 мм – в нижнем (см.рис. 1.4).

В соответствии с изложенной в разделе 1.1.3 методикой, были рассчитаны характеристики естественного годового стока р.Тилигул (табл. 4.3). Норма годового климатического стока рассматриваемой реки составляет **23 мм**, коэффициент перехода k от климатического стока к естественному, учитывающий потери стока при средней высоте водосбора $H_{CP}=120$ м, равен **0,55**, норма естественного годового стока с водосбора р.Тилигул в Тилигульский лиман равна **13 мм**, коэффициент вариации – **1,14**, коэффициент асимметрии – **1,9**.

Таблица 4.3 – Статистические параметры естественного годового стока р.Тилигул, установленные на основе модели “климат-сток”

Норма климатического стока, $\bar{Y}_K$, мм	Параметры естественного годового стока			Величины естественного стока в годы различной обеспеченности Y_P , мм				
	$\bar{Y}$, мм	C_V	C_S	$Y_{5\%}$	$Y_{25\%}$	$Y_{50\%}$	$Y_{75\%}$	$Y_{95\%}$
23,0	13,0	1,14	1,90	43,0	19,0	8,0	2,0	0,1

Оценка характеристик годового стока в бассейне реки Тилигул с учетом водохозяйственных преобразований показала, что дополнительное испарение с водной поверхности искусственных водоемов суммарной площадью водного зеркала, изменяющейся от 10,32 км² до 7,80 км², может вызвать снижение естественных водных ресурсов в пределах 4-5 %, т.е. коэффициент антропогенного влияния $k'_{\bar{Y}}$ будет изменяться от **0,94** до **0,95** (табл. 4.4).

Таблица 4.4 – Статистические параметры годового стока реки Тилигул при наличии на водосборе искусственных водоемов с площадью водной поверхности 7,8 км² и 10,3 км²

Относительная площадь водной поверхности	Коэффициенты антропогенного влияния			Параметры бытового стока			Величины бытового стока в годы различной обеспеченности Y_P , мм				
							$Y_{5\%}$	$Y_{25\%}$	$Y_{50\%}$	$Y_{75\%}$	$Y_{95\%}$
f_B , %	$k'_{\bar{Y}}$	k'_{C_V}	k'_{C_S}	$\bar{Y}_B$, мм	C_V	C_S	, мм	, мм	, мм	, мм	, мм
0,2	0,95	1,03	1,02	12,0	1,16	1,9	43,0	18,0	7,0	1,8	0,04
0,3	0,94	1,05	1,03	12,0	1,20	2,0	42,0	18,0	6,0	1,3	0,03

Роль забора воды на орошение при площади орошаемых земель (395 га) может быть оценена коэффициентом антропогенного влияния равным **0,86**. Таким образом, суммарное воздействие указанных видов водохозяйственных преобразований (искусственных водоемов и орошения) может привести к снижению водных ресурсов р.Тилигул на **19 %** (значение суммарного коэффициента антропогенного влияния равно **0,81**). Исходя из предположения, что заполнение искусственных водоемов (максимальный объем регулирующей емкости равен 11349 тыс.м³) происходит практически ежегодно, можно получить коэффициент наполнения искусственных водоемов равный **0,75**, что обусловит в сумме снижение водных ресурсов на **44 %**.

Исследования метеорологических и гидрологических характеристик на водосборе р.Тилигул [30] привели к заключению о наличии их изменений в последние два десятилетия: рост температур зимнего сезона, смещение дат появления ледовых явлений на более поздние и дат их окончания на более ранние (табл. 4.5), уменьшение максимальных расходов весеннего половодья. Наибольшее значение годового стока до 1980 года по створу р.Тилигул – с.Березовка было равно 48 мм, после 1980 года эта величина составляла 35 мм и наблюдалась в 2003 году. Самое меньшее значение годового стока составляло 6,2 мм до 1980 года и 0,8 мм

после 1980 года. Наибольший расход (до 1980 года) наблюдался 18.03.1969г. и составил 86,4 м³/с, а после 1980 года – наибольший расход принял значение равное 54,9 м³/с и наблюдался в марте 2003 года. Наименьшие зимние и наименьшие летние расходы в периоды открытого русла сохранились равными нулю.

Таблица 4.5 – Изменение сроков появления и окончания ледовых явлений в створе р.Тилигул – с. Березовка

Створ	Начало осенних ледовых явлений		Окончание ледовых явлений		Среднее количество дней с ледовыми явлениями	
	1961-1988 гг.	1989-2008 гг.	1961-1988 гг.	1989-2008 гг.	1961-1988 гг.	1989-2008 гг.
с. Березовка	22 ноября	3 декабря	17 марта	12 марта	92	76

С целью оценки влияния изменений климатических факторов формирования стока за последние десятилетия были использованы работы В.В. Гребиня [31], из которых следует, что среднее количество годовых осадков за период 1989-2008 гг. по метеостанции Раздельная уменьшилось на 5 % по отношению к предыдущему периоду наблюдений (1951-1988 гг.), в тоже время выросла средняя годовая температура на 0,7°С. В зимний сезон увеличились средние месячные температуры января и февраля на 1,6-1,9°С (в пределах отрицательных значений) и снизилась температура воздуха за декабрь на 0,6°С. В весенний сезон основное увеличение температур воздуха приходится на март (1,8°С). В летние месяцы (VII-VIII) средняя месячная температура воздуха увеличилась на 1,2-1,8°С. Полученные В.В. Гребинем результаты были подтверждены исследованиями ОГЭКУ, выполненными для метеостанции Любашевка. Снижение среднемноголетних расходов на р.Тилигул-с.Березовка по данным В.В.Гребиня за 1989-2008 гг. составило 39 %, максимального – 60 %.

По данным В.В. Гребиня [32] установлено, что суммарное увеличение температуры воздуха за расчетный интервал “май-сентябрь” в период с 1989 г. по 2008 г. по сравнению с предыдущим многолетним периодом составляет 2,5 – 3,0 °С для метеорологических станций северо-запада Причерноморской низменности (Измаил, Сарата, Раздельная, Вознесенск), что обуславливает рост теплоэнергетических ресурсов

климата ($\bar{E}_m$) в 1,04 раза. Снижение годовых осадков с 1989 г. по 2008 г. произошло в среднем на 6 %. Расчеты на основе уравнения водно-теплового баланса показали, что такое изменение соотношения ресурсов тепла и влаги обеспечивает снижение климатического годового стока на 30 %. Если применить полученный результат к водосбору р.Тилигул, то получим, что норма климатического стока в текущий период времени составляет **16 мм**, а с учетом потерь на водосборе норма естественного стока составит **9 мм** (табл. 4.6). Как уже отмечалось, снижение водности реки сопровождается усилением влияния водохозяйственных преобразований. За счет возрастающих потерь на дополнительное испарение с водной поверхности норма стока уменьшится на 6-8% и достигнет **8 мм** (табл. 4.7).

Таблица 4.6 – Статистические параметры естественного годового стока р.Тилигул, установленные на основе модели “климат-сток” для современных климатических условий

Норма климатического стока, $\bar{Y}_K$, мм	Параметры естественного годового стока			Величины естественного стока в годы различной обеспеченности Y_P , мм				
	$\bar{Y}$, мм	C_V	C_S	$Y_{5\%}$	$Y_{25\%}$	$Y_{50\%}$	$Y_{75\%}$	$Y_{95\%}$
16,0	9,0	1,43	2,4	37,0	13,0	6,0	0,4	0,03

Таблица 4.7 – Статистические параметры годового стока реки Тилигул при наличии на водосборе искусственных водоемов с площадью водной поверхности 7,8 км² и 10,3км² для современных климатических условий

Относительная площадь водной поверхности	Коэффициенты антропогенного влияния			Параметры бытового стока			Величины бытового стока в годы различной обеспеченности Y_P , мм				
	$k_{\bar{Y}}$	k_{C_V}	k_{C_S}	$\bar{Y}_B$, мм	C_V	C_S	$Y_{5\%}$, мм	$Y_{25\%}$, мм	$Y_{50\%}$, мм	$Y_{75\%}$, мм	$Y_{95\%}$, мм
f_B , %											
0,2	0,94	1,04	1,04	8,4	1,48	2,50	37,0	12,0	2,7	0,23	0,008
0,3	0,92	1,06	1,05	8,2	1,51	2,52	36,0	12,0	2,6	0,22	0,008

Коэффициент антропогенного влияния $k_{\bar{Y}}$ забора воды на орошение культур ($v_0=0,9$) при f_{OP} равное 0,1 % снизится до 0,69, что обеспечит суммарное снижение стока на 38 %. Средняя многолетняя величина стока при этом составляет 6 мм, что соответствует данным наблюдений (табл. 4.2) и результатам [32], согласно которым снижение средней многолетней величины годового стока за период с 1989 г. по 2008 г. по отношению к средней многолетней величине годового стока за период с 1953 г. по 1988 г. равно 0,65, т.е. 35 %.

Выводы. В настоящее время водные ресурсы р.Тилигул существенно ниже тех, которые существовали в середине прошедшего столетия и соответствовали норме естественного годового стока равной **13 мм**. Причиной снижения стока является изменение климатических условий, связанное с ростом температур воздуха. Норма естественного годового стока в настоящий период равна **9 мм**, бытового – **6 мм**. Значительное влияние на уменьшение водных ресурсов р.Тилигул оказывают водохозяйственные преобразования, к которым относятся дополнительное испарение с водной поверхности искусственных водоемов, заборы воды на орошение. Влияние факторов водохозяйственной деятельности до начала изменений климата способствовало снижению стока на 19 %, в настоящее время – на 38 %. Суммарное уменьшение естественного стока р.Тилигул с учетом влияния как климатических факторов, так и водохозяйственных преобразований достигает **53-54 %**.

ГЛАВА 5

ОЦЕНКА МНОГОЛЕТНИХ ИЗМЕНЕНИЙ СОСТАВЛЯЮЩИХ ВОДНОГО БАЛАНСА КУЯЛЬНИЦКОГО ЛИМАНА И РЕКОМЕНДАЦИИ ПО СОХРАНЕНИЮ ЕГО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ

Куяльницкий лиман принадлежит к группе закрытых и является одним из самых древних на территории Северо-Западного Причерноморья [1-3]. Он известен как важный рекреационный и бальнеологический объект государственного и мирового значения. Высокие лечебные свойства имеют рапа и грязи лимана. Уже на протяжении нескольких лет водоем находится в критическом экологическом состоянии. Это обусловлено его катастрофическим обмелением (до 40 см – в октябре 2009 г.) и связанным с этим увеличением солености рапы (до 390 ‰ – в августе 2009 г.), что угрожает исчезновением водоема и потерей запасов уникальных лечебных грязей и рапы, своеобразной флоры и фауны лимана [4-5, 7-9].

Исследованием водного баланса Куяльницкого лимана в разные годы занимался ряд ученых и специалистов (В.М. Бицилли, А.И. Молдованов, И.Ф. Бурлай, Г.И. Швебс, В.М. Тимченко и другие), а также разные организации и учреждения: Одесский гидрометеорологический институт (ОГМИ) – в настоящее время Одесский государственный экологический университет (ОГЭКУ), Одесский государственный университет (ОГУ) им. И.И. Мечникова – в настоящее время Одесский национальный университет (ОНУ) им. И.И. Мечникова, УкрНИГМИ, УкрЮжГИПроводХоз, Режимная эксплуатационная станция гидрогеологии, УкрНИИКурортологии и некоторые другие [4-7, 10-17].

В 1961-1965 гг. водный баланс лимана изучали ученые ОГМИ (под руководством А.И. Молдованова) [10, 11]. Результаты этих исследований указывают на то, что начиная с середины прошлого столетия, на водный и гидрохимический режим лимана существенное влияние оказывает регулирование стока р. Большой Куяльник и других водотоков, впадающих в Куяльницкий лиман, большим количеством искусственных водоёмов и гидротехнических сооружений (прудов, водохранилищ, плотин, шлюзов и др.), которых в то время насчитывалось около 145.

Последующие научные публикации по исследованию водного баланса лимана приходятся на период очередного обмеления водоема, которое имело место с 1990 по 1996 гг. Некоторые из этих публикаций являются результатом исследований ученых Института гидробиологии НАН Украины [11, 12], которые выполнялись при проектировании канала «Дунай-Днепр». Другие публикации являются результатом совместных исследований учёных ОГМИ и ОГУ им. И.И. Мечникова [3, 11, 14], которые были связаны с геоэкологическим анализом, оценкой притока

поверхностных вод в водоем и разработкой мероприятий по улучшению водно-солевого режима лимана.

В современный период (последние десять лет) изучением экологического состояния и составляющих водного баланса Куяльницкого лимана, в частности причин обмеления водоема и катастрофического увеличения солености воды, занимаются учёные и специалисты ОГЭКУ [4, 5, 7, 8, 18], Физико-химического института защиты окружающей среды и человека МОНМС Украины и НАН Украины [14, 19] и некоторые другие.

В данной главе представлены методика и результаты определения составляющих водного баланса Куяльницкого лимана, их многолетней изменчивости и причин обмеления водоема в современный период для разработки мероприятий по возобновлению водно-солевого режима лимана, благоприятного для его экологического состояния и сохранения природных ресурсов. Прежде всего были оценены естественные и антропогенные факторы, которые формируют гидрологический режим и соленость воды лимана в современный период. Затем были рассчитаны ежегодные водные балансы лимана, которые необходимы для определения причин катастрофического обмеления водоема, уменьшения уровня воды и глубин лимана и связанного с этим увеличения солености воды.

Модель водного баланса Куяльницкого лимана в общем виде можно представить уравнением [7, 20]

$$\pm \Delta W = W_1 - W_2 = V_{Ek} - (V_{Pk} + V_{byt}), \quad (5.1)$$

где $\pm \Delta W$ – изменение объема воды в лимане, млн. м³;
 W_1 – объем воды в лимане на начало расчетного периода, млн. м³;
 W_2 – объем воды на конец расчетного периода, млн. м³;
 V_{Ek} – объем испарения с водной поверхности лимана, млн. м³;
 V_{Pk} – объем атмосферных осадков, которые выпали на водную поверхность лимана в виде дождя или снега, млн. м³;
 V_{byt} – объем воды, которая поступила в лиман с речным (поверхностным и подземным) стоком V_r и притоком с озер пересыпи V_{oz} , млн. м³.

Изменение уровня воды в лимане происходит при изменении объема водной массы и при нарушении горизонтального положения поверхности воды. Последнее связано с ветровыми сгонами и нагонами воды. Ветровые денivelляции уровня воды на таких лиманах могут достигать 20-40 см и более [11, 12, 21, 22].

Определение изменений объема воды в лимане $\pm \Delta W$ за год выполнялось по данным наблюдений за уровнем воды на водомерном посту на начало (1 января) H_1 и конец (31 декабря) H_2 каждый год с использованием кривых объемов воды $W = f(H)$ Куяльницкого лимана

(рис. 5.1), построенных по данным батиметрических съемок 1975 г. [11] и 2009 г. План Куяльницкого лимана в изобатах, построенный по съемке 2009 г., показан на рис. 5.2.

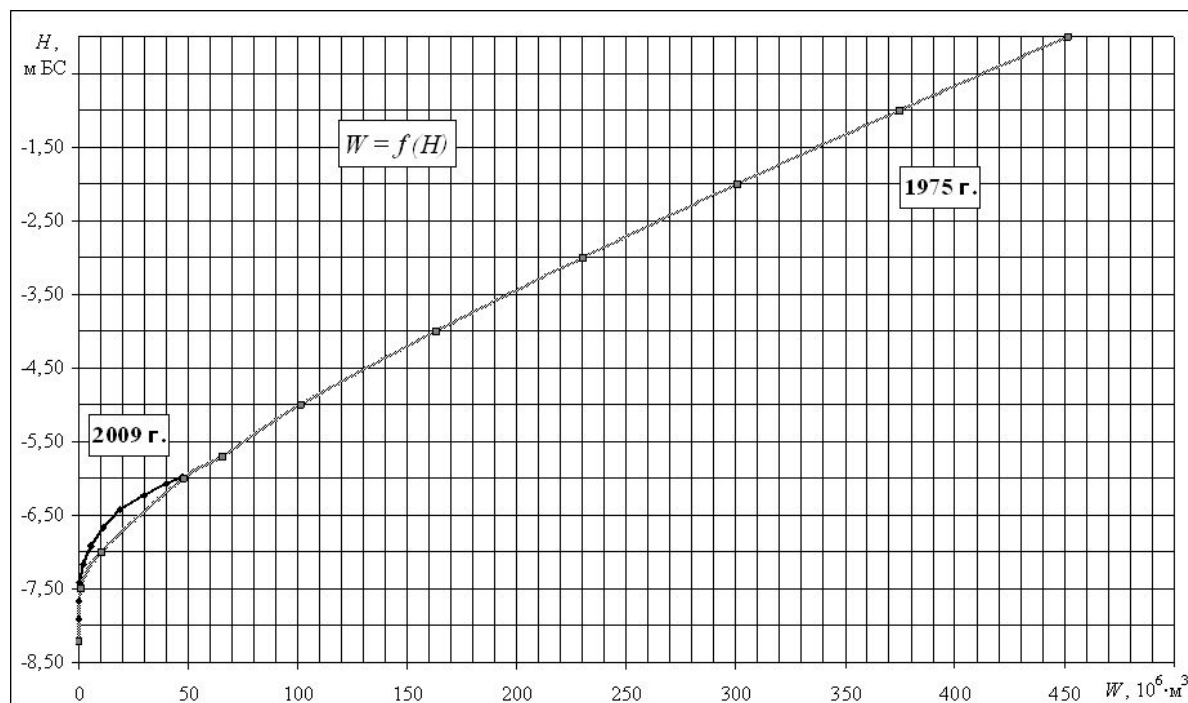


Рис. 5.1 – Кривые объёмов воды $W = f(H)$ Куяльницкого лимана по данным батиметрических съёмок в 1975 и 2009 гг. [5, 8, 10]

Результаты натурных экспедиционных исследований Куяльницкого лимана в июле-августе 2009 г. позволили не только обобщить основные морфометрические характеристики водоема в современный период, но и выполнить анализ их изменений в зависимости от колебаний уровня воды в лимане.

По данным натурных исследований [4, 5] и анализа спутниковых снимков [23] в июле-августе в 2009 г., длина лимана составляла 20,7 км. Ширина лимана постепенно увеличивается с севера на юг и достигает максимального значения на участке с. Красносёлка – 3,60 км [4, 5].

Наибольшая глубина в лимане отмечена в районе устья р. Кубанка, которая при отметке уровня минус 6,42 м БС составляла 1,80 м, средняя глубина водоема при этом составляла 0,50 м [4, 5].

Площадь водного зеркала лимана может изменяться в зависимости от наполнения водоема от 19 до 74 км² [2, 6, 12 и др.], летом в 2009 г., при уровне воды минус 6,42 м БС, наблюдалось ее среднее значение, которое составляло 37,6 км² [4, 5].

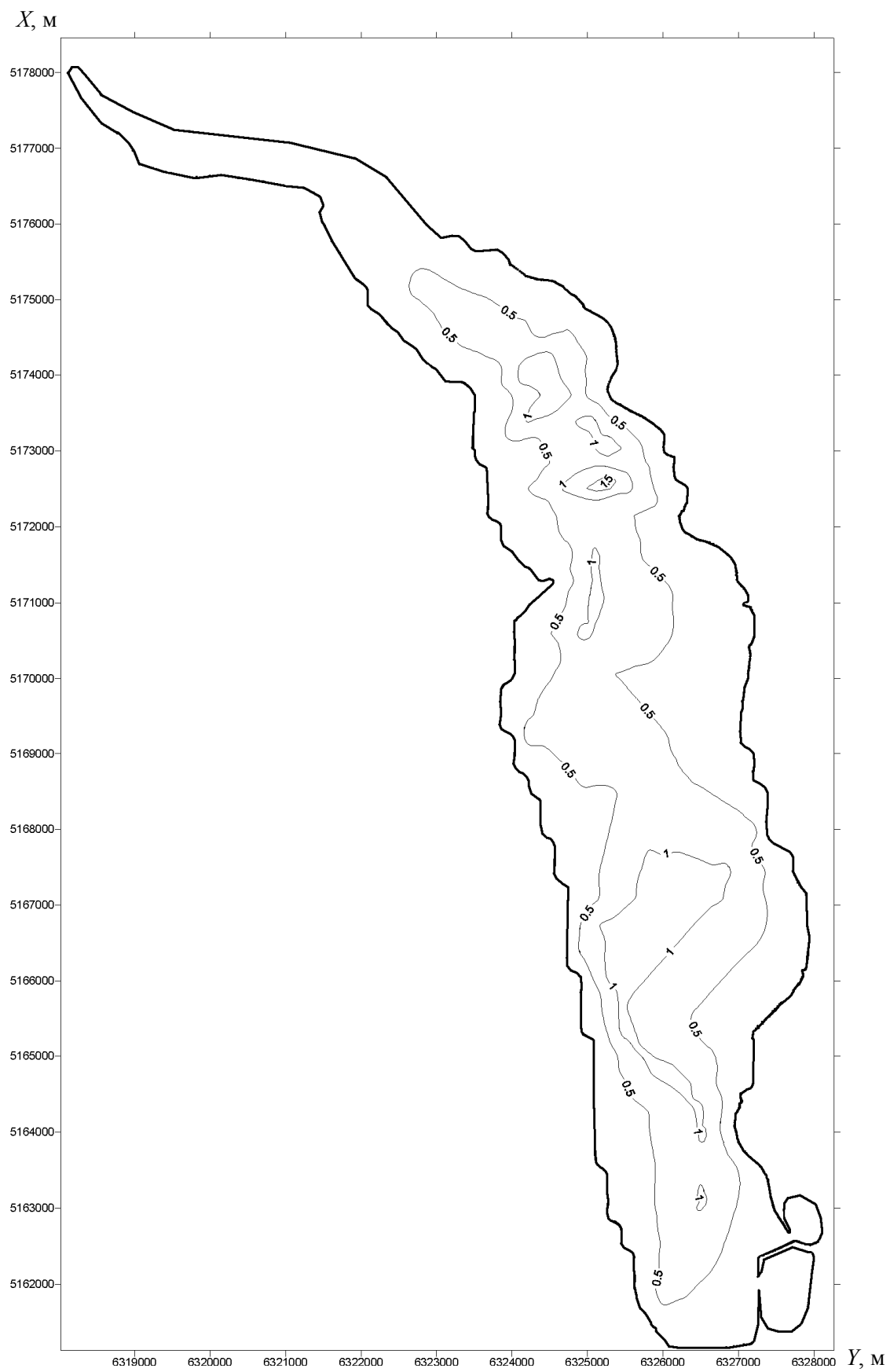


Рис. 5.2 – План Куяльницького лимана в ізобатах (м) [4, 5, 8]

Объем воды в лимане может достигать 370 млн. м³ [2, 6, 11 и др.], в 2009 г. он составил лишь 18,8 млн. м³ [4, 5], что почти в 20 раз меньше максимального значения.

Вывод о том, что чаша лимана заиливается, формируется на основе сопоставления объемов воды водоема (рис. 5.1) и кривых площадей водной поверхности (рис. 5.3), построенных по результатам батиметрических съемок Куяльницкого лимана, выполненных в 1975 г. и летом в 2009 г.

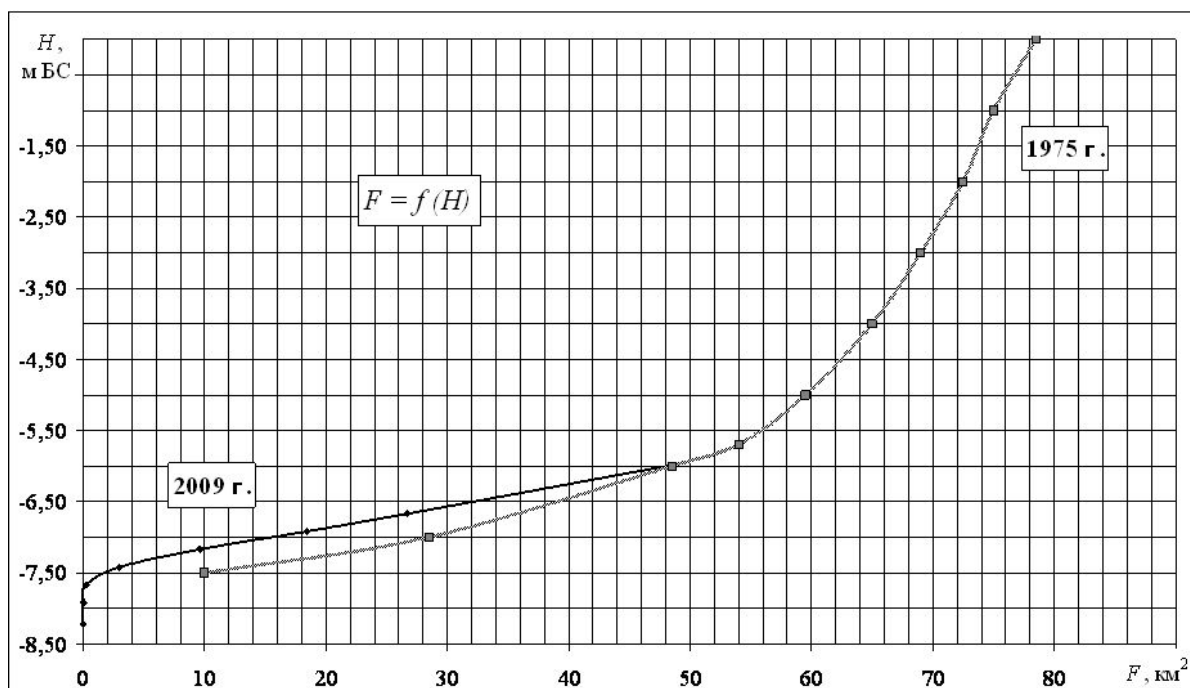


Рис. 5.3 – Кривые площадей $F = f(H)$ водной поверхности Куяльницкого лимана (по данным батиметрических съёмок в 1975 и 2009 гг.)

Сопоставляя эти кривые, можно видеть, что за счет заиления и внутреннего перераспределения донных отложений, происходит постоянное уменьшение ёмкости лимана в области минимальных уровней воды. Так за период с 1975 по 2009 гг. объем Куяльницкого лимана за счет заиления в области минимальных уровней воды (меньше минус 6,50 м БС) уменьшился на 13,0 млн. м³, т.е. средняя интенсивность уменьшения объема лимана за последние три десятилетия составляет 0,38 млн. м³/год.

Анализ стока р. Большой Куяльник за период с 1975 по 2009 гг. [17, 22, 24-29], который мог бы во время значительных паводков и половодий принести в лиман большое количество наносов, почти отсутствовал. Следовательно, приток наносов с речным и балочным стоком, а также их

смыв со склонов лимана во время ливневых осадков и в период весеннего снеготаяния не мог значительным образом повлиять на заиление лимана.

То есть уменьшение емкости лимана в области минимальных уровней воды (меньше минус 6,50 м БС) путем заиления чаши лимана могло происходить только за счет внутреннего перераспределения донных отложений, благодаря ветровым или другим циркуляциям в водоеме.

Вывод о заилении Куяльницкого лимана также косвенно подтверждает повышение солености рапы водоема при одинаковых уровнях воды, наблюдавшихся в течении последних 50 лет. Так, в 1962 г. уровню воды минус 6,50 м БС отвечала соленость 250 ‰, при том же уровне в 1995 г. – она уже была 272 ‰ [11], а в 2009 г. при уровне воды минус 6,42 м БС – соленость повысилась аж до 390 ‰ [4, 5].

Для вычисления объема атмосферных осадков V_{Pk} , которые выпадали на водную поверхность лимана в виде дождя или снега, были использованы данные наблюдений за годовыми суммами осадков P_O по метеостанции «Одесса – ГМО» [30]. Эта метеостанция была выбрана как опорная в связи с тем, что ряд наблюдений на ней, в том числе за атмосферными осадками, является почти непрерывным в течение 115 лет (за исключением 1904 и 1941-1944 гг.).

Для оценки временного хода атмосферных осадков и их количества за год (P_O , мм) по данным метеостанции «Одесса – ГМО» был построен хронологический график (рис. 5.4), из которого видно, что на протяжении всего периода наблюдений, т.е. с 1894 по 2008 гг., имеет место положительный линейный тренд, уравнение которого имеет вид

$$P_O = 1,51 \cdot n + 322, \quad (5.2)$$

где n – порядковый номер лет наблюдений, начиная с 1894 г.

Однако, метеостанция «Одесса – ГМО» расположена на расстоянии почти 10 км от лимана. Поэтому учеными ОГЭКУ и ОНУ им. И.И. Мечникова в предыдущих исследованиях этой проблемы [11 и др.] был установлен переходной коэффициент k от годовых сумм осадков по метеостанции «Одесса – ГМО» P_O к годовым суммам осадков на метеорологической площадке гидрологического поста «Одесса – лиман Куяльницкий» P_K , который равняется 0,94. В этом случае объем осадков V_{Pk} , млн. м³, которые выпадали на водную поверхность лимана, определяется таким образом

$$V_{Pk} = P_K \cdot F_{Hcp} \cdot 10^{-3} = k \cdot P_O \cdot F_{Hcp} \cdot 10^{-3} = 0,94 \cdot P_O \cdot F_{Hcp} \cdot 10^{-3}, \quad (5.3)$$

где V_{Pk} – объем атмосферных осадков за год, млн. м³;

P_K – годовая сумма осадков на метеорологической площадке гидрологического поста на лимане, мм;

P_O – годовая сумма осадков по метеостанции «Одесса – ГМО», мм;
 F_{Hcp} – среднегодовая площадь водного зеркала лимана, млн. м².

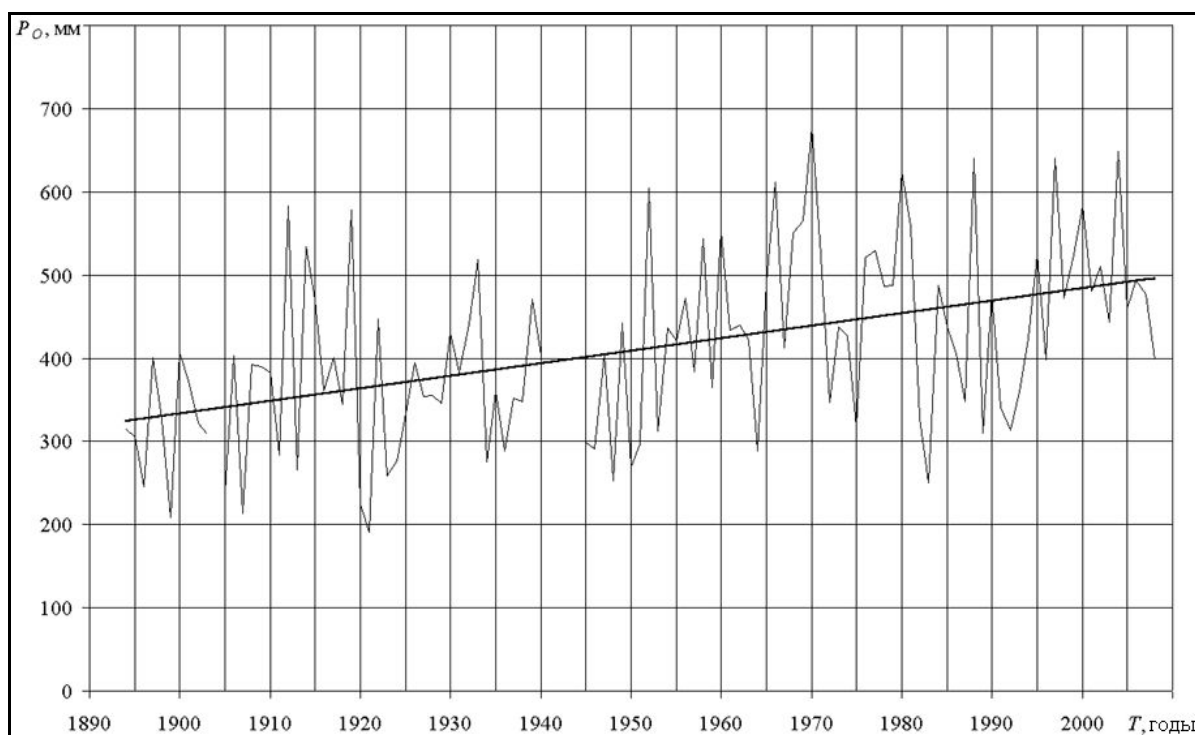


Рис. 5.4 – Многолетний ход годовых сумм атмосферных осадков по данным метеостанции «Одесса – ГМО» (за период с 1894 по 2008 гг.)

Определение F_{Hcp} выполнялось с использованием среднегодовых уровней воды H_{cp} и кривых площадей $F = f(H)$ водной поверхности лимана (рис. 5.3).

Естественный приток поверхностных вод $V_{ест}$ в Куяльницкий лиман является важной составляющей водного баланса. Основная часть поверхностного притока воды приходится на речной сток с водосборного бассейна (талые воды в период весеннего половодья, а в отдельные годы – и дождевые воды во время ливней летом) V_r . Общая площадь водосборного бассейна Куяльницкого лимана F составляет 2250 км², из них 1860 км² приходится на водосбор р. Большой Куяльник, которая впадает в северную (верхнюю) часть лимана.

Систематические наблюдения за стоком воды на водотоках бассейна Куяльницкого лимана (в том числе и р. Большой Куяльник) не осуществляются, поэтому одним из немногих методов определения естественного речного притока воды V_r в лиман является его расчет через модуль среднемноголетнего поверхностного стока воды $\bar{q}$. При этом в величине речного притока воды V_r в лиман учтен как объем склоновых и

поверхностных, так и подземных вод. В соответствии с нормативным документом СНиП 2.01.14-83 [31], среднегодовой модуль поверхностного стока $\bar{q}$ составляет 0,35 л/(с·км²), что равняется слою стока $\bar{Y} = 11,1$ мм.

С учетом этого годовые слои поверхностного стока Y_p можно определить по такой формуле:

$$Y_p = \bar{Y} \cdot k_p = 11,1 \cdot k_p, \quad (5.4)$$

где k_p – модульный коэффициент, который зависит от обеспеченности годовой суммы осадков P , %, определяемый при $C_v = 1,0$ и $C_s/C_v = 2,0$ (табл. 5.1).

Таблица 5.1 – Модульные коэффициенты k_p при разной обеспеченности P , %

P , %	0,5	1,0	3,0	5,0	10	20	25	30	40	50
k_p	5,30	4,60	3,51	3,0	2,30	1,61	1,39	1,20	0,92	0,69
P , %	60	70	75	80	90	95	97	99	99,5	
k_p	0,51	0,36	0,29	0,22	0,11	0,051	0,030	0,010	0,005	

Годовой объем естественного притока речных вод $(V_r)_p$, млн. м³, с водосборного бассейна лимана определялся по уравнению

$$(V_r)_p = Y_p \cdot F \cdot 10^{-3} = 11,1 \cdot k_p \cdot 2250 \cdot 10^{-3} = 24,96 \cdot k_p. \quad (5.5)$$

Значения модульных коэффициентов k_p определялись в зависимости от обеспеченности годовой суммы осадков P , которая вычислялась с использованием эмпирической кривой обеспеченности годовых сумм осадков, построенной по данным метеостанции «Одесса – ГМО» за период с 1894 по 2008 гг. (рис. 5.5).

Некоторую часть в общей величине притока поверхностных вод в лиман составляют антропогенные стоки (сбросы) воды с озер пересыпи $V_{оз}$. В этих озерах, существующих с момента появления пересыпи, в результате выклинивания фильтрационного потока и выпадения атмосферных осадков постоянно накапливается некоторый объем воды.

До строительства обьездной автодороги из озер шла естественная разгрузка воды в лиман в виде поверхностного и фильтрационного стока.

Величину поступления воды учесть невозможно, поскольку сток осуществлялся рассредоточено по всей ширине пересыпи, а его величина обуславливалась, главным образом, перепадом уровней воды в море и

лимане. Строительство дороги, которая стала своеобразной дамбой для поверхностного и фильтрационного потоков с пересыпи, повлекло увеличение объема воды в озерах. С этого же времени заметную роль в водном режиме озер играет сброс в них сточных вод, объем которых оценить невозможно из-за отсутствия их учета. Для отведения воды из озер пересыпи в юго-западную часть лимана был построен водовыпуск в виде бетонного лотка-канала с прямоугольным поперечным сечением и шириной по дну 1,20 м. Этот канал обрывался в 150-200 м от уреза воды лимана. На участке от устья лотка к лиману водный поток, действующий большую часть года, образовал русло с четко выраженными меандрами (шаг меандров около 20 м). На протяжении периода с 1986 по 1995 гг. учеными ОГМИ и ОГУ им. И.И. Мечникова осуществлялись наблюдения за сбросом воды в лиман по указанному каналу (лотку), в результате чего установлено, что величина сбросов носит сезонный характер: в осенний и зимне-весенний периоды, когда уровень воды в озерах наиболее высок, она – около $0,25 \text{ м}^3/\text{с}$, а в летний период – снижается до $0,16 \text{ м}^3/\text{с}$.

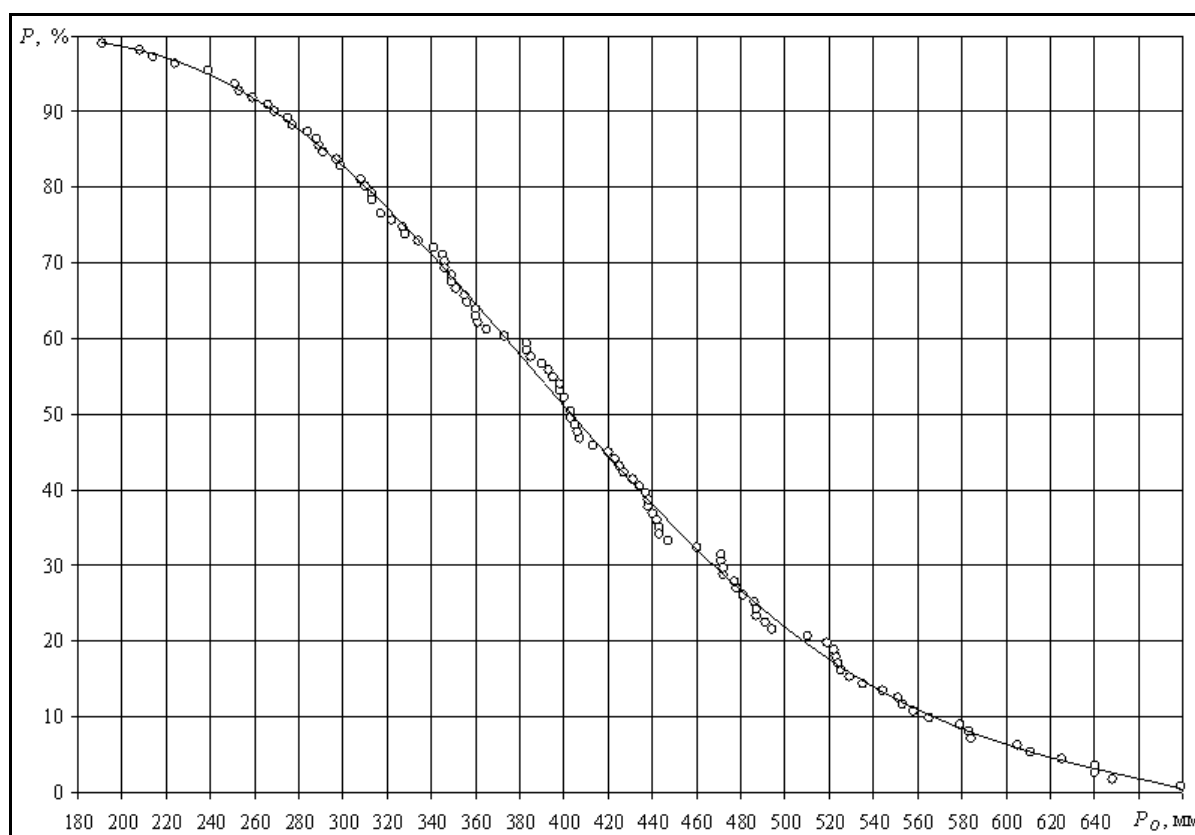


Рис. 5.5 – Эмпирическая кривая обеспеченности годовых сумм осадков по данным метеостанции «Одесса – ГМО» за период с 1894 по 2008 гг.

Оценить часть этих сбросов в водном балансе Куяльницкого лимана можно путем сравнения их величины с расходами воды р. Большой

Куяльник, измеренными в период весеннего половодья, например, в 1995 г., когда речной сток составлял $0,002 \text{ м}^3/\text{с}$. По некоторым литературным источникам объем этих сбросов в приходной части водного баланса лимана в отдельные годы может достигать 5 % [15, 19]. Таким образом, при расчетах годовых водных балансов Куяльницкого лимана были учтены сбросные воды из озер пересыпи в объеме $V_{оз} = 6,62 \text{ млн. м}^3$ [11].

Поступление морских вод в лиман за счет фильтрации морской воды через пересыпь почти отсутствует – 0,03-0,04 % от приходной части водного баланса лимана [6, 10, 11], и поэтому оно не учитывалось.

В бассейне р. Большой Куяльник и на других реках и балках, которые впадают в Куяльницкий лиман, как отмечалось выше, существует значительное количество прудов и водохранилищ – от 36 до 145 шт. [1, 10, 11, 32], с общим объемом при максимальном их наполнении $13,0 \text{ млн. м}^3$ и площадью водного зеркала $7,28 \text{ км}^2$ (в период с 1960 по 1965 гг.) и около $10,0 \text{ млн. м}^3$ и $3,50 \text{ км}^2$ – в 1985 г. По данным исследований ОГЭКУ в 2010 г. количество искусственных водоемов составило 135 шт., с общим объемом более $15,5 \text{ млн. м}^3$ и площадью водного зеркала около $6,5 \text{ км}^2$.

Каждый год весной и после значительных дождей все пруды и водохранилища наполняются водой и даже те, которые пересыхают летом и осенью, имеют глубину до 2,5 м и более. Многие из них в хозяйственной деятельности практически никак не используются. Большинство плотин искусственных водоемов в бассейне р. Большой Куяльник не имеют шлюзов, то есть сток воды через них происходит только после полного наполнения, при этом высота их дамб составляет от 3 до 5 м. Ранее эти искусственные водоемы были предназначены для обеспечения водой оросительных систем и рыбохозяйственных нужд.

С учетом объема этих прудов, водохранилищ и их сезонного наполнения, практически весь естественный поверхностный сток воды рек в бассейне лимана может задерживаться в этих водоемах. Только во время особенно высоких половодий и паводков вода, переливаясь через гребни дамб (плотин) или разрушая их, попадала в лиман, как например, в 1968-1969 и 2003-2004 гг.

Учитывая это, для расчета бытового поверхностного стока воды с водосборного бассейна лимана был введен так называемый коэффициент наполнения $k_{ИН}$ искусственных водоёмов (прудов, водохранилищ, спрямлённого русла реки на участках между шлюзами, стариц реки), который позволил учесть кратность их наполнения и общий объем аккумулированной в них воды $V_{ак}$ на протяжении расчетного года.

С учетом объемов аккумулированной в искусственных водоёмах воды $V_{ак}$ и объемов испарения с их водной поверхности $V_{Еув}$ были определены бытовые объемы поверхностного притока воды $V_{быт}$ в лиман.

Временной ход годовых объемов бытового $V_{быт}$ и естественного $V_{ест}$ притока воды в Куяльницкий лиман иллюстрируется рис. 5.6, из которого видно, что естественный приток речных вод в Куяльницкий лиман, при отсутствии в пределах водосбора р. Большой Куяльник и других водотоков искусственных водоёмов, составлял бы 35,6 млн. м³. С другой стороны, объём аккумулируемой в искусственных водоёмах воды составляет в среднем около 30,2 млн. м³, то есть в лиман поступало только 15,2 % речного стока, а в маловодные годы – вообще не поступало почти ничего.

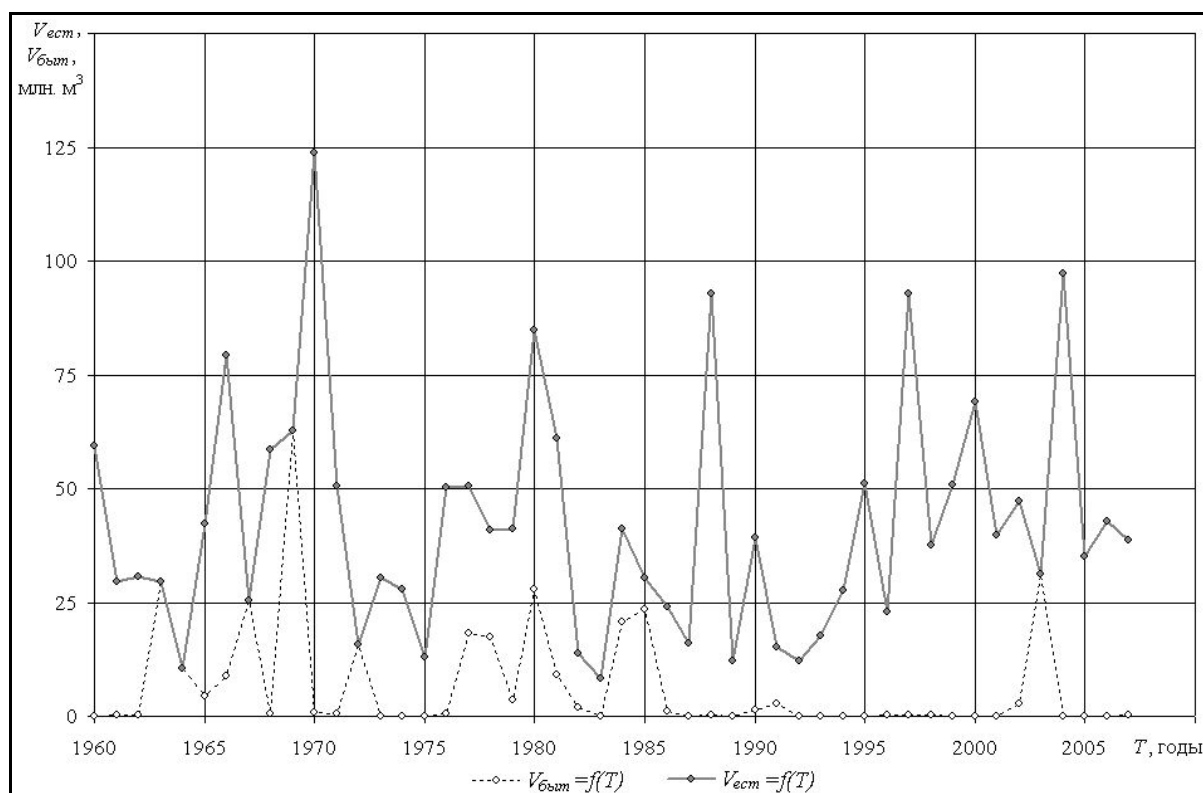


Рис. 5.6 – Многолетний ход годовых объемов бытового $V_{быт}$ и естественного $V_{ест}$ притока воды в Куяльницкий лиман (за период с 1960 по 2007 гг.)

Позитивным следует считать то, что в лиман поступали сбросные воды с озер пересыпи объемом до 6,62 млн. м³ ежегодно. Но и в этом случае бытовой приток воды ($V_{быт}$) составлял в среднем лишь 8,37 млн. м³ или 23,5 % от естественного речного стока.

Среднемесячные и среднегодовые величины испарения (E_B , мм) с водной поверхности Куяльницкого лимана и искусственных водоёмов в бассейне р. Большой Куяльник рассчитывались по данным метеостанции «Болград» на пресном озере Ялпуг за период с 1960 по 2007 гг. (рис. 5.7).

Среднемноголетние величины испарения приведены в табл. 5.2, из которой видно, что наибольшие значения испарения за месяц приходятся на летний сезон, а именно: в июне – 131,6 мм, в июле – 151,5 мм и в

августе – 139,8 мм. Средняя за период с 1960 по 2007 гг. годовая величина испарения по данным метеостанции «Болград» составляет 776,7 мм. Наибольшее годовое испарение наблюдалось в 1972 г. (рис. 5.7) и составляло 1151 мм, а наименьшее – в 1978 г. (645 мм).

Однако известно, что интенсивность испарения с поверхности солёных водоемов зависит от концентрации и состава солей [5, 33, 34].

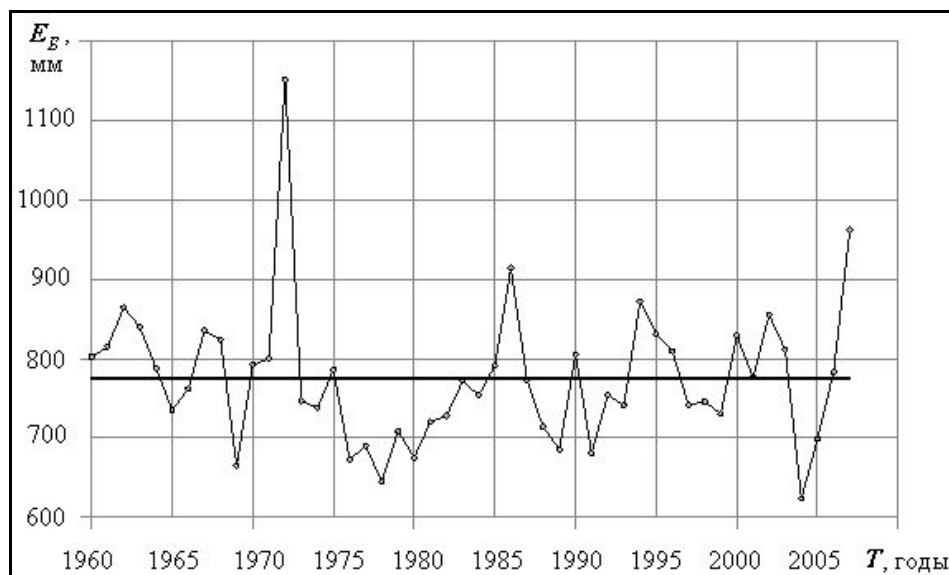


Рис. 5.7 – Многолетние изменения годовых величин испарения (E_B , мм) с поверхности оз. Ялпуг по данным метеостанции «Болград» за период с 1960 по 2007 гг.

Таблица 5.2 – Среднемноголетние месячные и годовая величины испарения (E_B , мм) с поверхности пресного озера Ялпуг (по данным метеостанции «Болград»)

Месяц	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
E_B , мм	42,8	65,7	105,5	131,6	151,5	139,8	96,6	58,2	25,1	9,9	776,7

Для сравнения величин испарения рассола разной концентрации использованы коэффициенты испаряемости k_S , которые представляют собой отношение величин испарения с поверхности рассола той или другой концентрации к величине испарения с поверхности пресной воды. Он всегда меньше единицы и уменьшается с повышением солёности (S , ‰).

По результатам наблюдений на Сакских соляных промыслах Крымского полуострова была составлена таблица переходных коэффициентов для расчета величины испарения с поверхности солёных водоемов при минерализации от 90 до 330 ‰ [33]. Для диапазона 0-60 ‰ значения переходных коэффициентов представлены в работе С.М. Боброва (по материалам исследований на Каспийском море) [34]. В сводной табл.

5.3 приведены переходные коэффициенты для расчета величин испарения с поверхности солёных водоемов (в том числе Куяльницкого лимана) с разной солёностью воды. Среднегодовое испарение с водной поверхности Куяльницкого лимана (E_K , мм) при разной солёности воды (S , ‰) с учетом k_S , приведены в табл. 5.4.

Таблица 5.3 – Переходные коэффициенты k_S для расчета испарения с поверхности солёных водоемов с разной солёностью воды S , ‰

S , ‰	0	10	20	40	60	90	180	260	300	330
k_S	1,00	0,97	0,93	0,87	0,82	0,84	0,66	0,46	0,40	0,28

Таблица 5.4 – Среднегодовые значения испарения с водной поверхности Куяльницкого лимана E_K , мм при разной солёности воды S , ‰

S , ‰	0	10	20	40	60	90	180	260	300	330
E_K , мм	776,7	753,0	722,0	676,0	637,0	655,0	510,0	355,0	311,0	220,0

Из табл. 5.4 видно, что годовое испарение может изменяться от 776,7 мм – для пресной воды, до 220,0 мм – при солёности воды около 330 ‰.

Таким образом, в среднем за период с 1960 по 2007 гг. испарение с поверхности пресного водоема (оз. Ялпуг) составило 776,7 мм, при максимальном – 1151 мм (в 1972 г.) и минимальном – 624 мм (в 2004 г.). В то же время, расчетное испарение из солёного Куяльницкого лимана, при средней солёности воды около 128 ‰, было только 561 мм, при максимальном – 994 мм (в 1972 г.) и минимальном – 364 мм (в 1996 г.). Соотношение между величинами испарения с поверхности оз. Ялпуг и лим. Куяльник в среднем за период с 1960 по 2007 гг. составляет 0,73, при максимальном – 0,87 (1969 и 1970 гг.), а наименьшем – 0,45 (в 1996 г.).

Динамика k_S во времени иллюстрируется рис. 5.8. В начале 60-х годов XX-го столетия значения k_S находились на достаточно низком уровне (приблизительно 0,50), который объясняется отсутствием масштабных мероприятий по регулированию поверхностного стока в бассейне лимана (в том числе – р. Большой Куяльник) и наличием маловодных лет.

После этого наступил многоводный период, который отмечался повышенными осадками и поверхностным притоком. Наблюдается значительное «опреснение» лимана (до 55 ‰ – в 1970 г.) и рост k_S – до 0,86-0,87. Маловодные годы после 1972 г. опять повлекли снижение k_S , хотя и кратковременное.

В период с 1980 по 1992 гг. годовые осадки колебались в значительных пределах. Хотя эти колебания происходили в целом на уровне среднегодовых величин осадков, но с 1992 по 1996 гг. их

уменьшение, в сочетании с увеличением испарения, привели к снижению k_S (до 0,45).

Затем, вслед за тенденцией роста осадков (до 2004 г.), наблюдается и рост k_S – до 0,78 (в 2004 г.). Уменьшение годовых осадков и особенно зимних, начиная с 2005 г., привело к снижению k_S .

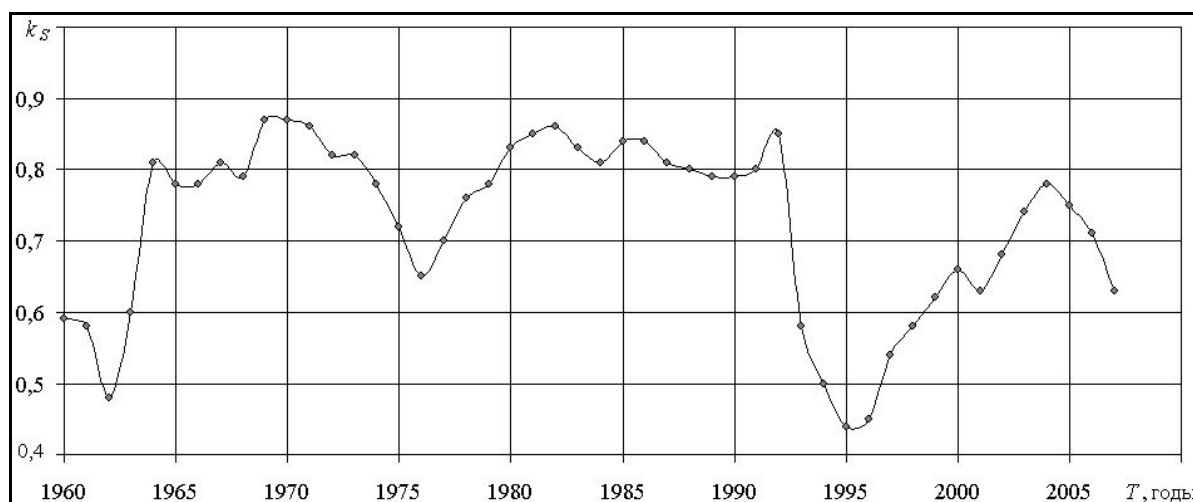


Рис. 5.8 – Временная изменчивость коэффициентов $k_S = E_K / E_B$ за период с 1960 по 2007 гг.

Результаты расчета составляющих годовых водных балансов Куяльницкого лимана и невязок расчетов с 1960 по 2007 гг. [5, 7] свидетельствуют о том, что в среднем приходная часть водного баланса лимана, в которую входят поступление осадков на водную поверхность (V_{PK}) и бытовой приток воды к лиману ($V_{быт}$), составляет 29,7 млн. м³. При этом испарение с водной поверхности Куяльницкого лимана ($V_{ЕК}$) достигает за тот же промежуток времени (1960-2007 гг.) 30,5 млн. м³.

В итоге, при условиях регулирования поверхностного притока на водосборном бассейне Куяльницкого лимана, приходная часть в период 1960-2007 гг. была меньше расходной приблизительно на 0,80 млн. м³. Сама по себе эта разница небольшая, но в отдельные периоды она является существенной, что приводит к значительному снижению уровней воды в лимане и росту солёности в нем, в частности, как это имело место в 2009 г.

Анализ многолетних значений составляющих годовых водных балансов лимана за период с 1960 по 2007 гг. также можно выполнить с помощью комплексного графика, на котором приведены данные об изменениях годовых объемов атмосферных осадков, бытового притока поверхностных вод с бассейна и испарения с водной поверхности Куяльницкого лимана (рис. 5.9). Особенностью комплексного графика является то, что он свидетельствует о превышении объема испарения над объемом осадков почти во все годы (кроме 1960, 1976, 1977, 1980, 1988,

1997, 1999 и 2004 гг.). На этом графике также можно видеть, что годовые объемы испарения во все годы превышают объемы бытового притока воды с бассейна лимана, кроме 1969 г., который приходится на середину многоводного периода, имевшего место с 1965 по 1971 гг.

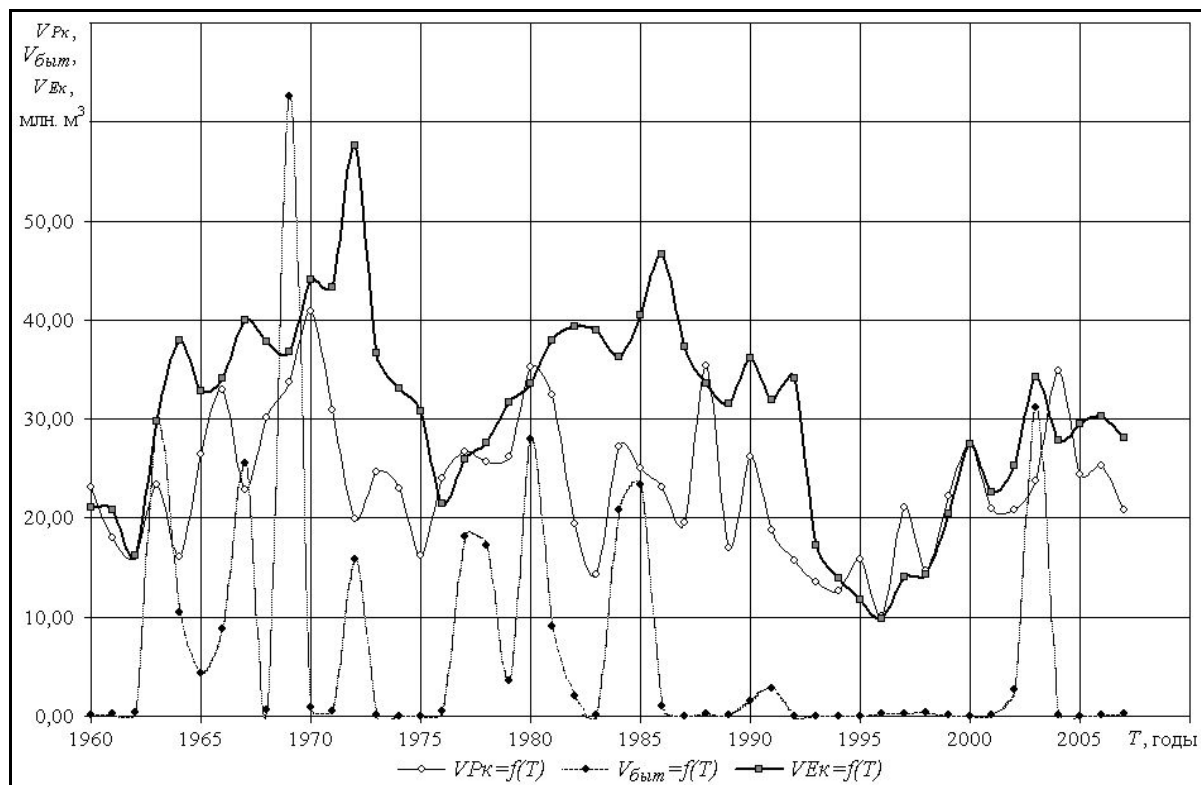


Рис. 5.9 – Многолетний ход составляющих годовых водных балансов Куяльницкого лимана за период с 1960 по 2007 гг. [5, 7]

Абсолютное значение невязки, полученное при расчетах годовых водных балансов Куяльницкого лимана в среднем равняется 0,32 млн. м³ или менее 1 см, то есть находится в пределах точности измерения уровня воды на водомерном посту.

Величина почти всех невязок за период с 1960 по 2007 гг. (кроме аномальных по водности 1963, 1992, 2003 и 2007 гг.) колеблется от минус 40 до 40 см. При этом следует обратить внимание на то, что их величина во многом зависит от степени надежности использованных данных по атмосферным осадкам, которые взяты по метеостанции «Одесса – ГМО», причем не только для лимана, но и его водосбора площадью 2250 км². Кроме того, не совсем удачным является местоположение водомерного поста на Куяльницком лимане, который находится в нижней части водоема (непосредственно у правого берега) и не отображает средний уровень воды в лимане при всех румбах направления ветра, колебания которого во время сгонно-нагонных явлениях достигают 40 см и более.

Фактические H_{ϕ} и возможные естественные $H_{ест}$ уровни воды в Куяльницком лимане с 1960 по 2007 гг. (при отсутствии регулирования поверхностного притока воды в бассейне и условии, что лиман был бы безсточным водоемом), приведены на рис. 5.10.

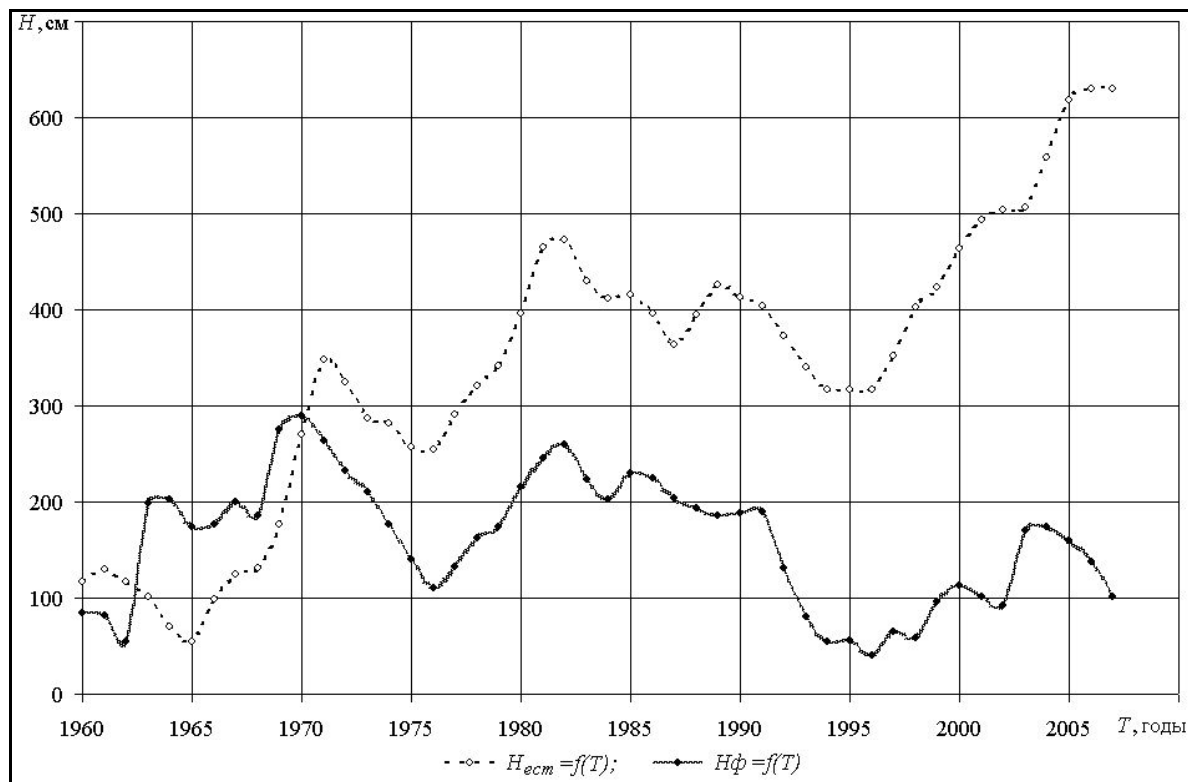


Рис. 5.10 – Временной ход фактических H_{ϕ} и возможных естественных $H_{ест}$ уровней воды Куяльницкого лимана за период с 1960 по 2007 гг. [5, 7] (уровни воды указаны в см над «0» графика водпоста – минус 7,06 м БС)

Сравнивая ход фактических H_{ϕ} и возможных естественных $H_{ест}$ уровней воды, можно видеть, что в условиях отсутствия регулирования поверхностного притока воды на водосборном бассейне лимана, величина $H_{ест}$ в течение почти всего расчётного периода (1960-2007 гг.) превышает H_{ϕ} в среднем на 180 см, а среднегодовой уровень воды в 2007 г. мог бы быть около 630 см (при указанных выше условиях) или минус 0,75 м БС, то есть меньше отметки поверхности воды в Одесском заливе Черного моря приблизительно на 0,3 м. С учетом этого, для поддержки водного и солевого режима Куяльницкого лимана можно рекомендовать вариант упорядочивания регулирования («перехвата») поверхностного притока воды в бассейне водоема. В качестве альтернативы может быть рассмотрен вариант восстановления связи с морем через искусственный канал в пересыпи либо посредством трубопровода с подкачкой морской воды в лиман. Однако следует учитывать, что при современных условиях водообмена это может приводить к дальнейшему накоплению солей в

лимане. Кроме того, практическая реализация «морского» варианта реабилитации Куяльницкого лимана затруднена тем, что в пределах пересыпи, отделяющей лиман от моря, находятся рекреационная, жилая и промышленная зоны г.Одессы, по ней проходят важные транспортные магистрали.

При регулировании водного и солевого режимов реки Большой Куяльник и Куяльницкого лимана необходимо учитывать, что нижний, благоприятный для лечебных целей, предел солености воды лимана составляет 100 ‰, а верхний – 200 ‰. Кроме того, известно, что при солености больше 250 ‰ все специфические организмы, которые живут в соленой рапе лимана, погибают, а образование лечебной грязи прекращается. Обеспеченность уровней воды в лимане, при которых соленость будет меньше 200 ‰, составляет всего 25 %, а обеспеченность уровней, когда соленость будет 250 ‰, около 92 %. Соленость рапы Куяльницкого лимана тесно связана с уровнем воды в водоёме (см. рис. 1.5). Зависимость между ними аппроксимируется уравнением

$$H = 82,2 \cdot S^{-0,86}, \quad (5.6)$$

где S – соленость рапы лимана, ‰;

H – уровень воды на водомерном посту лимана, м.

По этому уравнению можно вычислять уровни наполнения Куяльницкого лимана необходимые для достижения нужной солености рапы. Далее, с учетом объема испарения с водной поверхности лимана за год (в среднем около 460 мм) и с использованием кривой объемов воды лимана в начале каждого года, можно определить какой объем стока весеннего половодья р. Большой Куяльник необходимо пропустить в лиман для поддержки на протяжении года уровней воды, при которых соленость будет соответствовать рекреационным и бальнеологическим требованиям, а жизнь в водоеме и сохранение лечебной грязи не будут под угрозой.

Выводы. Выполненные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Установлено, что за период с 1975 по 2009 гг. объем Куяльницкого лимана за счет заиления и внутреннего перераспределения донных отложений в области минимальных уровней (меньше минус 6,50 м БС), уменьшился на 13,0 млн. м³, т.е. средняя интенсивность уменьшения объема лимана за последние три десятилетия составляет 0,38 млн. м³/год.

2. Приходная часть водного баланса Куяльницкого лимана формируется за счет атмосферных осадков V_{pk} , которые выпадают на водную поверхность лимана в виде дождя или снега, и воды $V_{бит}$, которая поступает с речным (поверхностным и подземным) стоком V_r и

сбрасывается с озёр пересыпи $V_{оз}$. Расходная часть водного баланса лимана формируется только за счет испарения с водной поверхности водоема $V_{ЕК}$.

3. В бассейне р. Большой Куяльник и на других водотоках, которые впадают в Куяльницкий лиман, находится значительное количество искусственных водоёмов (прудов, водохранилищ, плотин, шлюзов и др.) – от 36 до 145 шт., с общим максимальным объемом наполнения 13,0 млн. м³ и площадью водного зеркала 7,28 км² (в период с 1960 по 1965 гг.), около 10,0 млн. м³ и 3,50 км² – в 1985 г. По данным исследований ОГЭКУ, проведенных в 2010 г., количество искусственных водоемов составило около 135 шт., с общим объемом более 15,5 млн. м³ и площадью водного зеркала около 6,5 км². В среднем естественный годовой приток речных вод в лиман V_r , при отсутствии его регулирования на водосборе р. Большой Куяльник и других водотоках составлял бы 35,6 млн. м³. С другой стороны, аккумуляция воды в искусственных водоёмах составляет в среднем 30,2 млн. м³, то есть в лиман поступает лишь 15,2 % речного стока, а в отдельные годы (преимущественно маловодные) – почти ничего. Позитивным следует считать то, что в лиман поступают сбросные воды с озёр пересыпи объемом до 6,62 млн. м³ ежегодно, но и в этом случае бытовой поверхностный приток воды $V_{быт}$ составляет лишь 8,37 млн. м³ или 23,5 % – от естественного (незарегулированного).

4. Испарение с водной поверхности Куяльницкого лимана (при средней солёности – 128 ‰) в среднем за 1960-2007 гг. составило 561 мм, при максимуме 994 мм (в 1972 г.) и минимуме – 364 мм (в 1996 г.). Соотношение между испарением с поверхности пресного озера Ялпуг и соленого лимана Куяльник в среднем за 1960-2007 гг. равнялось 0,73, при максимальном – 0,87 (1969 и 1970 гг.) и наименьшем – 0,45 (в 1996 г.).

5. Приходная часть водного баланса Куяльницкого лимана, к которой относятся поступление осадков на его водную поверхность ($V_{Рк}$) и бытовой приток воды в лиман ($V_{быт}$) за период с 1960 по 2007 гг. в среднем составляет 29,7 млн. м³. Испарение с водной поверхности лимана ($V_{ЕК}$) достигает за этот же период 30,5 млн. м³. То есть при условии таких водохозяйственных преобразований на водосборном бассейне Куяльницкого лимана приходная часть водного баланса водоема в период 1960-2007 гг. была меньше расходной приблизительно на 0,80 млн. м³. Сама по себе эта разница небольшая, но в отдельные периоды она является существенной, что приводит к значительному снижению уровней воды в лимане и росту солёности, в частности, как это имело место в 2009 г.

6. Особенностью водного баланса Куяльницкого лимана почти во все годы (за период с 1960 по 2007 гг.) является превышение объема испарения над объемом осадков (кроме 1960, 1976, 1977, 1980, 1988, 1997, 1999 и 2004 гг.). Также годовые объемы испарения во все годы превышают объемы бытового притока воды в лиман, кроме 1969 г., который приходится на середину многоводного периода (с 1965 по 1971 гг.).

7. Абсолютное значение невязок, полученных при расчетах годовых водных балансов Куяльницкого лимана, в среднем равняется $0,32 \text{ млн. м}^3$, что отвечает величине уровня воды менее 1 см (то есть находится в пределах точности измерения уровня воды на водомерном посту). При этом следует обратить внимание на то, что их величина во многом зависит от степени надежности использованных данных по атмосферным осадкам, которые взяты по метеостанции «Одесса – ГМО», причем не только для лимана, но и его водосбора площадью 2250 км^2 . Кроме того, не совсем удачным является местоположение водомерного поста на Куяльницком лимане, потому что он находится в нижней части водоема (непосредственно у правого берега), и не отображает средний уровень воды в лимане при всех румбах направления ветра, колебания которого при сгонно-нагонных явлениях могут достигать 40 см и более.

8. Сравнивая ход фактических H_{ϕ} и возможных естественных $H_{ест}$ уровней воды, можно видеть, что при условии отсутствия регулирования поверхностного притока воды на водосборном бассейне лимана, величина $H_{ест}$ в течение почти всего расчётного периода (1960-2007 гг.) превышает H_{ϕ} в среднем на 180 см., а среднегодовой уровень воды в 2007 г. мог бы быть около 630 см (при указанных выше условиях) или минус 0,75 м БС, то есть меньше отметки уровня воды в Одесском заливе Черного моря приблизительно на 0,3 м.

9. Для поддержки водного и солевого режимов Куяльницкого лимана можно рекомендовать вариант упорядочивания регулирования («перехвата») поверхностного притока воды на бассейне водоема. Вариант соединения лимана и Черного моря каналом или трубопроводом нуждается в отдельном изучении и обосновании, поскольку при этом может происходить дальнейшее накопление солей в лимане. Необходимо оценить практическую возможность реализации этого варианта в современных условиях. Кроме того, необходимо принять во внимание, что прибрежные морские воды могут содержать повышенные концентрации загрязняющих веществ, например, нефтепродуктов.

10. Для стабилизации и улучшения гидроэкологического состояния, водного и солевого режимов Куяльницкого лимана рекомендуется реализация следующих мероприятий:

а) обустроить шлюзами или ликвидировать те пруды (дамбы), которые не используются в хозяйственной деятельности, но наполняются весной и пересыхают летом, тем самым препятствуя свободному стоку воды в Куяльницкий лиман;

б) для обеспечения санитарного стока воды ниже дамб водоемов в русле р. Большой Куяльник, а также поддержания оптимальных уровней воды и солености рапы Куяльницкого лимана следует определить максимальные уровни наполнения и режим работы тех прудов и водохранилищ, которые на протяжении года не пересыхают и

используются на законных основаниях;

в) расчистить спрямлённое русло или восстановить старое меандрирующее русло р. Большой Куяльник для обеспечения свободного поступления её стока в Куяльницкий лиман.

г) реализовать строгое нормирование водопользования на водосборном бассейне р. Большой Куяльник и Куяльницкого лимана, на основе прогнозных оценок интенсивности весеннего половодья и водности года.

ГЛАВА 6

ОЦЕНКА НАПОЛНЕНИЯ ХАДЖИБЕЙСКОГО ЛИМАНА ПОВЕРХНОСТНЫМИ ВОДАМИ И ДОЛГОСРОЧНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ЕГО СОСТОЯНИЯ В ВЕСЕННИЙ ПЕРИОД ГОДА

В отдельных регионах Украины частым явлением становятся катастрофически высокие паводки дождевого и смешанного происхождения. Для предотвращения возникающих угроз в период значительного притока поверхностных вод в некоторые из закрытых водоемов Причерноморского региона необходимо прогнозирование степени максимального их наполнения дождевыми или половодными водами. К категории таких водоемов в пределах г. Одессы относятся лиманы Хаджибей и Куяльник.

В связи с существенным повышением уровней воды в Хаджибейском лимане, при интенсивном его антропогенном использовании, каждый год, особенно в периоды прохождения высоких весенних половодий, возникает опасность возможного перелива воды через дамбу, отделяющую лиман от моря, ее разрушения и затопления жилых территорий и предприятий города Одессы.

Другим лиманом, расположенным вблизи Хаджибея, является Куяльницкий лиман. В связи начавшимся в 60-е годы прошлого столетия регулированием стока воды р.Большой Куяльник, которая впадает в лиман, прудами и водохранилищами для обеспечения водой оросительных систем и рыбного хозяйства, уровни воды в Куяльнике снизились до критических отметок. Такая ситуация привела к обмелению и заиливанию лимана, увеличению солености воды, что может вызвать полную деградацию и исчезновение водоёма, потерю рапы и грязей лимана, которые отличаются высокими лечебными свойствами.

Поэтому важное значение при регулировании водного режима лиманов-водохранилищ закрытого типа северо-западного Причерноморья имеют расчеты и прогнозы гидрологических характеристик в период наиболее многоводной фазы водности рек – весеннего половодья. Разработка научно-методических рекомендаций при этом усложняется в связи с практическим отсутствием исходной гидрологической информации в пределах расположения лиманов. Не осуществляется также и оценка повторяемости объемов стока тало-дождевых вод в многолетнем разрезе.

6.1 Условия формирования Хаджибейского лимана и его физико-географическая характеристика

Географическое положение, рельеф и морфометрическая характеристика лимана. Хаджибейский лиман принадлежит к наиболее крупным водоемам северо-западного Причерноморья (рис. 6.1). В соответствии с физико-географическим районированием он расположен на Одесской равнине в пределах Одесского приморского района южной степной подзоны [1].

По характеру рельефа район имеет плоскую, слабо расчлененную, волнистую поверхность, которая понижается в сторону моря. Глубина овражно-балочной сети не превышает 50 м, густота – 0,25-0,5 км на 1 км².

Плоские лессовые террасы, расположенные в пределах водосбора лимана, представлены иногда подами и степными блюдцами. Аккумулятивные формы рельефа, развиты лишь в местах впадения речных долин в море, образуют характерные лиманно-морские аккумулятивные формирования – пересыпи и косы [2]. Здесь развита эоловая морфоструктура в виде дюн (кучугуров), дефляционных котловин.

Хаджибейский лиман является замкнутым водоемом. Время отделения лимана от моря относится к концу XIX ст. Лиман расположен в районе г. Одессы (долина р. Малый Куяльник). Длина его по данным разных источников [3, 4, 5], составляет 33-40 км, ширина – 0,5 – 3,5 км, средняя глубина – около 4-5 м, максимальная – до 13-17 м (в средней части лимана). Площадь водного зеркала изменяется в широких пределах, среднее ее значение составляет 86 км², объем воды при этом равен около 400 млн.м³ (по данным батиметрической съёмки в 2009 г.), площадь водосбора – около 2,5 – 2,7 тыс. км². Водоем вытянут в северо-западном направлении при перпендикулярности оси лимана к береговой линии моря. Лиман имеет извилистую береговую линию, небольшую ширину относительно его длины, крутой правый берег и более пологий – левый, большое количество кос, балок, яров. Северная его часть наиболее мелководная и постепенно переходит в долину реки; по мере приближения к морю глубина в водоеме увеличивается [2, 3].

От моря Хаджибейский лиман отделен пересыпью шириной около 4,5 км и длиной – 7 км [2,3]. «Наличие дамбы в южной части лимана обеспечивает поддержку его уровня выше уровня моря, в результате чего происходит постоянная фильтрация лиманных вод через пересыпь и подтапливание земель за пределами дамбы» [3].

Дно лимана представлено песками, которые находятся в верховьях, и заполнено многометровой толщей отложений в виде песчаных и

глинистых илов по направлению к глубоководным участкам. Последние встречаются и до наибольших глубин, и в разной степени имеют запах сероводорода.

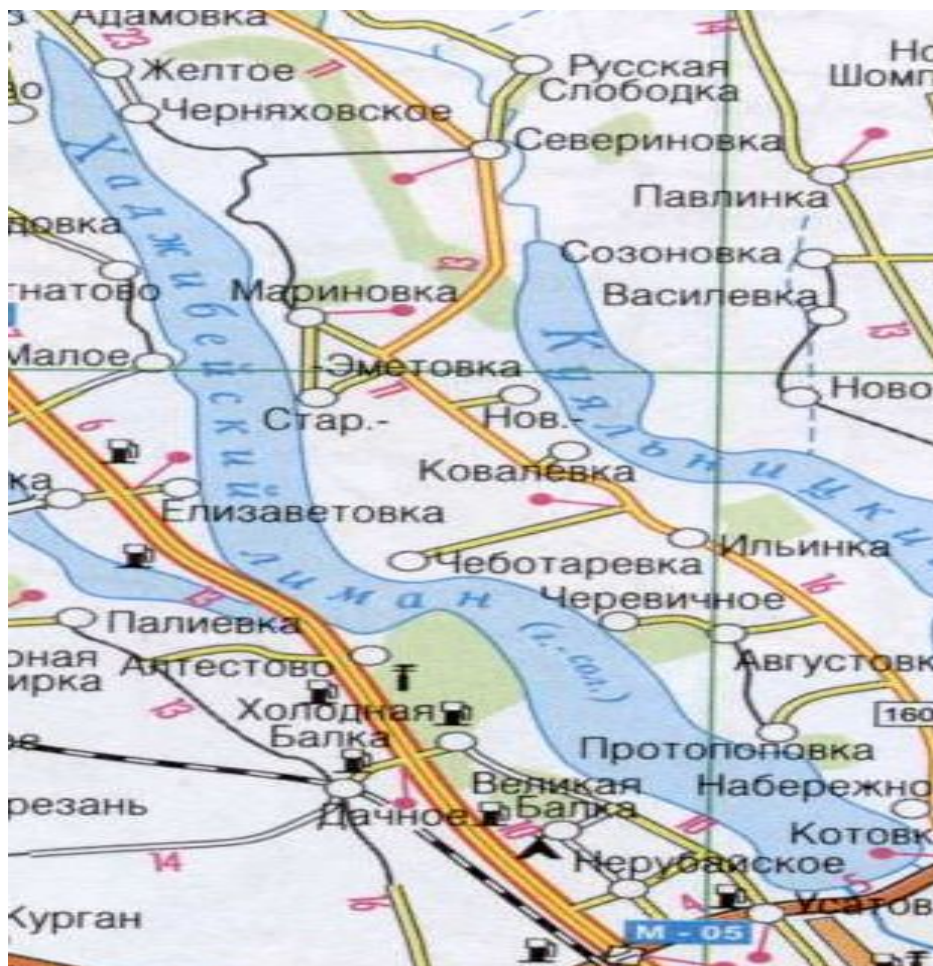


Рис. 6.1 – Географическое положение Хаджибейского лимана

Большинство рек Причерноморской низменности, применительно к которым велась разработка методики долгосрочного прогнозирования слоев стока весеннего половодья, и те, что питают лиман, имеют хорошо разработанные и глубоко врезаемые в коренные породы долины, в своем нижнем течении заполнены солеными озерами – лиманами. Водотоки отличаются малой извилистостью, в верховьях V - образные, шириной 0,5 - 1 км. Характерной чертой является ярко выраженная асимметрия склонов. Правый берег всегда выше (на 50 - 90 м) и круче, чем левый. вдоль которого располагаются террасы. Более высокий склон отличается большей изрезанностью, многочисленными короткими оврагами. Вдоль коренных берегов водотоков также расположены террасы, которые занимают верхнюю часть склонов долины (шириной до 1,5 км).

Поверхность их ровная, сглаженная. Особенно хорошо террасы выражены на правых берегах Тилигула и Малого Куяльника [6].

Почвенный и растительный покров. В районе Хаджибейского лимана распространены черноземы южные малогумусные и южные солонцеватые. Содержание гумуса в этих почвах незначительно и не превышает 3,7-3,9 % при мощности гумусного горизонта 55-75 см. Остаточная физическая солонцеватость почв обуславливает ослабление аэрации, снижение их водопроницаемости, образование корки, уплотнение в сухом состоянии и набухание – во влажном, что затрудняет обработку почвы [1].

Вдоль побережья моря узкую полосу занимают темно-каштановые почвы. Они сформировались под незамкнутой растительностью сухой степи в условиях жаркого лета, сухой теплой осени и умеренно-теплой влажной зимы. Основную часть темно-каштановых почв составляют слабо- и среднесолонцеватые в лесах, незначительную – солонцеватые почвы на глинах. В солонцеватых почвах поглощенный натрий содержится в незначительных количествах, что свидетельствует о реликтовой солонцеватости этих почв. Мощность их гумусного слоя составляет 50-65 см при содержании гумуса 2,1-3,5 %. Эти почвы имеют распыленность верхних горизонтов и плотность средних, что приводит к их стеканию при повышении влажности и сильному растрескиванию – в сухом состоянии.

Долина самого лимана сложена неогеновыми и четвертичными отложениями, а склоны ее заняты известняковыми, глинистыми и песчано-глинистыми отложениями.

Растительный покров района исследований, расположенный в пределах южной степи, в прошлом был представлен типчакowo-ковыльными видами травостоя и степных кустарников [1]. Еще в начале 20-х годов прошлого столетия на склонах Хаджибейского лимана были распространены кустарниковые виды клёна татарского, дикой груши, береста.

В настоящее время при развитии земледелия большая часть территорий распахана. Степная растительность встречается в виде типчака и овсяницы, а из разнотравья властвует полынь австрийская, молочай Сегюера, ромашник, тысячелистник, лютик, цикорий, дельфиниум, люцерна желтая и др. Кое-где встречаются кусты шиповника, дерезы и бобовника. Такие растения, как леонтица одесская, горицвет весенний, подснежник обычный, дикие тюльпаны, шафран сетчатый и др., а также все виды ковыля занесены в «Красную книгу» Одесской области.

С целью защиты земель от эрозии, суховеев, дорог от снежных заносов, а также для рекреации в пределах г. Одессы и области широко развиты мероприятия по насаждению лесополос и древостоя в виде роц и

парков, которые представлены разными видами дуба, клёном, ясенем, вязом, грецким орехом, плодовыми деревьями и некоторыми породами кустов [1].

Климатическая характеристика. На формирование типичных черт климата рассматриваемой территории северо-западной части Причерноморья, в пределах которой находится бассейн Хаджибейского лимана, влияют солнечная радиация, циркуляция атмосферы и местные физико-географические факторы. Так, непосредственная близость Чёрного моря обуславливает образование умеренно-континентального климата с недостаточным увлажнением, короткой мягкой зимой и длительным летним периодом с жаркой и сухой погодой. Следует отметить, что на местный климат влияют, кроме моря, еще и лиманы, а также дельты рек. В прибрежной полосе, границы которой для лиманов проходят на расстоянии 0,2-0,5 км от берега, уменьшаются суточные и годовые амплитуды колебаний температуры, облачности и количества осадков. При этом наблюдается увеличение влажности воздуха, число часов солнечного сияния, суммарной радиации [2, 7].

Температурный режим в холодный период года обусловлен характером общей циркуляции атмосферы, в теплый период – местной циркуляции и радиационного баланса.

Величины суммарной радиации за год составляют порядка 4900 мДж/м² на юге района, а на севере – около 4200 мДж/м². Наблюдаются сезонные изменения суммарной солнечной радиации при максимуме в июне - июле (2000-2100 мДж/м²) и минимуме – в декабре (около 80 мДж/м²). Радиационный баланс на протяжении года положительный и составляет летом 950-1150 мДж/м², а зимой – 0-50 мДж/м² [2].

С атмосферными фронтами связана циклоническая и антициклоническая деятельность. Она зависит от разницы термических условий между сушей и морем и имеет четко выраженный сезонный ход. Циклоны приносят облачную погоду, дождливую прохладную летом и более теплую и снежную – зимой. При поступлении антициклонов на территории устанавливается ясная, сухая и теплая погода, иногда знойная летом.

В холодный период года существенную роль играют циркуляционные процессы. В результате циркуляции происходит частое изменение воздушных масс, в результате чего температура холодного сезона отличается значительной неустойчивостью. В летний период циклоническая деятельность угасает, температура становится более устойчивой.

Среднемесячные температуры воздуха осенью на 20-25 % выше весенних. Средние летние температуры составляют 22,2-23,7 °С, а

максимум может достигать 36 °С в июле-августе. Самый холодный месяц года - январь.

Зима на рассматриваемой территории не холодная, неустойчивая. Начало зимы связано с устойчивым переходом среднесуточной температуры воздуха ниже 0 °С – в конце ноября - начале декабря. Отличительной чертой зимнего периода являются частые оттепели. Число дней с оттепелями здесь составляет 56-60 дней.

Для характеристики процессов весеннего снеготаяния и условий формирования водного режима большое значение имеют сроки начала весеннего периода. Весна начинается с переходом температуры воздуха через 0 °С к положительным значениям и разрушением устойчивого снежного покрова – в конце февраля или в первой половине марта. Для весны характерна неустойчивая погода – в марте иногда возвращаются холода (до минус 5 °С), которые сменяются потеплением, что влияет на ход снеготаяния.

Лето наступает во второй, третьей декаде мая и характеризуется наибольшими температурами воздуха при наименьшем в году количестве осадков.

Осенний переход средней суточной температуры воздуха через 5 °С происходит в первой декаде ноября. Это время года отличается неустойчивой погодой. Первая половина осени характеризуется ясной и теплой погодой, небольшим количеством осадков, во второй половине преобладает облачная и прохладная погода с большим количеством атмосферных осадков. Наиболее резкое снижение температуры воздуха происходит в декабре.

В работе оценен многолетний режим характеристик зимне-весеннего сезона – среднемесячных температур воздуха февраля и марта в связи с общей тенденцией повышения глобальной и региональной температуры воздуха в последние годы. По данным метеорологической станции Любашовка, которая близко расположена к бассейну р. Малый Куяльник и соответственно влияет на режим Хаджибейского лимана, были построены хронологические графики (в виде скользящих трехлеток) среднемесячных температур воздуха в феврале и марте за многолетний период наблюдений с 1947 по 2010 гг. (рис. 6.2, 6.3). Графики указывают на наличие положительной тенденции повышения средних за месяц температур воздуха в феврале и марте.

Одним из важнейших факторов формирования гидрологического режима являются осадки. Осадков в регионе выпадает сравнительно немного (320 – 500 мм). Наименьшие их значения наблюдаются в районах, близких к морю – 125 мм в холодный и до 250 мм – в теплый период года. Временной ход годовых сумм осадков по метеостанции Одесса указывает на наличие тенденции к их увеличению за многолетний период (рис. 6.4).

Снежный покров в основном определяет запасы воды в бассейнах рек и будущий объем весеннего половодья. Дата появления снежного покрова приходится на конец ноября – середину декабря.

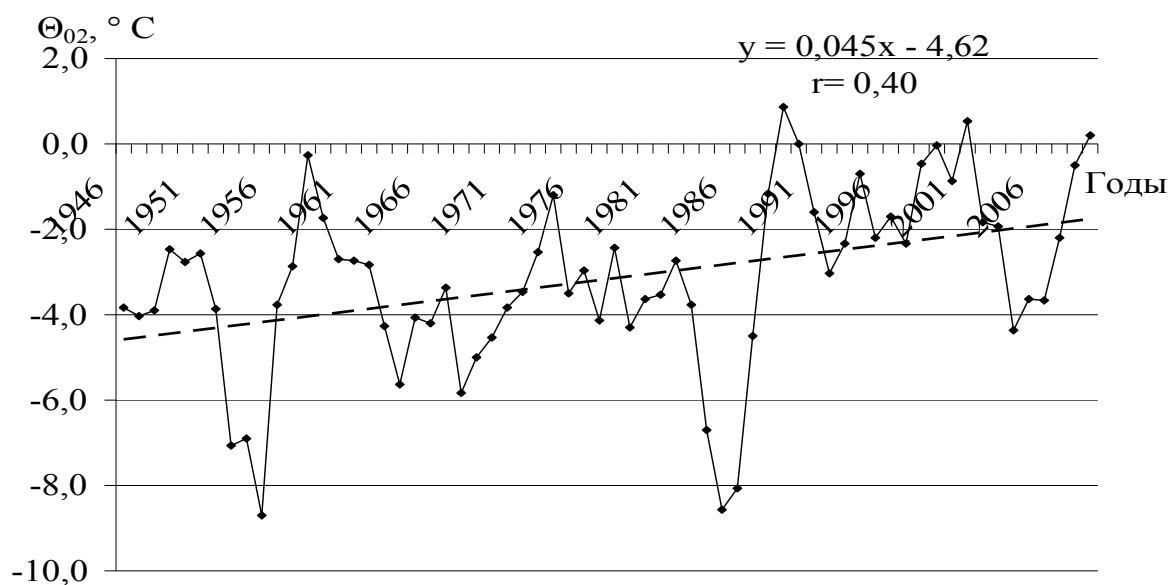


Рис. 6.2 – Хронологический многолетний ход (в виде скользящих трехлеток) среднемесячных температур воздуха в феврале (ст. Любашовка)

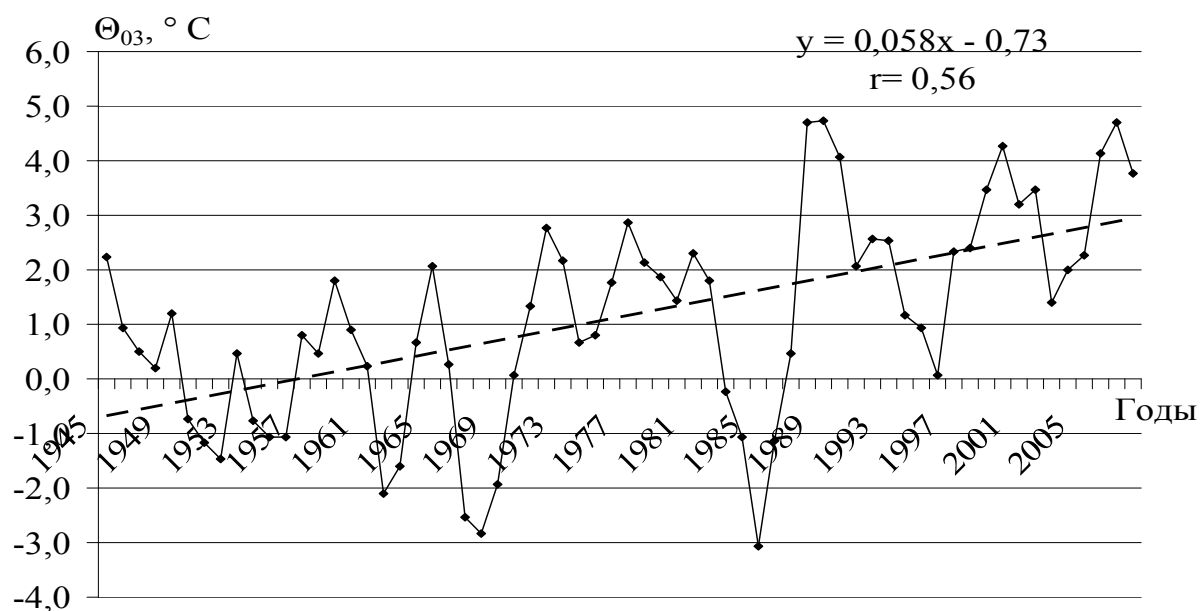


Рис. 6.3 – Хронологический многолетний ход (в виде скользящих трехлеток) среднемесячных температур воздуха в марте (ст. Любашовка)

Продолжительность залегания снежного покрова составляет 1-1,5 месяца. Высота его распределена неравномерно: при продвижении к югу уменьшается от 30 до 10 см. Продолжительность снеготаяния весной

составляет 15-20, а на побережье Черного моря – 10-15 дней. Максимальные снегозапасы на исследуемой территории отмечаются обычно в конце февраля и в среднем за многолетний период составляют порядка 20-30 мм.

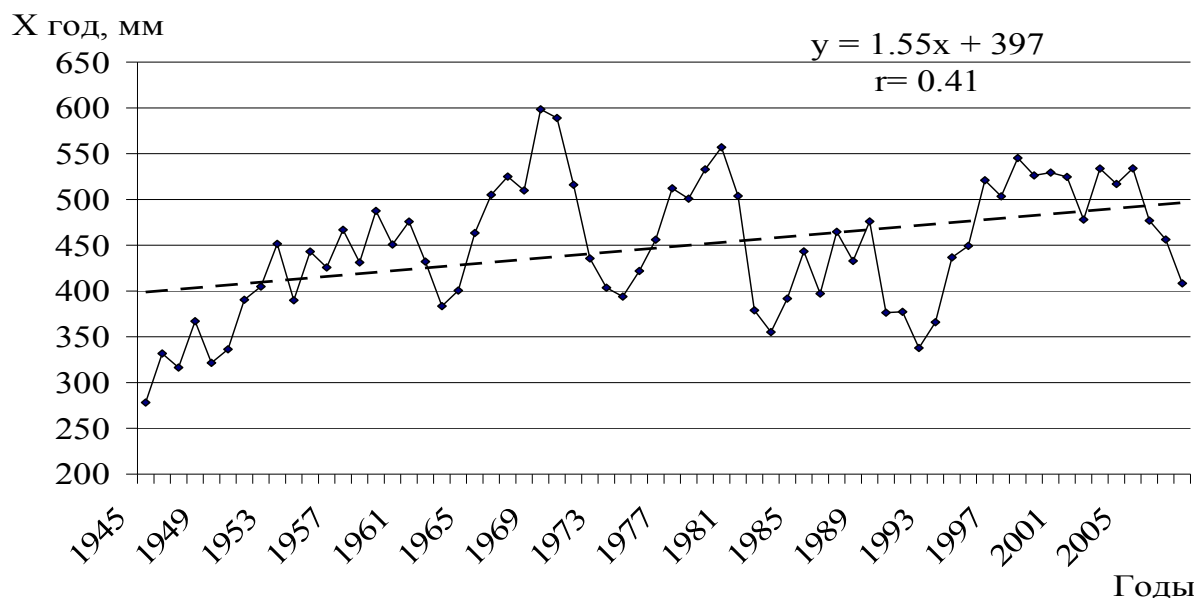


Рис. 6.4 – Хронологический многолетний ход (в виде скользящих трехлеток) сумм осадков (ст. Одесса)

Снежный покров из-за частых оттепелей неустойчив. Оттепели сопровождаются снеготаянием, выпадением дождя и снега, туманами, гололёдом и приводят к перераспределению снега на водосборах. Иногда оттепели бывают настолько длительными и интенсивными, что приводят к полному сходу снежного покрова.

По временным рядам данных (1945-2010 гг.) о максимальных снегозапасах построены хронологические графики в виде скользящих трехлеток по станции Любашовка (рис. 6.5). Выявлено, что при глобальном повышении температуры воздуха, которое приходится на 80-е годы прошлого столетия и особенно ощутимо в зимне-весенние месяцы [8], максимальные запасы воды в снежном покрове не имеют какой-либо ощутимой тенденции к их изменению за многолетний период.

Глубина промерзания почвы является одним из показателей инфильтрационной способности почв во время формирования и развития весеннего половодья. Определяется она длительностью морозного периода и минимальными минусовыми значениями температуры воздуха. На рассматриваемой территории промерзание возможно уже в ноябре. В январе и феврале средняя глубина промерзания достигает наибольших

значений – в среднем 30-35 см, при максимуме - до 70 см. Оттаивание чаще всего начинается в марте, после схода снежного покрова.

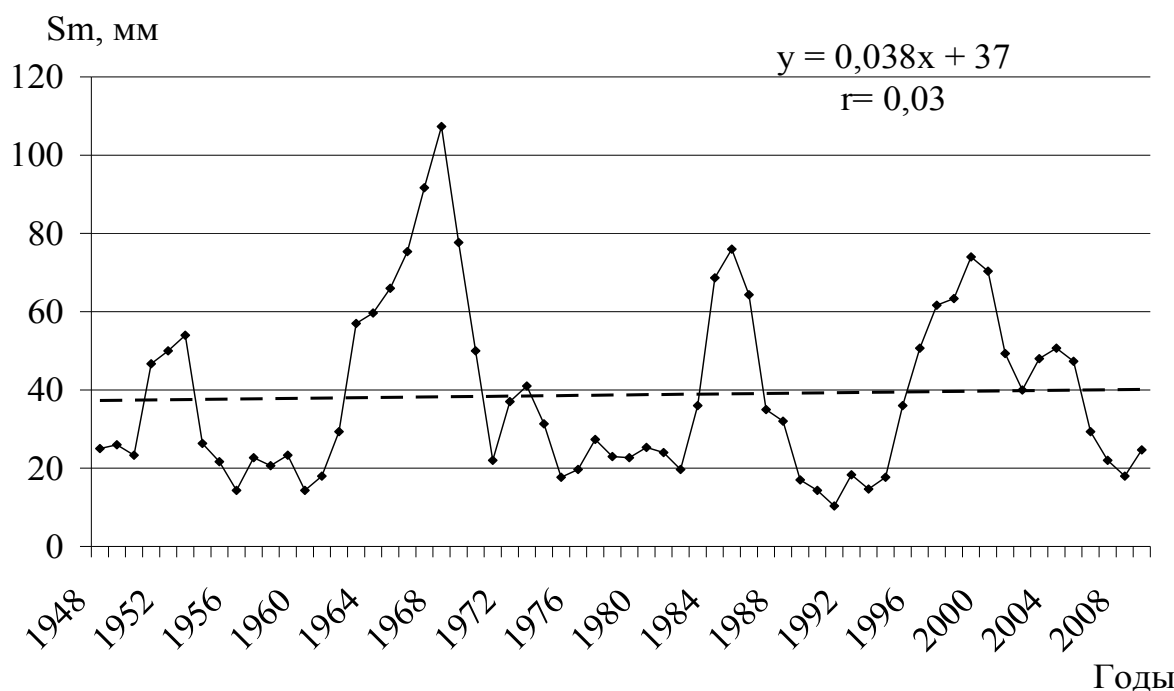


Рис. 6.5 – Хронологический многолетний ход (в виде скользящих трехлеток) значений максимальных запасов воды в снежном покрове (ст. Любашовка)

При наблюдающемся глобальном повышении температуры воздуха изменяется и глубина промерзания почвы. Хронологические графики максимальных в конце зимы глубин промерзания почвы, сглаженных по скользящим трехлеткам (по данным наблюдений за 1958-2010 гг. на станции Любашовка) указывают на наличие тенденции к их уменьшению за многолетний период (рис. 6.6).

Ветровой режим определяется условиями общей циркуляции атмосферы и особенностями рельефа. На рассматриваемой территории часто повторяется ветер северного и северо-западного направлений. Среднегодовые скорости ветра колеблются от 3,0 до 4,9 м/с. Минимальные среднемесячные скорости ветра наблюдаются в сентябре и составляют 2,0-3,9 м/с. В период теплого полугодия нередко суховеи – сильные ветры при низкой влажности, что иногда сопровождается температурой воздуха выше 25 °С [7, 8].

Влажность воздуха и ее распределение зависят от температурных и циркуляционных особенностей территории. Наибольшая относительная влажность воздуха отмечается в ноябре-феврале, с максимумом – в декабре. Весной относительная влажность воздуха интенсивно

уменьшается. Минимальные ее значения наблюдаются в июле. С наступлением осени относительная влажность воздуха увеличивается. Средняя относительная влажность за год составляет 58-64 % [6].

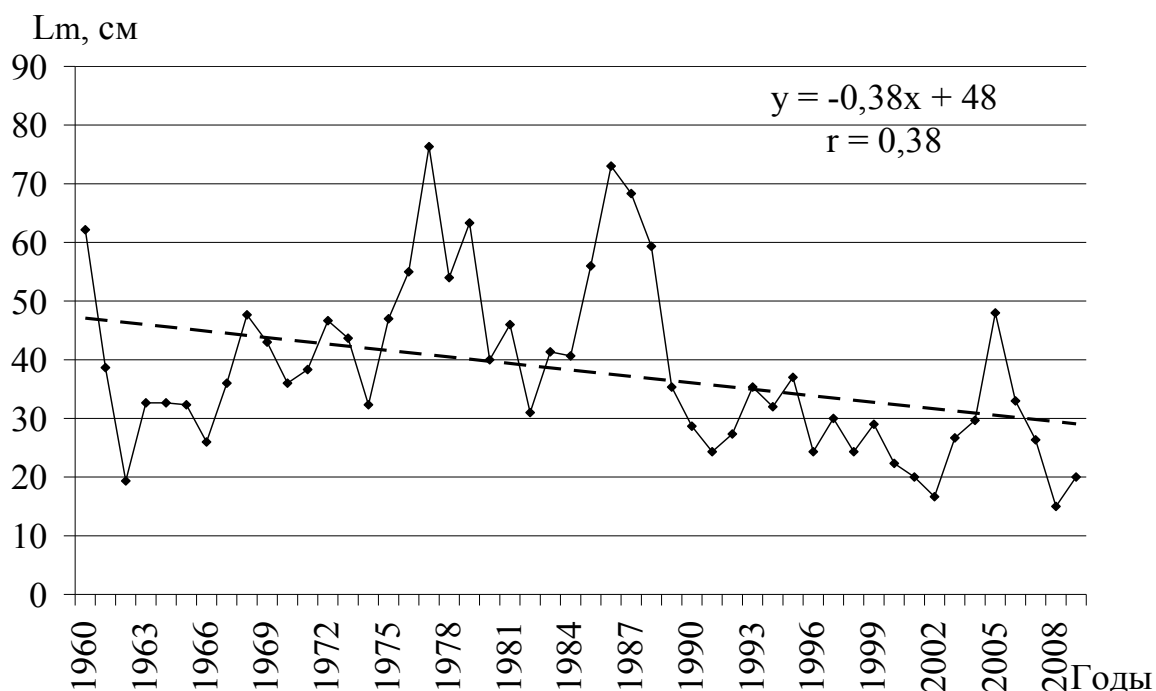


Рис. 6.6 – Хронологический многолетний ход (в виде скользящих трехлеток) значений максимальных глубин промерзания почвы (ст. Любашовка)

Для закрытых водоемов, к которым относится Хаджибейский лиман, важной характеристикой является величина испарения с водной поверхности. По данным станции Болград исследованы многолетние ряды годового испарения в виде хронологических графиков (рис. 6.7). Какой-либо тенденции здесь не наблюдается, но с 2006 г. величины испарения начали заметно увеличиваться.

Исследования водного режима Хаджибейского лимана. Стационарные наблюдения за уровнями воды Хаджибейского лимана были начаты в 30-е годы прошлого столетия на водоизмерительных постах в с.Нерубайское и с.Усатово. Пост Усатово действует и по настоящее время.

Гидрологический режим Хаджибейского лимана обуславливается естественными и антропогенными факторами и характеризуется с начала прошлого века ростом хозяйственного использования лимана (при наибольшей его интенсивности в последние десятилетия) [2].

Замкнутость лимана при периодическом поступлении речных вод, небольшое количество атмосферных осадков и высокая испаряемость приводят к сезонным естественным колебаниям уровня воды

Хаджибейского лимана [2]. Определяющим фактором хода уровней лимана (как закрытого водоема) является объем весеннего половодья в бассейне основной реки, которая питает водоем – Малый Куяльник (площадь водосбора $F = 1540 \text{ км}^2$), а также большого количества временных водотоков, которые находятся в долинах оврагов и балок [3]. Весеннее половодье на реках, которые питают лиман, является наиболее многоводной фазой водного режима, хорошо выраженное в годы с наличием снега на водосборах. Начало половодья на реках приходится на первую - вторую декады февраля и первую декаду марта. Длительность половодья составляет 0,5-2,5 месяца. Летняя и зимняя межень характеризуются устойчивостью, маловодностью и значительной длительностью. Иногда межень нарушается небольшими дождевыми паводками.

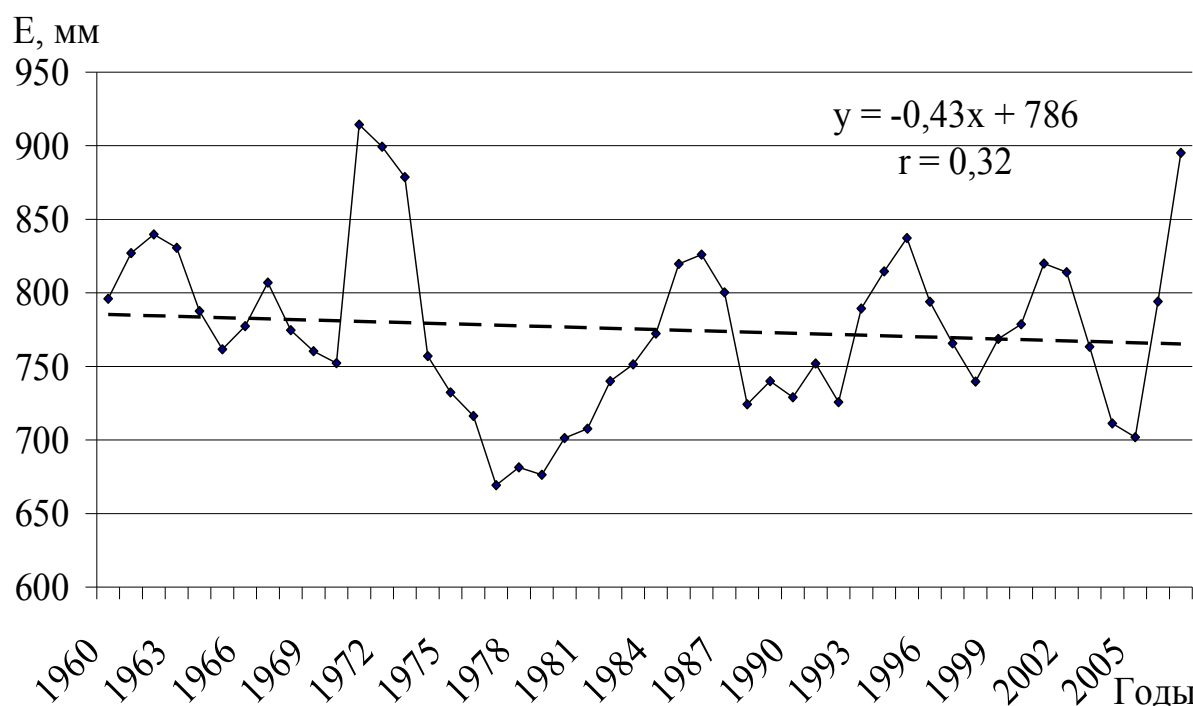


Рис. 6.7 – Хронологический многолетний ход (в виде скользящих трехлеток) значений годовых сумм испарения с водной поверхности (ст. Болград)

Основным антропогенным фактором для Хаджибейского лимана является сброс сточных вод г. Одессы в него на протяжении почти столетия. Это приводит к повышению уровня воды лимана до критических отметок и возникновению угрозы разрушения дамбы (пересыпи), которая отделяет лиман от моря и, в частности, затопления автомобильной дороги, которая проложена по ней (рис. 6.8).

По исследованиям авторов [2, 3, 9], установлено, что в многолетнем ходе уровней воды Хаджибейского лимана существует периодичность.



Рис. 6.8 – Фотоснимок автомобильной дороги вдоль дамбы Хаджибейского лимана

Так, в конце XVIII столетия лиман находился в состоянии высыхания, а его уровень снизился на 3,81 м ниже уровня моря [9]. С 1884 г. в лиман начался сброс трансформируемых сточных вод с полей орошения города Одессы. В период с 1894 по 1931 гг. уровни воды лимана еще были невысокими – ниже уровня моря на 2,5- 4,5 м, то есть не превышали отметки минус 1,97 м БС (при статическом уровне моря на отметке минус 0,38 м БС). При этом лиман автоматически пропускал паводки за счет постоянной или периодической гидравлической связи с морем при фильтрации тало-дождевых вод через промоины в теле песчаной дамбы. С момента начала хозяйственного использования лимана и застройки территории Пересыпи при прекращении гидравлической связи с морем уровни воды в нем начали расти.

Перелом в ходе уровней воды лимана отмечен в многоводном 1909 году, когда подъемы уровней воды достигали 2,5 м и выше.

Следующий период в гидрологическом режиме лимана (с 1932 г.) характеризовался повышением уровней воды, особенно после многоводной весны 1932 г., когда поднятие уровней воды достигало высоких для того времени отметок (до минус 0,43 м БС) и происходило затопление полей орошения и части территории Хаджибейского курорта [10,11]. В то время в короткие сроки была

построена земляная дамба, которая отделяла лиман от полей орошения. Позже по дамбе была проложена объездная автомобильная дорога, а для перекачки воды в лиман использовалась небольшая насосная станция.

Катастрофически высокие подъемы уровней воды в лимане (на 1,5 - 2,0 м над уровнем моря, то есть до отметок плюс 1,5 м БС) наблюдались и в 1940, и в 1941 гг. Осенью 1941 г., когда советские войска оставляли Одессу, дамба была подорвана, а территория Пересыпи затоплена водой. В послевоенные времена она была реконструирована, а в 1942 г. в связи с необходимостью искусственной регуляции уровней воды лимана впервые был построен самотёчный сбросный канал «лиман-море», который возобновил гидравлическую связь лимана с морем [11]. Однако, инженерные недостатки канала не обеспечивали необходимый режим регуляции воды в водоеме, особенно при постоянном увеличении в 60-80-е годы размеров сброса сточных вод станции биологической очистки (СБО) «Северная» г. Одессы, которые в отличие от военных лет (при объемах сбросов 10 - 30 млн. м³) достигли значений 150 млн. м³ [12].

В работе исследован многолетний ход уровней воды Хаджибейского лимана за период с 1960 года и по настоящее время. На рис. 6.9 показан совмещенный хронологический график средних за месяцы и год уровней воды в лимане. Так, при незначительном их колебании для разных месяцев и года, с 1963 г. уровень воды достигал отметки плюс 0,41 м БС, а к 1969 г. – повысился до критических отметок (плюс 2,21 м БС). При этом создалась угроза разрушения дамбы, которая отделяет лиман от моря.

В связи с такой обстановкой в лимане в 1969 г. по инженерному проекту специалистов Одесского филиала «УкрЮжгипроводхоз» введен в эксплуатацию гидротехнический узел для сброса лиманных вод в море в составе главного шлюза, насосной станции мощностью 7,0 м³/с с напорным трубопроводом и водовыпуском к морю [11]. Это позволило снизить уровень воды в лимане в период до 1972 г. на 2 м, то есть до отметки минус 0,4 м БС.

По данному проекту был установлен расчетный горизонт ежегодной сработки водоема перед весенним половодьем, то есть поддержка нормального подпертого уровня (НПУ) на уровне минус 0,5 м БС. Кроме того, при нормальном режиме работы сбросной системы ограничен максимальный уровень воды в лимане на отметке плюс 1,57 м БС, а по этим расчетным уровням воды для нормального функционирования автомобильной дороги, соответственно СНиПу при условии ветроволновых нагрузок, назначена и отметка гребня дамбы, которая равняется плюс 3,1 м БС [11,12]. В следующие, после 1972 годы, в связи с нерегулярным сбросом части воды из лимана в море, его вновь уровень стал повышаться.

Начиная с 1973 г. уровень воды в лимане достаточно интенсивно начал расти. Такое повышение среднегодовых уровней воды происходило от отметок в среднем минус 0,18 м БС до отметок – в пределах плюс 1,57-1,94 м БС. То есть на протяжении почти 18 лет (1985-2002 гг.) режим уровней воды в лимане оставался достаточно стабильным, причем на высоких отметках. Такой ход уровней воды поддерживался регулирующим действием насосной станции «лиман-море», которая осуществляла сбросы коммунальных вод СБО «Северная» в водоем лимана в теплое время года – с апреля по октябрь в размере 42 млн. м³ [9].

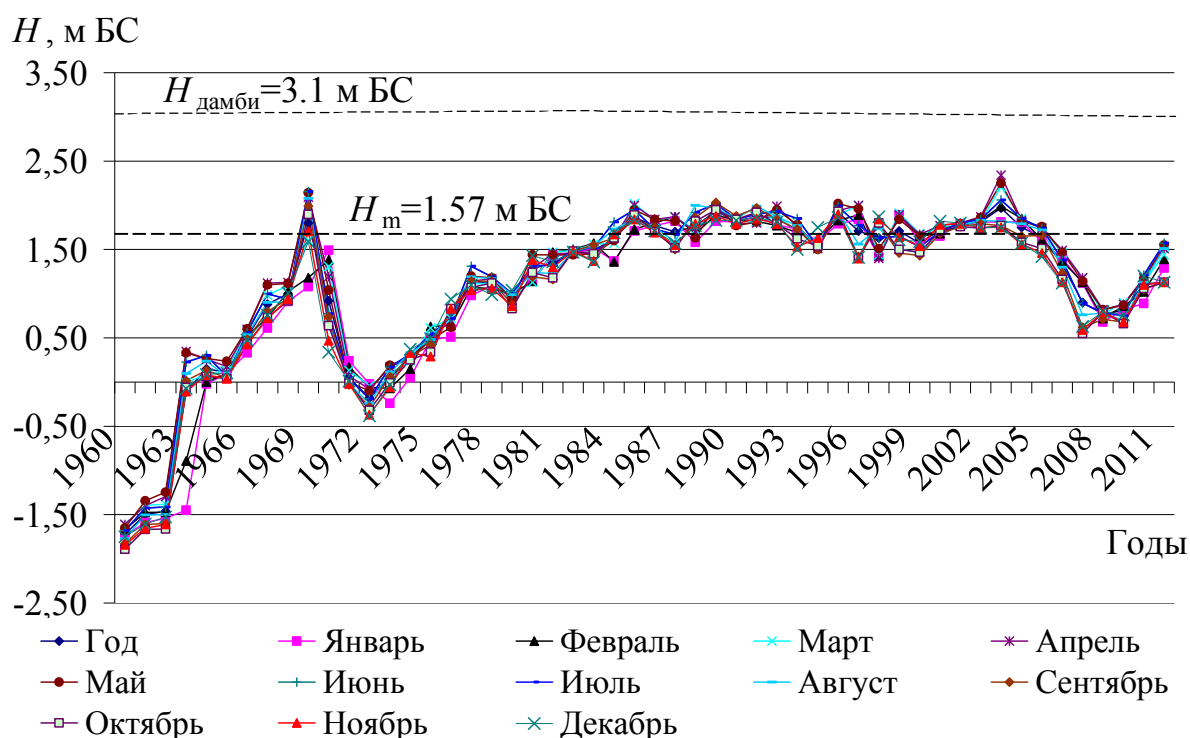


Рис. 6.9 – Хронологический график хода средних за год и месяцы уровней воды в лимане Хаджибей – с.Усатово

Однако, следует особенно отметить, что на этом более или менее стабильном фоне наблюдались и критически высокие максимальные уровни воды с отметками: плюс 2,09 м БС в апреле многоводного 1985 г., плюс 2,06 м БС – в марте 1989 и 1992 гг. и 2,02 м БС – в марте 1996 г. (см. рис. 6.9), когда возникала угроза разрушения и прорыва дамбы талодождевыми водами при опасности затопления промышленной и жилой зон Одессы – Пересыпи [10,12].

Еще более критическая ситуация сложилась в период весеннего высокого половодья 2003 г., когда уровни воды в лимане достигли катастрофически высоких отметок (плюс 2,38 м БС). Тогда городской властью были приняты мероприятия по укреплению дамбы и интенсивной

круглосуточной откачкой воды в море, но на протяжении почти трех месяцев (марта-мая) отметки воды в лимане превышали критические, а в отдельные дни вода практически переливалась через дамбу, что угрожало ее разрушению и затоплению района Пересыпи. На некоторое время также было прекращено движение автомобильного транспорта по дороге, которая проходит по гребню дамбы [10,12].

Для регулирования водного режима лимана с целью снижения уровней воды в нем, специалистами института «УкрЮжгипроводхоз» был разработан, но до сих пор не введен в строй инженерный проект по реконструкции дамбы-дороги Хаджибейского лимана, построению новой насосной станции и глубоководного выпуска сточных вод СБО «Северная» в море (на расстояние 4,2 км от берега), в соответствии с санитарными нормами и правилами. Для предотвращения повышения отметок уровня воды в Хаджибейском лимане должна быть создана свободная емкость в водоеме, что может быть достигнуто за счет годового отвода вод из лимана и сточных вод СБО «Северная» г.Одессы в Черное море. Кроме того, расходную мощность насосной станции необходимо увеличить втрое [12].

После многоводного 2006 г., на фоне маловодности последующих лет, уровень воды в лимане несколько уменьшился – до отметок 0,90 и 0,77 м БС, соответственно, в 2007 и 2008 гг. (см. рис. 6.9). Однако с многоводного 2010 года вновь отмечается повышение уровней воды в лимане.

При этом в случае прохождения высоких весенних половодий или дождевых паводков подъем уровня в Хаджибее может достичь критических отметок 3,0-3,5 м БС (без учета ветро-волнового воздействия). Такая ситуация грозит привести к опасному переливу воды, возможному разрушению дамбы и подтапливанию прилегающих жилых массивов промышленной зоны г. Одессы на площади 25 км² [12].

Чтобы представить степень важности проблемы, авторами работы обоснована расчетная схема определения возможных значений отметок воды в Хаджибейском лимане при условии прохождения половодий и паводков редкой вероятности наступления в многолетнем периоде (например, при обеспеченности $P=1\%$) [13,14].

На рис. 6.10 показан многолетний ход максимальных за месяцы и год (H_m) и расчетных максимальных уровней воды весеннего половодья $H 1\%$. Видно, что при проектной отметке гребня дамбы Хаджибейского лимана плюс 3,10 м БС в некоторые годы (1987, 1990, 1996, 1998, 2004) при прохождении катастрофически высоких весенних половодий 1%-й вероятности превышения, уровни воды в лимане достигли бы критической отметки дамбы, а в 2003 г. – и превысили бы ее при $H 1\% = 3,18$ м БС. В такие годы значительные повышения уровней воды в лимане могут быть

опасными и привести к переливу воды, разрушению дамбы и затоплению автомобильной дороги и жилых территорий.

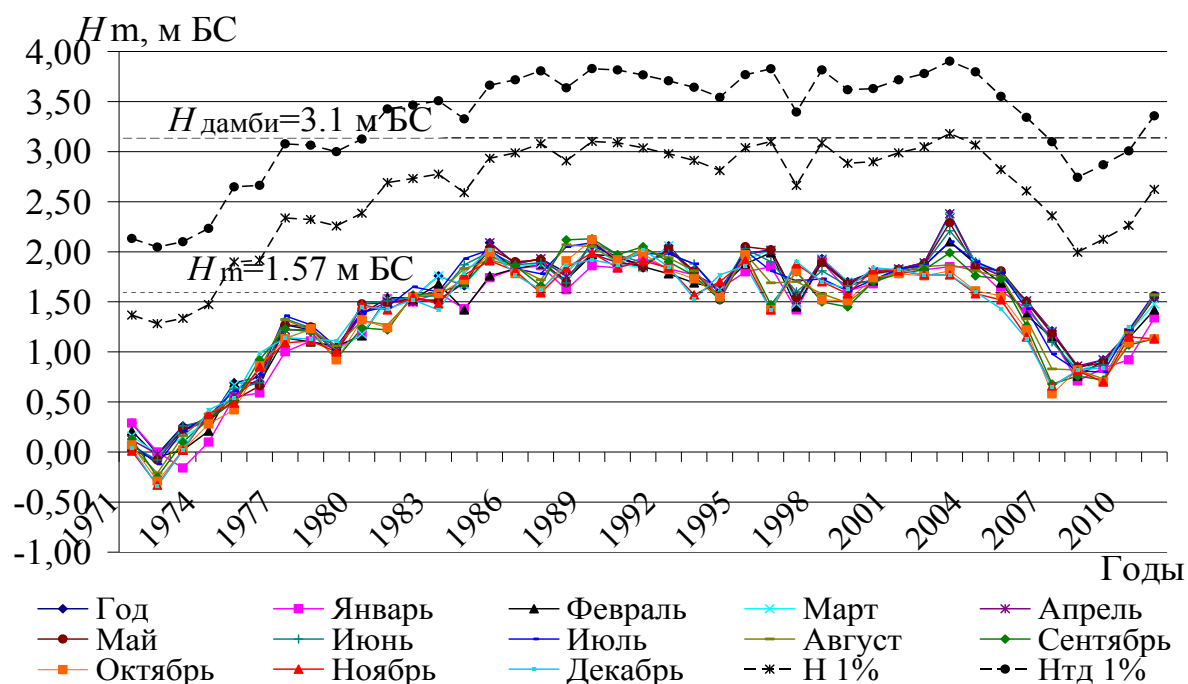


Рис. 6.10 – Многолетний ход максимальных за месяцы и год (H_m) и расчетных максимальных уровней воды весеннего половодья ($H 1\%$) и дождевого паводка, который наложился на максимум весеннего стока ($H_{\text{тд}} 1\%$) в Хаджибейском лимане при обеспеченности $P=1\%$

Однако возможно возникновение катастрофической ситуации, когда в лимане на высокие уровни воды весеннего половодья обеспеченностью $P=1\%$ в апреле-мае могут накладываться дополнительные поступления за счет дождевых осадков той же вероятности превышения. В этом случае уровни воды в лимане ($H_{\text{тд}} 1\%$) могут достичь чрезвычайно опасных отметок - плюс 3,8-3,9 м БС, причем почти на протяжении всего периода эксплуатации водоема, начиная с 1976 по 2007 гг. (см. рис. 6.10).

На фоне маловодности последних лет уровни воды в лимане несколько снизились, но каждую весну ситуация на Хаджибее становится небезопасной.

В отличие от Хаджибейского лимана, на близко расположенном к нему второму из закрытых лиманов Одесской области – Куяльницком, наблюдается значительное снижение уровней воды из-за перехвата речных вод р.Большой Куяльник многочисленными водохранилищами. Так, по данным 2009 года, соленость Куяльницкого лимана превышала 300-350 ‰, в то время, когда минерализация Хаджибея составляла не более 10 ‰.

При этом особую актуальность приобретает задача заблаговременной оценки наполнения лиманов в период поступления

поверхностных талых и дождевых вод. Для решения этой задачи предложен метод долгосрочного прогнозирования притока весенних вод к закрытым лиманам-водохранилищам северо-западной части Причерноморской низменности. Однако главная проблема заключалась в том, что гидрологическая сеть наблюдений как в бассейнах лиманов, так и в целом на реках северо-западного Причерноморья практически отсутствует.

6.2 Методика долгосрочного прогнозирования поступления весенних вод к закрытым лиманам Северо-Западного Причерноморья

В данном разделе обоснована и реализована методика наполнения Хаджибейского и Куяльницкого лиманов в весенний период года на базе долгосрочного прогноза объемов стока весеннего половодья в бассейнах этих лиманов [13-15]. Прогноз для Хаджибея необходим с целью оценки его наполнения и при этом возможного повышения уровня воды до критических отметок, при которых существует опасность затопления дамбы и жилищно-промышленного района г. Одессы – Пересыпи. Для лимана Куяльник такой прогноз даст возможность оценить величину как поступления поверхностных вод к водоему, так и объем воды, который перехватывается ставками и водохранилищами в бассейне лимана.

При ограниченности или отсутствии данных гидрологических наблюдений как в бассейнах лиманов, так и в пределах почти всей территории Причерноморья, методика прогноза дает возможность (по данным наблюдений опорной сети) восстановления полей гидрометеорологических характеристик половодий при картографическом их обобщении. Следует заметить, что при разработке методики прогноза были привлечены материалы наблюдений по другим рекам Северо-Западного Причерноморья за многолетний период (1960-2000 гг.).

В основу методики прогноза положены региональные зависимости слоев весеннего стока опорных гидрологических створов от суммарных запасов влаги на водосборе и осадков периода весеннего половодья (выраженных в модульных коэффициентах) в виде

$$\frac{Y_m}{Y_0} = \frac{(S_m + X_1 + X_2)}{(S_0 + X_{1_0} + X_{2_0})}, \quad (6.1)$$

где Y_m и Y_0 – слои стока весеннего половодья и их среднегодовы́е значения;

S_m и S_0 – значения максимальных снегозапасов на водосборах и их среднегодовы́е величины;

X_1 и X_{1_0} – жидкие осадки периода весеннего снеготаяния и их среднегодовы́е величины;

X_2 и X_{2_0} – жидкие осадки периода спада весеннего половодья и их среднегодовы́е величины.

Расчет суммарного количества воды, который принимает участие в формировании весеннего половодья выполняется по следующей схеме.

В дату составления прогноза

$$(S_m + X_1' + X_2')_{ДСП} = S_{ДСП} + \Delta\bar{S} + X_1' + X_2', \quad (6.2)$$

где $S_{ДСП}$ – максимальные запасы воды в снежном покрове (с учетом залесенности водозбора), которые накапливаются на дату составления прогноза, мм;

$\Delta\bar{S}$ – нормальная добавка к максимальным запасам воды в снежном покрове, мм.

X_1' – ожидаемые жидкие осадки периода снеготаяния, мм.

X_2' – ожидаемые жидкие осадки периода спада половодья, мм.

В дату накопления максимальных запасов воды в снежном покрове

$$S_m + X_1 + X_2 = S_m + X_1' + X_2'. \quad (6.3)$$

Для получения средних на водосборе максимальных снегозапасов ($S_{ДСП}$ или S_m) были привлечены данные их измерений на метеостанциях и гидрологических постах.

Нормальные добавки к максимальным запасам воды в снежном покрове устанавливаются по уравнению

$$\Delta\bar{S} = b + a(\varphi^0 - 50), \quad (6.4)$$

где φ^0 – широта метеостанций, в долях град.

Коэффициенты a и b определяются для календарных дат выпуска прогнозов по их значениям. Причем, при прогнозе в дату 10.02 значения

$\Delta\bar{S}$ определяются по средней температуре воздуха в феврале и марте, а при прогнозе после 20.02 – по температуре воздуха в марте (табл. 6.1).

Таблица 6.1 – Нормальные добавки к максимальным запасам воды в снежном покрове $\Delta\bar{S}$, мм

Условия введения добавки ($\Delta\bar{S}$)		Значения коэффициентов уравнения (6.4)	
ДВП: 10.02	ДСП: 20.02, 28.02	a	B
$\Theta_{02,03} \geq (\bar{\Theta}_{02,03} + 1^\circ)$	$\Theta_{03} \geq (\bar{\Theta}_{03} + 1^\circ)$	2,14-0,074 D	7,47-0,25 D
$(\bar{\Theta}_{02,03} + 1^\circ) > \Theta_{02,03} > (\bar{\Theta}_{02,03} - 1^\circ)$	$(\bar{\Theta}_{03} + 1^\circ) > \Theta_{03} > (\bar{\Theta}_{03} - 1^\circ)$	3,38-0,109 D	20,4-0,61 D
$\Theta_{02,03} \leq (\bar{\Theta}_{02,03} - 1^\circ)$	$\Theta_{03} \leq (\bar{\Theta}_{03} - 1^\circ)$	3,27-0,086 D	26,8-0,55 D

Условные обозначения к табл.6.1:

ДВП – дата выпуска прогноза слоя стока весеннего половодья;

$\Theta_{02,03}$ и $\bar{\Theta}_{02,03}$ - средняя температура воздуха в феврале и марте и ее среднемноголетнее значение, соответственно, °С;

Θ_{03} и $\bar{\Theta}_{03}$ - средняя температура воздуха в марте и ее среднемноголетнее значение, соответственно, °С;

D – число суток, начиная с 1-го февраля.

Определение средних многолетних величин максимальных снегозапасов S_0 может быть выполнено по картосхеме их пространственного изменения, которая представлена для территории юга Украины (рис. 1.6).

Значения осадков (X_1 и X_2) на период заблаговременности прогноза могут быть оценены по норме или, ориентируясь на метеорологический прогноз, как осадки выше нормы, около или ниже нормы, путем введения соответствующих коэффициентов (табл. 6.2 и табл. 6.3) по уравнениям:

$$X_1' = k_1 X_{1_0}, \quad (6.5)$$

$$X_2' = k_2 X_{2_0}. \quad (6.6)$$

При этом для рек, по которым недостаточно данных наблюдений за осадками, получена зависимость средних многолетних их величин X_{1_0} от географического положения водосборов рек Причерноморской низменности (при коэффициенте корреляции $\gamma=0,78$) в виде

$$X_{1_0} = 3.31(\varphi^o - 50) + 32.5, \quad (6.7)$$

где φ^o - географическая широта геометрических центров водосборов, в долях град.

Таблица 6.2 – Коэффициенты к норме осадков X_{1_0} с учетом метеорологического прогноза осадков

Условия ввода коэффициентов к норме осадков X_{1_0}	Коэффициенты к норме осадков в формуле (6.5)
Осадки выше нормы	$k_1 = 1,83 - 0,055(\varphi^o - 50)$
Осадки около нормы	$k_1 = 0,84 + 0,009(\varphi^o - 50)$
Осадки ниже нормы	$k_1 = 0,29 + 0,029(\varphi^o - 50)$

Таблица 6.3 – Коэффициенты к норме осадков X_{2_0} с учетом метеорологического прогноза осадков

Условия ввода коэффициентов к норме осадков X_{2_0}	Коэффициенты к норме осадков в формуле (6.6)
Осадки выше нормы	$k_2 = 1,75 - 0,027(\varphi^o - 50)$
Осадки около нормы	$k_2 = 0,86 + 0,022(\varphi^o - 50)$
Осадки ниже нормы	$k_2 = 0,36 + 0,031(\varphi^o - 50)$

Для обобщения осадков, которые выпадают после схода снега с поверхности почвы и обуславливаются длительностью спада половодья для разных по размерам рек, была проверена их зависимость от площадей речных водосборов рассматриваемой территории. При этом связи достаточно тесные при $\gamma=0,64$. Однако зависимость величин осадков от географического положения водосборов показала лучшие результаты – $\gamma=0,92$, а уравнение имеет вид

$$X_{2_0} = 9,6(\varphi^o - 50) + 46,6. \quad (6.8)$$

Далее в методике прогноза объема весеннего притока воды устанавливается тип водности будущей весны. При этом используется дискриминантная модель вида

$$DF = a_0 + a_1 k_x + a_2 k_{Q_{n.в}} + a_3 k_L + a_4 \Theta_{02}, \quad (6.9)$$

где $A = (a_0, a_1, a_2, a_3)$ – вектор коэффициентов дискриминантной функции; $X = (k_X, k_{Q_{n.в}}, k_L, \Theta_{02})$ – вектор признаков (вектор-предиктор).

Для расчёта DF к вектор-предиктору дискриминантной функции были отнесены такие факторы весеннего половодья (выраженные в модульных коэффициентах), как:

а) среднемноголетние значения максимальных запасов воды в снежном покрове, которые накопились на бассейне к началу весеннего снеготаяния и весенние осадки $k_x = \frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}}$;

б) индекс увлажнения почвы – среднемесечный расход воды перед началом половодья $k_{Q_{n.в}} = Q_{n.в} / (Q_{n.в})_0$ в реках рассматриваемой территории;

в) максимальная глубина промерзания почвы $k_L = L / L_0$;

г) температура воздуха в феврале Θ_{02} , °С.

По знаку дискриминантных уравнений, которые рассчитываются в дату составления прогнозов, устанавливается водность будущей весны в конкретном году. Так, при $DF1 > 0$ ожидается слой стока больше среднемноголетнего значения, при $DF1 \leq 0$; $DF2 \geq 0$ – около него, а при $DF1 < 0$; $DF2 < 0$ – ниже среднемноголетней величины. Коэффициенты для дискриминантного уравнения DF (6.9) приводятся в табл. 6.4.

Таблица 6.4 – Коэффициенты уравнений дискриминантных функций при установлении типа водности весеннего половодья в бассейнах Хаджибейского и Куяльницкого лиманов

DF	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4
$DF1$	-1,88	-14,40	5,73	6,46	-0,90
$DF2$	0,82	-11,00	5,08	11,00	-0,80

Региональные зависимости (6.1) дают возможность прогноза модульных коэффициентов слоев стока половодья в бассейнах лиманов соответственно знаку дискриминантной функции при формировании много-, средне- или маловодных половодий и описываются уравнением вида

$$k_Y = b_0 + b_1 k_X + b_2 k_X^2 + b_3 k_X^3, \quad (6.10)$$

где b_0, b_1, b_2, b_3 – коэффициенты полинома.

Коэффициенты b_0, b_1, b_2, b_3 представлены в табл. 6.5 и используются в уравнении (6.10) при условии применимости кривых по признакам DF .

Таблица 6.5 - Коэффициенты полинома (6.10) для прогноза слоев стока весеннего половодья в бассейнах Хаджибейского и Куяльницкого лиманов

Условия применимости	b_0	b_1	b_2	b_3
$DF1 \geq 0$	$2,10 \cdot 10^{-2}$	0,52	-1,43	3,29
$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$	$-3,50 \cdot 10^{-2}$	1,02	-2,40	1,79
$DF1 < 0; DF2 < 0$	$-1,40 \cdot 10^{-2}$	0,25	-0,56	0,38

По спрогнозированным модульным коэффициентам ($k_Y = \frac{Y_m}{Y_0}$) получение ожидаемых значений слоев весеннего стока Y_m производится по уравнению

$$Y_m = k_Y \cdot Y_0, \quad (6.11)$$

где Y_0 - среднемноголетнее значение слоя весеннего стока (мм), которое определяется для бассейнов лиманов-водохранилищ по полученному для Причерноморского региона уравнению в зависимости от географического положения водосборов, т.е.

$$Y_0 = 33,0 \cdot \exp[0,32 \cdot (\varphi^0 - 50)], \quad (6.12)$$

где φ^0 - географическая широта геометрических центров водосборов, в долях град.

Влияние местных факторов (залесенности и заболоченности водосборов) на среднемноголетние величины слоев стока весеннего половодья в пределах Причерноморской низменности слабо ощутимо (при их значениях в целом не выше 10 % общей площади бассейнов рек).

Методика долгосрочного прогнозирования слоев стока весеннего половодья включает и установление обеспеченности или вероятности наступления половодья в многолетнем разрезе, что особенно целесообразно при отсутствии гидрологических наблюдений на водных объектах. Обеспеченность прогнозных величин слоев стока весеннего

половодья устанавливается с помощью кривой трехпараметрического гамма-распределения С.Н.Крицкого и М.Ф.Менкеля при $Cs/Cv=2,5$ [16]. Обеспеченность прогнозных величин Y_m представляется в виде диапазона

$$P_1 < P_Y < P_2 , \quad (6.13)$$

где P_1 и P_2 - верхнее и нижнее значения обеспеченности.

Коэффициенты вариации слоев стока обобщены для рек Причерноморской низменности и могут быть получены для бассейнов лиманов по региональным уравнениям

$$(C_v)_Y = 0,72 - 0,19(\varphi^0 - 50) \quad (6.14)$$

Или

$$(C_v)_Y = 1,62 \left(\frac{Y_0}{5} \right)^{-0,38} . \quad (6.15)$$

В уравнении (6.15) значения среднемноголетних величин слоев весеннего стока Y_0 могут быть получены по формуле (6.12).

Практическое использование предложенной методики долгосрочного прогнозирования слоев стока весеннего половодья в условиях функционирования Хаджибейского и Куяльницкого лиманов выполнено для ряда лет, в том числе и для многоснежной весны 2010 г.

Для лимана Хаджибей схема составления прогноза слоев весеннего стока и установления вероятности его наступления приведена в работе [13]. Для Куяльницкого лимана, который расположен в близких физико-географических условиях к бассейну Хаджибея, среднемноголетние величины факторов и характеристик половодья приняты одинаковыми. Что касается гидрометеорологических величин, которые формируют вектор-предиктор дискриминантной функции (6.9), они получены для многоснежного 2010 г. соответственно рекомендаций их определения при ограниченности данных наблюдений в регионе [15].

Этапы прогнозирования наполнения весенними водами закрытых лиманов Причерноморья следующие:

1) создание базы исходной гидрометеорологической информации по бассейнам лиманов с целью определения подъема уровней воды в период прохождения весеннего половодья;

2) анализ условий формирования весеннего половодья в бассейнах лиманов в текущем году;

3) расчет факторов весеннего половодья, которые входят в дискриминантную функцию;

4) составление прогноза слоев стока весеннего половодья для бассейнов лиманов;

5) оценка вероятности наступления (обеспеченности) прогнозных слоев весеннего стока в многолетнем разрезе;

6) определение притока тало-дождевых вод к лиманам в весенний период года;

7) установление отметок уровня воды при прохождении весеннего половодья, в том числе при работе насосной станции канала «лиман-море».

Сбор базовой информации по бассейнам – морфометрические и среднемноголетние гидрометеорологические характеристики. Для бассейнов Хаджибейского и Куяльницкого лиманов морфометрические характеристики, которые используются в прогнозной схеме, включают:

- площади водосборов лиманов Хаджибей ($F=2700 \text{ км}^2$) и Куяльник ($F=2250 \text{ км}^2$);
- кривые объемов воды лиманов $W = f(H)$;
- кривые площадей водной поверхности лиманов $F_3 = f(H)$;
- отметки нуля поста: для Хаджибея – (минус 2,87 м БС); для Куяльника – (минус 7,06 м БС);
- географическую широту геометрических центров водосборов лиманов – φ^0 , которая принята одинаковой для лиманов и равняется $46^{\circ}40'$ с.ш. или $46,67^{\circ}$ (в долях град.).

При отсутствии многолетних рядов наблюдений в бассейнах лиманов их среднемноголетние гидрометеорологические характеристики и факторы весеннего половодья в большинстве случаев подлежат восстановлению, что выполняется по рекомендациям и региональным формулам [13,15]. Значения этих характеристик приведены в табл.6.6:

1) среднемноголетние величины максимальных запасов воды в снежном покрове S_0 устанавливаются по картам их распределения по территории для геометрических центров водосборов (см. рис. 1.6);

2) среднемноголетние величины сумм осадков за весеннее половодье X_{1_0} и X_{2_0} определяются по формулам (6.7) и (6.8) соответственно;

3) рассчитываются среднемноголетние суммарные запасы влаги на бассейне X_0 , которые принимают участие в формировании весеннего половодья

$$X_0 = S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}; \quad (6.16)$$

Таблица 6.6 – Среднегодовыи характеристики весеннего половодья в бассейнах Хаджибейского и Куяльницкого лиманов

S_0 , мм	X_{1_0} , мм	X_{2_0} , мм	X_0 , мм	L_0 , см	$(Q_{не})_0$, м ³ /с (в январе), Хаджибей/Куяльник	Y_0 , мм	$(C_v)_Y$	$\delta_{дон}$, мм
23	21	15	59	54	3,51/2,92	11	1.35	12

4) определяются среднегодовыи величины глубин промерзания почв на водосборах L_0 . При отсутствии данных измерений, величины L_0 устанавливаются по их зависимостям от географической широты φ (в долях град.)

$$L_0 = 65,6 + 3,56(\varphi^o - 50); \quad (6.17)$$

5) определяются среднегодовыи величины среднемесячных расходов воды перед весенним половодьем. Для рек, на которых не ведутся наблюдения за стоком, их значения устанавливаются по зависимостям от площадей водосборов рек F , которые имеют длительные временные ряды стоковых наблюдений (в пределах южной части территории Украины). Такие региональные уравнения, например, для января и февраля, получены при коэффициентах корреляции 0,89 и 0,96, соответственно, в виде:

$$(Q_{01})_0 = 0,0013F; \quad (6.18)$$

$$(Q_{02})_0 = 0,0021F; \quad (6.19)$$

6) среднегодовыи слои стока весеннего половодья Y_0 при отсутствии гидрологических наблюдений на реках, которые впадают в лиманы (как и в целом для рек северо-западного Причерноморья), определяются по формуле

$$Y_0 = 33,0 \cdot \exp[0,32(\varphi^o - 50)]; \quad (6.20)$$

7) коэффициенты вариации слоев стока весеннего половодья $(C_v)_Y$ определяются по формулам (6.14) или (6.15);

8) допустимая погрешность прогнозов слоев весеннего стока по рекам, на которых стоковые наблюдения не ведутся, определяется по

зависимости δ_{don} от широты геометрических центров водосборов φ^0 (в долях град.)

$$\delta_{don} = 1,95(\varphi^0 - 50) + 18. \quad (6.21)$$

Сбор оперативной гидрометеорологической информации и получение факторов весеннего половодья 2009-2010 г.:

1) данные снегосъемок на метеостанциях, которые расположены в границах либо вблизи бассейнов лиманов (Затишье, Сербка и Раздельная), либо в виде картосхем распределения по территории запасов воды в снежном покрове, которые составляются в Гидрометцентре Украины. Зимой 2010 г. максимальные запасы воды в снежном покрове накопились на дату 10 февраля (при среднем их значении в бассейнах лиманов 31 мм). Но на фоне таяния этого снега в первой декаде марта выпало еще 19 мм твердых осадков. Поэтому в схеме прогнозирования слоев весеннего стока принято, что $S_m = 50$ мм;

2) средняя по водосборам глубина промерзания почвы, по данным наблюдений тех же метеостанций в конце зимы (на 20 февраля) 2010 г., составила величину 20 см;

3) значения среднемесячных расходов воды за месяц, который предшествует началу половодья в бассейнах рек северо-западного Причерноморья, по которым ведутся наблюдения за расходами воды (для 2010 г. – в январе). При этом получено уравнение

$$Q_{01} = 0,0024F, \quad (6.22)$$

где F – площади водосборов рек, км².

При прогнозировании слоев стока весеннего половодья ведется расчет гидрометеорологических факторов весеннего половодья, которые входят в уравнение дискриминантной функции (6.9), соответственно рекомендациям их определения при ограниченности данных наблюдений [15], которые представляются в безразмерных величинах – модульных коэффициентах. При составлении прогноза в дату накопления максимальных снегозапасов (10 февраля) и последующем уточнении прогноза 10 марта (в соответствии с условиями развития весеннего половодья 2009-2010 г.) полученные значения гидрометеорологических факторов приведены в табл. 6.7.

При использовании предложенной схемы долгосрочного прогнозирования слоев весеннего стока в соответствии с методикой (6.1) - (6.13) получено прогнозное значение слоя стока тало-дождевых вод к

лиманам Хаджибей и Куяльник в 2010 г., которое составило 15 мм, при вероятности его наступления в многолетнем периоде – 20-25 % (табл. 6.8).

Таблица 6.7 – Гидрометеорологические факторы весеннего половодья 2009-2010 г. в бассейнах Хаджибейского и Куяльницкого лиманов

S_m , мм	X'_1 , мм	X'_2 , мм	X , мм	k_X	$Q_{пв}$, м ³ /с (в январе), Хаджибей/Куяльник	$k_{Q_{пв}}$	L , см	k_L	$\Theta_{02} 0C$
50	18	11	79	1,34	6,48/5,40	1,85	20	0,37	-1,3

Таблица 6.8 – Прогноз слоев стока весеннего половодья в 2009-2010 г. в бассейне Хаджибейского и Куяльницкого лиманов

Значения		k_Y	Y_0 , мм	Y'_m , мм	P %
$DF1$	$DF2$				
-2,72	0,61	1,31	11	15	20-25

Расчет притока тало-дождевых вод к лиманам осуществлялся по прогнозным величинам слоев стока в период весеннего половодья 2009-2010 г., которые были пересчитаны в объемы воды (W , млн. м³) по кривым объемов Куяльницкого [17] и Хаджибейского [18] лиманов (кривые объемов приведены для лиманов на рис. 5.1 и 6.11, соответственно), а затем и в уровни воды в них.

Следует отметить, что при определении суммарного поступления весенних вод к лиманам Хаджибей и Куяльник, учитывая прогнозируемый слой притока тало-дождевых вод с их бассейнов, установлено, что осадки на зеркало водоемов практически компенсируются испарением с их водной поверхности во время весеннего половодья.

Результаты прогнозов притока поверхностных вод в Хаджибейский и Куяльницкий лиманы в период весеннего половодья 2009-2010 гг., а также их наблюдаемые величины представлены в табл. 6.9 и на диаграммах (рис. 6.12-6.13).

Так, для Хаджибейского лимана спрогнозированный слой стока составил величину 15 мм, что в пересчете на объем весеннего притока с водосборной площади лимана соответствует 40 млн. м³, и близок к наблюдаемой величине – 36 млн.м³. Для Куяльницкого лимана наблюдалась иная ситуация, когда ожидаемый объем поверхностных вод

был на уровне 34 млн. м³, а фактический составил всего 9 млн. м³, в результате перехвата транзитных вод прудами в бассейне р. Большой Куяльник.

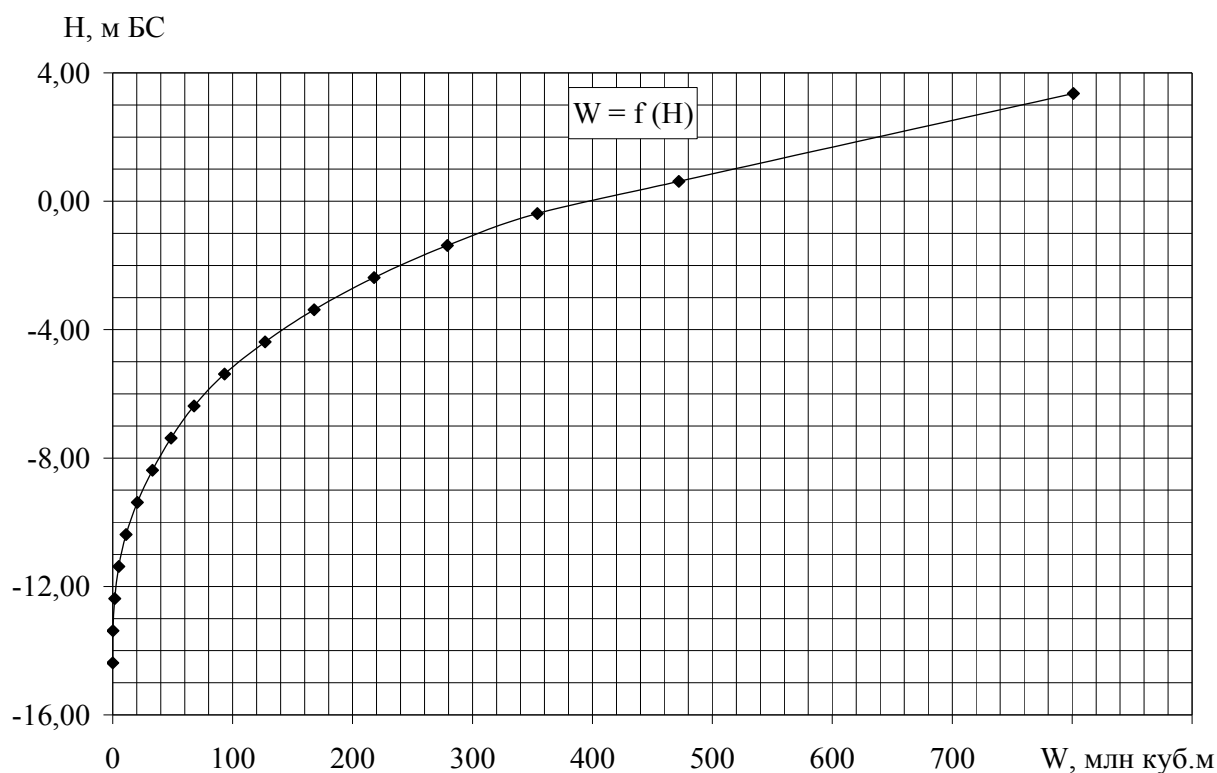


Рис. 6.11 – Кривая объемов воды Хаджибейского лимана, $W = f(H)$ (по данным батиметрической съёмки в июле 2009 г.) [18]

Что касается максимальных уровней воды, то, например, для Хаджибейского лимана, спрогнозированные в период весеннего половодья 2009-2010 г. (в соответствии с рис. 6.11) они составляли отметки на уровне плюс 1,20 м БС (рис. 6.14), которые были ниже ограниченных проектных максимальных отметок (плюс 1,57 м БС) при вероятности их наступления 20-25 %.

Полученные результаты прогнозной и расчетной схем весеннего наполнения закрытых лиманов-водохранилищ северо-западного Причерноморья используются в оперативной деятельности сектора гидрологических прогнозов Гидрометцентра Черного и Азовского морей (г.Одесса).

На основе ежегодного прогноза слоев стока половодья осуществляется расчет наполнения лиманов поверхностными водами в весенний период года с долгосрочной заблаговременностью (до 15-25 суток), а также установление максимальных уровней воды в водоемах и их вероятности наступления в многолетнем периоде.

Таблица 6.9 – Результаты прогноза притока тало-дождевых вод к Хаджибейскому и Куяльницкому лиманам и определение ожидаемого максимального уровня воды весеннего половодья 2009-2010 г.

Величина	Водоём			
	Хаджибейский лиман		Куяльницкий лиман	
	прогнозная	наблюдённая	прогнозная	наблюдённая
Начальный уровень воды в водоёме $H_{нач}$ на ДВП 10.02.2010г.		384 см над «0» поста (0,97 м БС)		82 см над «0» поста (-6,24 м БС)
Начальный объем воды в водоёме $W_{нач}$ на ДВП 10.02.2010р.		500 млн. м ³ (по рис. 6.11)		30 млн. м ³ (по рис. 5.1, съемка 2009 г.)
Изменение объема воды в водоёме ΔW за период весеннего половодья	40 млн. м ³	36 млн. м ³	34 млн. м ³	9 млн. м ³
Объем воды в водоёме W за период весеннего половодья	549 млн. м ³	536 млн. м ³	64 млн. м ³	39 млн. м ³
Прогнозный максимальный уровень воды в водоёме H_m (по рис. 6.11 и рис. 5.1)	407 см над «0» поста (1,20 м БС)	406 см над «0» поста (1,19 м БС)	136 см над «0» поста (-5,70 м БС)	92 см над «0» поста (-6,14 м БС)
Изменение уровня воды в водоёме ΔH от начального до максимального его значения за период весеннего половодья	23 см (0,23 м)	22 см (0,22 м)	54 см (0,54 м)	10 см (0,10 м)

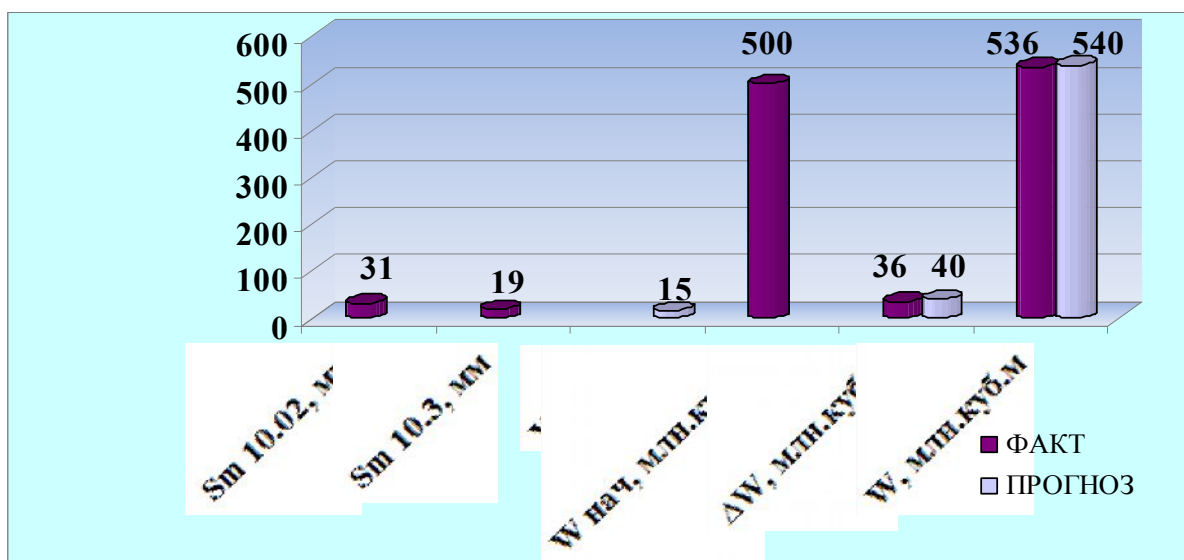


Рис. 6.12 – Оценка объема притока поверхностных вод в весенний период 2010 г. в Хаджибейский лиман, млн.м³

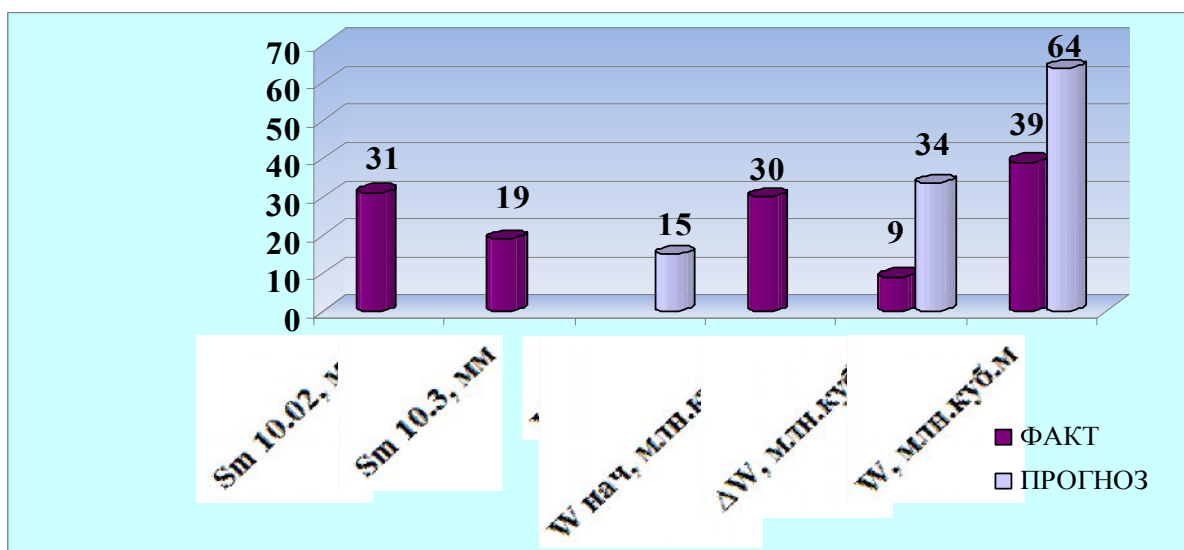


Рис. 6.13 – Оценка объема притока поверхностных вод в весенний период 2010 г. в Куяльницкий лиман, млн.м³

Условные обозначения к рис.6.12 и 6.13:

$S_m 10.2$; $S_m 10.03$ – значения снегозапасов на даты их максимального накопления;

Y_m – спрогнозированная величина слоя стока весеннего половодья 2009-2010 гг.;

$W_{\text{нач}}$ – начальный объем воды в водоёме на дату выпуска прогноза (10.02.2010г.);

ΔW – спрогнозированная и наблюдаемая величина изменения объема воды в водоёме за весеннее половодье;

W – спрогнозированная и наблюдаемая величина объема воды в водоёме за весеннее половодье.

При прохождении опасно высоких весенних половодий в бассейне Хаджибейского лимана часть воды может скидываться по каналу «лиман-море» с помощью насосной станции КНС-25, мощность которой составляет $7 \text{ м}^3/\text{с}$ [12].

Порядок расчетов снижения уровней воды в Хаджибейском лимане при работе насосной станции с учетом прогнозных величин слоев стока в период весеннего половодья 2009-2010 гг. имеет следующие этапы.

1. По предпаводочному уровню воды в лимане (принят уровень воды в лимане на дату выпуска прогноза 10 февраля ($H_{нач}$) по с.Усатово) по кривой площадей водной поверхности лимана $F_3 = f(H)$ (рис. 6.15) определяется площадь водного зеркала лимана: для 2010 г. при $H_{нач} = 384 \text{ см}$ (0,97 м БС) получим $F_3 = 110 \text{ км}^2$.

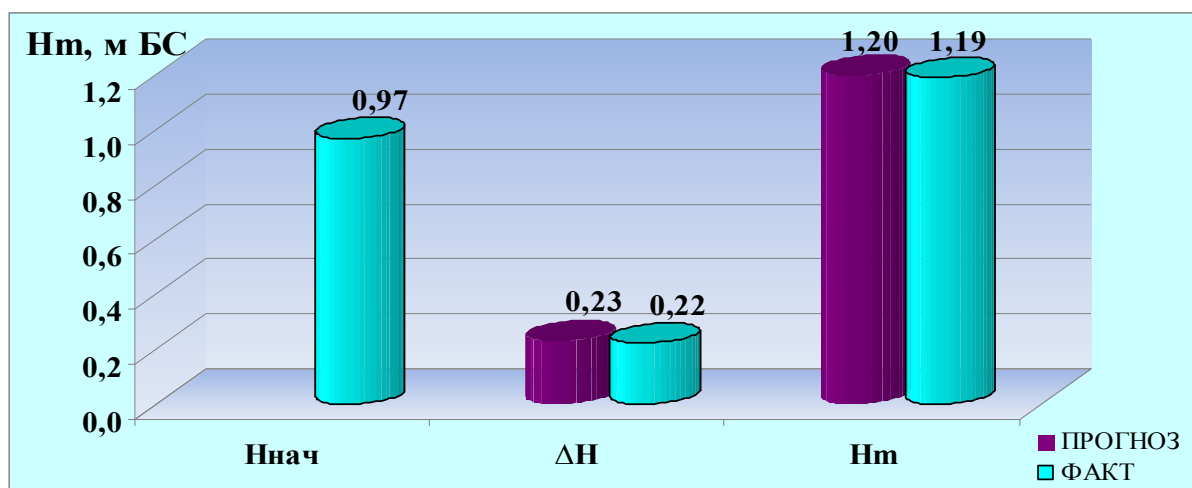


Рис. 6.14 – Оценка прогноза максимальных уровней воды в весенний период 2010 г. в Хаджибейском лимане ($H_{дамбы} = 3,1 \text{ м БС}$)

Условные обозначения:

$H_{нач}$ - начальный уровень воды в водоёме на дату выпуска прогноза (ДВП – 10.02.2010г.);

ΔH - спрогнозированная и наблюдаемая величины изменения уровня воды в водоёме от начального до максимального за весеннее половодье;

H_m - спрогнозированная и наблюдаемая величины максимального уровня воды в водоёме.

2. Слой стока, который может сбрасываться в весенний период года с помощью насосов по каналу «лиман-море» ($Y_{кан}$) рассчитывается (например, для 2010 г.) как:

$$\text{- за сутки } Y_{кан} = \frac{Q \cdot T}{F_{дз} \cdot 10^3} = \frac{7 \cdot 86,4}{110} = 5,5 \text{ мм} = 0,55 \text{ см}; \quad (6.23)$$

$$\text{- за месяц } Y_{кан} = \frac{Q \cdot T \cdot 30}{F_{дз} \cdot 10^3} = \frac{7 \cdot 86,4 \cdot 30}{110} = 165 \text{ мм} = 16,5 \text{ см}, \quad (6.24)$$

где T – число секунд в сутках, равное 86400.

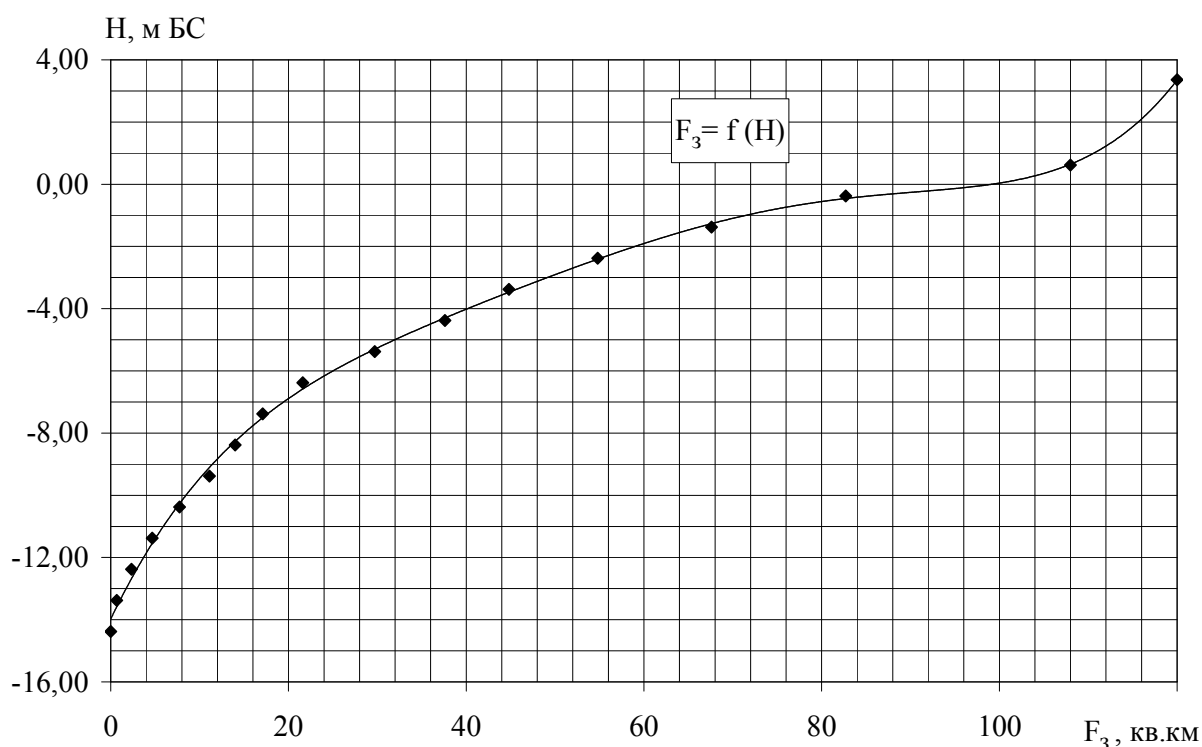


Рис. 6.15 – Кривая площади водной поверхности Хаджибейского лимана (по данным батиметрической съёмки в июле 2009 г.) [18]

Таким образом, при работе КНС и сбросов воды по каналу «лиман-море» в течение всего периода половодья 2009-2010 г. (например, месяца) снижение уровня воды может достигать 16,5 см. При этом отметки уровня воды в лимане устанавливаются по уравнениям:

- при H в см над «0» графика поста

$$H = H_{нач} + \Delta H - Y_{кан} = 384 + 23,0 - 16,5 = 390 \text{ см}; \quad (6.25)$$

- при H в м БС

$$H = [H_{нач} + (-2,87)] + \Delta H - Y_{кан} = [3,84 + (-2,87)] + 0,23 - 0,16 = 1,04 \text{ м БС}. \quad (6.26)$$

Очевидно, что при работе (при необходимости) насосной станции и сбросах воды из лимана в море, на протяжении месяца уровни воды в лимане остаются практически равными их значениям перед весенним половодьем 2010 г.

6.3 Метод прогноза сроков начала весеннего подъема и наступления максимальных уровней воды в лиманах

Не менее важной задачей при оценке наполнения водоемов, а для Хаджибейского лимана и возможного перелива дамбы (в многоводные весны), является прогноз сроков начала развития весеннего притока талодождевых вод к речной сети и наступления максимальных уровней воды в лиманах во время весеннего периода. С этой целью обоснована региональная методика заблаговременного определения этих дат на основе синоптического прогноза среднедекадных температур воздуха, учитывая географическое положение и площадь бассейнов лиманов. Основные положения метода прогноза сроков прохождения весенних половодий изложены в работах авторов [19, 20].

При анализе сроков наступления весеннего половодья установлено, что его начало наблюдается в разные даты после сроков накопления максимальных снегозапасов на водосборе, что зависит в основном от температурных условий развития весны каждого года.

Определение дат начала половодья осуществляется по схеме

$$D_{\theta} = D_{S_m} + t_{\theta}, \quad (6.27)$$

где D_{θ} - ожидаемая дата начала весеннего половодья;

D_{S_m} - дата образования максимальных запасов воды в снежном покрове;

t_{θ} - ожидаемая продолжительность периода от даты максимальных снегозапасов D_{S_m} до даты начала половодья D_{θ} , сут.

Для определения величины t_{θ} получена региональная формула (при θ_1 до 5,0-5,5 °C)

$$t_{\theta} = [0,43(\varphi^0 - 50) + 7,72] - [0,16(\varphi^0 - 50) + 1,64] \cdot \theta_1, \quad (6.28)$$

где θ_1 - среднедекадная температура воздуха в первую после D_{S_m} декаду, °С.

Прогнозирование дат начала весеннего половодья в текущем году производится по схеме (6.27) в виде

$$D'_e = D_{S_m} + t'_e, \quad (6.29)$$

где D'_e – прогнозируемая в данном году дата начала весеннего половодья;

D_{S_m} – дата максимальных запасов воды в снежном покрове;

t'_e – ожидаемая продолжительность периода от даты максимальных снегозапасов D_{S_m} до даты начала половодья D_e , сут.

Величина t'_e определяется для бассейнов по региональному уравнению (6.28) при использовании метеорологического прогноза температуры воздуха (θ_1 , °С) на декаду, следующую после D_{S_m} .

Прогноз даты начала половодья D'_e по схеме (6.29) составляется в текущем году в дату накопления максимальных снегозапасов (D_{S_m}). Заблаговременность прогноза этих дат определяется величиной t'_e , то есть равняется ожидаемому периоду от даты прогноза до даты начала половодья D'_e .

Сроки прохождения максимальных расходов (уровней) воды половодий определяются погодными условиями зимне-весеннего сезона: плотностью снежного покрова, интенсивностью и длительностью снеготаяния, количеством и интенсивностью осадков в этот период, а также различаются для разных по размерам и географическому положению водосборов.

Даты прохождения максимальных уровней воды весеннего половодья устанавливаются по схеме

$$D_{H_m} = D_e + t_n, \quad (6.30)$$

где D_{H_m} – ожидаемая дата максимальных уровней воды половодья;

D_e - дата начала весеннего половодья, которая может быть получена по прогнозу (6.29) или принята как наблюдаемая;

t_n - ожидаемая продолжительность подъема весеннего половодья, сут, которая определяется по формуле (при θ_2 до 5,0-7,0 °С)

$$t_n = \{3,45 \cdot \exp[0,42 \cdot \lg(F + 1)]\} - [-0,12(\varphi^0 - 50) + 1,75] \cdot \theta_2, \quad (6.31)$$

где θ_2 - среднедекадная температура воздуха за декаду, следующую после даты начала половодья D_e , °C;

F - площади водосборов, км².

Даты прохождения максимальных уровней воды весеннего половодья D_{H_m} определяются по схеме (6.30) при составлении прогноза в наблюдаемую дату начала весеннего половодья (D_e) в виде

$$D'_{H_m} = D_e + t'_n \quad (6.32)$$

или в дату максимальных снегозапасов D_{S_m} по спрогнозированной по схеме (6.29) дате D'_e , как

$$D''_{H_m} = D'_e + t'_n, \quad (6.33)$$

где t'_n – ожидаемая продолжительность подъёма весеннего половодья, которая определяется по (6.31), опираясь на метеорологический прогноз температуры воздуха θ_2 , °C.

Прогноз сроков наступления максимума весеннего половодья в каждом году составляется по предложенной схеме, опираясь на метеорологический прогноз температуры воздуха, а заблаговременность прогнозов определяется длительностью подъема половодья t_n .

Важной характеристикой прогнозных сроков прохождения весеннего половодья является установление вероятности их наступления в многолетнем разрезе, что происходит по эмпирическим кривым обеспеченностей этих дат (в виде количества дней от 31.01 до даты наступления явления). Установление вероятности по таким кривым осуществляется по прогнозной дате начала половодья или его максимального уровня воды.

Спрогнозированные даты начала весеннего половодья и их вероятностные характеристики прохождения в многолетнем периоде представляются в картографическом виде, благодаря чему можно оценить ожидаемые сроки половодья в целом по территории Причерноморской низменности.

Прогнозирование сроков начала весеннего половодья 2009-2010 г. в бассейне Хаджибейского лимана ведется по схеме (6.26), а результаты представлены в табл. 6.10.

Аналогичным образом прогнозируется и дата прохождения максимальных уровней воды в лимане. По схеме (6.33) получены

результаты прогноза дат наступления максимальных уровней воды половодья 2009-2010 г. (табл. 6.11).

Значения вероятности наступления дат начала весеннего половодья 2009-2010 г. и прохождения его максимальных уровней воды в лимане выполнено по кривым обеспеченности этих дат (табл. 6.10 и 6.11).

Подобные результаты прогноза сроков прохождения весеннего половодья 2009-2010 г. получены и для Куяльницкого лимана.

Таблица 6.10 – Прогноз дат начала весеннего половодья 2009-2010 г. в бассейне Хаджибейского лимана

Дата прогноза (D_{S_m})	Температура воздуха, θ_1 , °C	Ожидаемая продолжительность водоотдачи из снега t'_e , сут по (6.28)	Дата начала весеннего половодья по прогнозу D'_e по (6.29)	Наблюденная дата начала весеннего половодья в 2010 г., D_e	Обеспеченность D'_e , $P\%$
10 февраля	-0,3	7	16 февраля	13 февраля	68

Таблица 6.11 – Прогноз дат максимальных уровней воды весеннего половодья 2009-2010 г. в бассейне Хаджибейского лимана

Дата начала половодья, D'_e	Температура воздуха, θ_2 , °C	Ожидаемая продолжительность подъема половодья, t'_n , сут по (6.31)	Дата максимального уровня воды половодья по прогнозу D''_{Hm} по (6.33)	Наблюденная дата максимального уровня воды половодья 2009-2010 г., D_{Hm}	Обеспеченность D''_{Hm} , $P\%$
16 февраля	-3,0	21	9 марта	10 марта	64

Определение общей продолжительности основного поступления тало-дождевых вод периода весеннего половодья 2009-2010 г. к Хаджибейскому лиману выполнялось как период: от даты начала весеннего подъема уровней воды в лимане плюс среднемноголетняя продолжительность весеннего половодья, которая для бассейна лимана в среднем составляет около 40 суток. То есть расчетный период принят с 16

февраля по 28 марта. Но в весенний период 2010 г., при возврате похолоданий и задержке таяния снега, этот период был несколько большим.

Выводы. Оценены значения отметок воды в лимане при весенних половодьях с расчетной вероятностью наступления $P=1\%$, то есть повторяемостью 1 раз в 100 лет. Результаты расчетов показали, что при проектной отметке дамбы Хаджибейского лимана плюс 3,1 м БС, в случае катастрофически высоких весенних половодий (обеспеченностью $P=1\%$), уровни воды в лимане могут достигнуть этих критических отметок гребня дамбы.

В то же время, при стечении возможных обстоятельств, когда на максимальные уровни воды весеннего половодья с вероятностью превышения $P=1\%$ накладывается дождевой паводок такой же исключительной обеспеченности, уровни воды в Хаджибейском лимане могут превысить критические отметки дамбы лимана (плюс 3,1 м БС) и привести к ее разрушению и затоплению значительной части территории г.Одессы.

Авторами обоснована методика долгосрочного прогноза поступления поверхностных вод в Хаджибейский и Куяльницкий лиманы, которая позволяет на основе текущего прогнозирования слоя весеннего стока в каждом году выполнять количественную оценку степени наполнения водоемов поверхностными водами с долгосрочной заблаговременностью (15 суток и более).

Расчет ожидаемого притока поверхностных вод в период весеннего половодья к лиманам выполняется путем пересчета слоя стока в объем воды, а установление уровней воды осуществляется по кривым объемов. Рассмотрен также вариант предвычисления уровня режима в Хаджибейском лимане при возможной откачке воды насосной станцией КНС-25.

Предложенная методика прогнозирования сроков начала и прохождения максимальных уровней воды весенних половодий в лиманах основана на метеорологическом прогнозе температуры воздуха (при обобщении параметров прогнозной схемы в зависимости от географического положения и площадей водосборов).

В методике предусмотрена также оценка вероятности наступления в многолетнем разрезе как стоковых характеристик (слоя притока весенних вод к речной сети), так и сроков начала половодья и прохождения максимальных уровней воды.

Прогнозная и расчетная схемы весеннего наполнения Хаджибейского лимана поверхностными водами в весенний период года внедрены в оперативную деятельность сектора речных прогнозов

Гидрометцентра Черного и Азовского морей (г. Одесса) в виде программного комплекса для выпуска ежегодного прогноза слоев стока половодья.

Принимая во внимание, что в 2011 г. планируется закончить строительство трубопровода удаленного морского выпуска сточных вод СБО «Северная» и прекратить их сбросы в Хаджибейский лиман, возникает другая проблема – поддержание благоприятных, для водно-хозяйственной эксплуатации Хаджибея, водного и солевого режимов и, в целом, экологического состояния водоема в условиях отсутствия сброса коммунальных вод.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

К сожалению, несмотря на возрастающее антропогенное воздействие на функционирование водных экосистем лиманов северо-западного Причерноморья, негативные последствия которого усиливаются наблюдаемыми изменениями климатических условий, до сих пор не разработаны планы водного и экологического менеджмента лиманов с целью сохранения и рационального использования их природных ресурсов.

В монографии изложены научно-методические разработки и результаты исследований ученых Одесского государственного экологического университета, которые могут составить основу указанных планов менеджмента Причерноморских лиманов и быть использованы при разработке целостной системы интегрированного управления природными ресурсами прибрежной зоны Одесской области.

Для каждого из рассмотренных лиманов разработаны практические рекомендации, направленные на стабилизацию и улучшение их гидрологических режимов и гидроэкологического состояния в целом, сохранение и рациональное использование природных ресурсов, предотвращение и прогнозирование критических ситуаций, связанных с антропогенной деятельностью.

В частности, для уменьшения солености вод в летний период года и увеличения рыбопродуктивности лиманов Тузовской группы предложено превратить их из водоема закрытого (летом) типа в открытый, при котором искусственным путем обеспечивается свободный водообмен с морем. При этом гидрологические и гидрохимические характеристики вод лиманов приблизятся к наблюдаемым на прилегающей морской акватории и большее число встречающихся в этом районе моря видов рыб сможет использовать кормовую базу лиманов для воспроизводства.

Модельные расчеты, в которых соленость вод Тузовских лиманов рассматривалась как показатель качества вод водоема по сравнению с морскими водами, показали, что для стабилизации гидрологического и гидрохимического режимов лиманов, путем обеспечения водообмена с морем, оптимально строительство двух каналов глубиной 0,5 м в песчаной пересыпи: в л.Бурнас (северный) – шириной 5 м и л.Шаганы (южный) – шириной 20 м. При этом удастся избежать чрезмерного обмеления и осолонения Тузовских лиманов в летний период, особенно в маловодные годы.

Мелководность и малый объем вод Дофиновского лимана обуславливают сильную зависимость его гидроэкологического состояния

водоема от климатических условий отдельных лет. Природная экологическая устойчивость экосистемы лимана крайне низка и для ее повышения необходимо искусственное регулирование водного режима.

В современных условиях управление гидроэкологическим состоянием водоема возможно лишь путем регулирования водообмена с морем через систему гидротехнических сооружений, включающих в себя соединительный канал «лиман-море» и трубопровод. Наличие и функционирование комплекса гидротехнических сооружений, обеспечивающих регулирование уровня воды в лимане и водообмен с морем, является необходимым условием для стабилизации гидрологического и гидрохимического режимов экосистемы Дофиновского лимана при любой водности года.

Предложена следующая стратегия управления гидроэкологическим режимом вод лимана: в весенний период необходимо обеспечить наполнение лимана пресными водами бокового притока путем ограничения водообмена с морем. В июне, при условии превышения отметки уровня моря на 10 – 15 см НПУ лимана, рекомендовано открыть гидротехнические сооружения, обеспечив интенсивное водообновление лимана за счет поступления относительно чистых морских вод. Это позволит избежать повышения уровня трофности и развития гипоксических явлений в лимане при сильном прогреве его вод. В августе – сентябре, когда средний уровень моря приближается к НПУ лимана, режим водообмена необходимо контролировать, перекрывая гидротехнические сооружения при значимых (5 м/с и более) и продолжительных сгонных ветрах СВ, С, СЗ и З направлений.

Гидротехнические сооружения, осуществляющие водообмен Дофиновского лимана с морем, должны быть способны пропускать максимальные объемы воды, заложенные в проектных характеристиках, что позволит даже в экстремально маловодные годы, в кратковременные периоды превышения уровня моря над уровнем лимана при сильных нагонах, сгладить негативный эффект падения уровня воды в лимане за счет испарения.

Для уменьшения негативного влияния на водно-солевой и температурный режимы Большого бассейна Дофиновского лимана предложено либо углубить северную часть Малого бассейна, либо отгородить ее дамбой от остальной части лимана.

В первом приближении, наиболее реальным механизмом стабилизации и регулирования гидроэкологического режима лимана в летний период года представляется обеспечение интенсивного водообновления лимана за счет водообмена с морем через искусственный соединительный канал. Оценка влияния морфометрических характеристик искусственного канала, соединяющего Тилигульский лиман с прилегающей акваторией северо-

западной части Черного моря, на интенсивность водообмена через канал и водообновления различных участков лимана морскими водами, выполненная с помощью численной гидротермодинамической модели, показала, что для увеличения водообмена лимана с морем предпочтительным является углубление существующего соединительного канала с 0,5 до 2,0 м (при отметке уровня моря минус 0,4 м БС). Даже при наличии возможности увеличения ширины канала, необходимо сочетать его с одновременным углублением. Увеличение водообмена с морем путем углубления и (или) расширения канала приведет к улучшению гидроэкологической ситуации в южной части лимана. Однако практически не повлияет на центральную и северную его части, что объясняется значительной протяженностью лимана в меридиональном направлении, особенностями его геоморфологической структуры и циркуляции вод. В лимане отсутствуют протяженные и мощные вдольбереговые течения, которые способствуют массообмену между различными его частями. Вихревые структуры препятствуют распространению сравнительно чистых и распресненных морских вод вдоль акватории лимана.

Уменьшению солености вод Тилигульского лимана, особенно в северной его части, может способствовать увеличение притока пресных вод реки Тилигул. Оценка влияния различных антропогенных факторов, формирующих современный бытовой (нарушенный хозяйственной деятельностью) сток реки Тилигул, показала, что потери на заполнение и дополнительное испарение с водной поверхности водохранилищ и прудов в бассейне реки, часто пересыхающих в летний сезон, а также забор воды на орошение способствуют снижению ее естественного стока на 38 %. За счет минимизации этих потерь путем регламентирования водохозяйственной деятельности в бассейне реки можно добиться увеличения притока пресных вод в северную часть лимана. Регламентирование водохозяйственной деятельности, в частности, должно предполагать забор воды на заполнение водохранилищ и прудов только в период весеннего половодья.

Пример Тилигульского лимана показывает, что установление водообмена с морем через искусственный соединительный канал не является универсальной формулой для стабилизации гидроэкологического режима всех Причерноморских лиманов, естественный водообмен которых с морем отсутствует или затруднен. Природоохранные мероприятия в рамках водного менеджмента должны сопровождаться решением задач экологического менеджмента лиманов, направленных на уменьшение поступления в водоем загрязняющих и биогенных веществ.

Оценка возможных значений отметок уровня воды в Хаджибейском лимане при условии прохождения половодий и паводков редкой вероятности наступления в многолетнем периоде (обеспеченностью $P=1\%$ – 1 раз в 100 лет) показала, что при проектной отметке гребня дамбы Хаджибейского лимана плюс 3.10 м БС существует опасность достижения и превышения уровнем воды в лимане этого критического значения при прохождении катастрофически высоких весенних половодий 1%-й вероятности.

При стечении возможных обстоятельств, когда весеннее половодье 1%-й вероятности совпадет с дождевым паводком такой же исключительной обеспеченности, уровень воды в Хаджибейском лимане неизбежно превысит критическую отметку дамбы лимана, что приведет к ее разрушению и затоплению значительной части территории г. Одессы.

Разработана методика долгосрочного прогноза поступления поверхностных вод в Хаджибейский и Куяльницкий лиманы, которая позволяет на основе текущего прогнозирования слоя весеннего стока в каждом году выполнять количественную оценку степени наполнения водоемов поверхностными водами с долгосрочной заблаговременностью (15 суток и более).

Установлено, что основной причиной катастрофического обмеления Куяльницкого лимана и, связанного с этим увеличения солености его рапы до критически высоких значений, является неупорядоченная хозяйственная деятельность на водосборном бассейне реки Большой Куяльник, питающей лиман пресными водами. Наличие многочисленных искусственных водоемов и гидротехнических сооружений, расположенных в бассейне реки, приводит к тому, что в средневодные годы в лиман поступает только 16 % от нормы естественного годового стока, а в маловодные годы – ничего. При отсутствии искусственных водоёмов на водосборном бассейне лимана, значения естественных уровней воды в нем превысили бы фактически наблюдаемые в последние десятилетия в среднем на 180 см. Кроме прудов и водохранилищ на уменьшение стока реки Большой Куяльник значительно повлияло спрямление и углубление 132 км ее основного русла и установка в нём шлюзов для задержки воды.

Для сохранения природных ресурсов Куяльницкого лимана необходимы строгое нормирование и регламентирование количества, условий водохозяйственной эксплуатации искусственных водоемов в бассейне р.Большой Куяльник, исходя из прогнозных оценок интенсивности весеннего половодья и водности года, а также расчистка спрямлённого русла реки.

Авторы надеются, что научно-методические подходы и результаты, изложенные в монографии, будут интересны специалистам в области

океанологии и морского природопользования, гидрологии суши, гидроэкологии, экологии и охраны морской среды, представителям органов местного самоуправления Одесской области, государственных природоохранных структур, общественных экологических организаций, студентам гидрометеорологических и экологических специальностей.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

К введению

1. *Гриневецкий С.Р., Зонн И.С., Жильцов С.С.* Черноморская энциклопедия. – М.: Медурад. отношения, 2006. – 664 с.
2. *Екологічна енциклопедія: У 3т./Редколегія: А.В. Толстоухов (головний редактор) та ін.* – К.: ТОВ «Центр екологічної освіти та інформації», 2007. – Т. 2: Є-Н. – 416 с.
3. *Категорийность* водоёмов Дунай-Днестровского междуречья/ Т.А. Сафранов, Цикало А.Л., Черная Т.Г., Гержик И.П. - Сб. научных статей: «Вода и здоровье». – Одесса: ОЦНТЭИ, 2000. – С. 132-136.
4. *Шуйский Ю.Д., Выхованец Г.В.* Природа Причерноморских лиманов. – Одесса: Астропринт, 2011. – 276 с.
5. *Северо-западная часть* Черного моря: биология и экология/ Отв. ред. Ю.П. Зайцев, Б.Г. Александров. - К.: Наукова думка, 2006. – 701 с.
6. *Розенгурт М.Ш.* Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов одесских лиманов. – К.: Наукова думка, 1974. – 224 с.
7. *Геология шельфа* СССР. Лиманы/ Под общей ред. Е.Ф. Шнюкова. – К.: Наукова думка, 1984. – 176 с.
8. *Жукинский В.Н.* Лиманы северо-западного Причерноморья//Природа Украинской ССР. Моря и внутренние воды. – К.: Наукова думка, 1987. – С. 48-58.
9. *Лиманно-устьевые комплексы* Причерноморья: географические основы хозяйственного освоения/ Под ред. Г.И. Швевса. – Л.: Наука, 1988. – 303 с.
10. *Тимченко В.М.* Эколого-гидрологические исследования водоёмов Северо-Западного Причерноморья. - К.: Наукова думка, 1990.– 238 с.
11. *Старушенко Л.И., Бушуев С.Г.* Причерноморские лиманы Одесщины и их рыбохозяйственное использование.– Одесса: Астропринт, 2001.–152 с.
12. *Тимченко В.М.* Экологическая гидрология водоёмов Украины. - К.: Наукова думка, 2006. – 2006 с.
13. *Зайцев Ю.П.* Самое синее в мире/ Черноморская экологическая программа ГЭФ. – Издательство ООН: Нью-Йорк, 1998. – 138 с.
14. *Лечебные грязи (пелоиды) Украины. Ч. I/ Под общей ред. М.В. Лободы, К.Д. Бабова, Т.А. Золотаревой, Е.М. Никипеловой.* – К.: «Купріянова», 2006. – 320 с.
15. *Склярук Д.И.* Грязевые озера и лиманы Украинской ССР и их практическое использование. – К.: Изд-во АН УССР, 1959. – 225 с.

16. *Склярук Д.И.* Грязевые лиманы, озера, лагуны и заливы Черного и Азовского морей и условия их формирования. – К.: Изд-во КГУ, 1969. – Т. 3. – С. 218-229.

К главе I

1. *Гопченко Е.Д., Лобода Н.С.* Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных антропогенной деятельностью условиях. – Киев, КНТ, 2005. -188 с.
2. *Режимы влагообеспеченности и условия гидромелиораций степного края* / Под. ред. В.С. Мезенцева. - М.: Колос, 1974. - 240с.
3. *Лобода Н.С., Гопченко Є.Д.* Нормування характеристик природного річного стоку України // Наукові праці УкрНДГМІ. – К.: Ніка-Центр. – 2003. – Вип. 252. – С. 5-10.
4. *Лобода Н.С.* Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния. – Одесса: Экология, 2005. – 208 с.
5. *Лобода Н.С., Гопченко Є.Д.* Стохастичні моделі у гідрологічних розрахунках. Навчальний посібник. – Одеса: Екологія, 2006. – 200 с.
6. *Лобода Н.С.* Проблемы гидрологических расчетов в условиях антропогенного воздействия и модель "климат -сток"// Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2007. – Вип. 50. частина друга- С. 14 – 19.
7. *Болгов М.В., И.О. Сарманов, О.В. Сарманов* Марковские процессы в гидрологии / Отв. ред. М.Г. Хубларян. – М.: ИВПРАН, 2009. – 210 с.
8. *Гопченко Е.Д., Лобода Н.С.* Оценка возможных изменений водных ресурсов Украины в условиях глобального потепления // Гидробиологический журнал. - Киев: Институт гидробиологии НАН Украины. - т.36, №3. - 2000. - С. 67 - 78.
9. *Loboda N.S.* The assessment of present and future Ukrainian water resources on meteorological evidence // Climat and Water.-1998.-Vol.1.- P.1486-1494.
10. *Лобода Н.С.* Оцінка припливу прісних вод до північно-західної частини Чорного моря. Постановка проблеми та шляхи вирішення. // Причорноморський екологічний бюлетень. 2010. - №2 (36) (червень). – С.63-67.
11. *Лобода Н.С., Тучковенко Ю.С.* Дослідження впливу змін річкового стоку за кліматичними сценаріями на гідроекологічний стан північно-західної частини Чорного моря // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка. Серія:біологія. Спеціальний випуск: гідроекологія.- № 3 (44). -2010. – С. 143-145.

- 12.Гребінь В.В. Регіональний ландшафтно-гідрологічний аналіз сучасного водного режиму річок України: Дис...д.геогр.наук: 11.00.07. – Київ, 2010. -440с.
- 13.Бифани А.Н. Основные положения теории речного стока // Труды ОГМИ. – Вып.12. – 1958. – С.99-163.
- 14.Клибашев К.П. Гидрологические расчёты / К.П. Клибашев, И.Ф. Горошков: под ред. А.И. Чеботарёва. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 458 с.
- 15.Hess K.W. MECCA Programs documentation: Technical Report / NOAA. – NESDIS 46. – Washington, D.C., 1989. – 97 p.
- 16.Тучковенко Ю.С. Математическая модель формирования термохалинной структуры и циркуляции вод в лиманах, приустьевых и шельфовых областях северо-западной части Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: НАН Украины, МГИ.– 2003.– С. 138-153.
- 17.Иванов В.А., Тучковенко Ю.С. Прикладное математическое моделирование качества вод шельфовых морских экосистем. – Севастополь: МГИ НАН Украины.–2006.- 368 с.
- 18.Blumberg A.F. A numerical investigation into the dynamics of estuarine circulation: Chesapeake Bay Institute Tech. Report 91 / Johns Hopkins University.– USA, 1975.– 110 p.
- 19.Blumberg A.F. The influence of density variations on estuarine tides and circulations // Estuarine and Coastal Marine Science.–1978.– № 6.– P. 209 - 215.
- 20.Wang D.P., Kravitz D.W. A semi-implicit two-dimensional model of estuarine circulation // J. Phys.Oceanog.– 1980.– № 3.– P.441 - 454.
- 21.Munk W.H., Anderson E.R. Notes on the theory of the thermocline // J. Mar. Res.– 1948.– № 7.– P. 276 - 295.
- 22.Tag P.M., Murray F.W., Koenig L.R. A comparison of several forms of eddy viscosity parametrization in a two-dimensional long-wave propagation: Technical Memorandum 32 / U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center.– USA, 1979.– 29 p.
- 23.Parkinson C.L., Washington W.M. A large-scale numerical model of sea ice // J. Geophys. Res.– 1979.– № 84.– P. 311 - 337.
- 24.Sobey R.J. Finite-difference schemes compared for wave-deformation characteristics in mathematical modeling of two-dimensional long-wave propagation: Technical Memorandum, 32 / U. S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center.– USA, 1970.– 29 p.
- 25.Hess K.W. Assessment model for estuarine circulation and salinity: Technical Memorandum / NOAA; National Environmental Satellite, Data, and Information Service.– NESDIS AISC 3.– USA, 1985.– 39 p.

26. Флетчер К. Вычислительные методы в динамике жидкостей: В 2 т.- М.: Мир, 1991.
27. Boris J.P. , Book D.L. Flux-corrected transport: generalization of method // J. Comput. Phys.– 1975. – № 3.– P. 248 - 283.
28. Restauracion ambiental de los ecosistemas de influencia del canal del Dique, description y caracterizacion biotica del area. Modelación numérica del canal del Dique, su sistema lagunar y las bahías de Cartagena y Barbacoas: Informe final / Universidad del Norte-CIOH – UN – 1999 - 0010.– Colombia, Cartagena, 1999.– 187 p.

К главе 2

1. Виноградов К.А., Розенгурт М.Ш., Толмазин Д.М. Атлас гидрологических характеристик северо-западной части Черного моря.– К:Наукова Думка, 1966.
2. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР: Справочник. Т.4. Черное море .–Л.:Гидрометеиздат, 1986.– 99 с.
3. Гонченко Е. Д., Тучковенко Ю. С. Сценарное моделирование водно-солевого режима Тузовских лиманов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: НАН Украины, МГИ.– 2003.– Вып.10.– С. 243 - 255.
4. Лиманно-устьевые комплексы (ЛУК) Причерноморья: географические основы хозяйственного освоения.–Л.: Наука, 1988.– 304 с.
5. Розенгурт М.Ш. Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов одесских лиманов.- К.: Наукова думка, 1974.- 217 с.
6. Розробка заходів щодо відновлення і підтримання сприятливих гідрологічного і гідрохімічного режимів в районі Тузовської групи лиманів: Звіт про НДР/ Одес.Держ.Екол.Ун-т; № ДР 0103U006209.– Одеса, 2003.– 314 с.
7. Старушенко Л.И., Бушуев С.Г. Причерноморские лиманы Одешины и их рыбохозяйственное использование.–Оф ИнБЮМ, Одесса: Астропринт, 2001.–С.32-43.
8. Тучковенко Ю.С. Математическая модель формирования термохалинной структуры и циркуляции вод в лиманах, приустьевых и шельфовых областях северо-западной части Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: НАН Украины, МГИ.– 2003.– С. 138-153.

К главе 3

1. *Адобовский В.В.* Новый этап высыхания закрытых лиманов (на примере Дофиновского лимана) // География и природные ресурсы, – 1996. – № 2. – С.167-169.
2. *Адобовский В.В.* Гидрологические аспекты реконструкции приморских лиманов// География и природные ресурсы, – 2005. – № 2. – С. 68-72.
3. *Северо-западная часть Черного моря: Биология и экология* / Под ред. Ю.П.Зайцева, Б.Г.Александрова, Г.Г.Миничевой.– Киев: Наук. Думка. – 2006.– 703 с.
4. *Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР: Справочник. Т.4. Черное море.*– Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 99 с.
5. *Обґрунтування заходів щодо покращення гідрологічного та сольового режимів Дофінівського лиману Комінтернівського району/* Одес. Держ. Екол. Ун-т; № ДР 0108U001214. – Одеса, 2007. – 101 с.
6. *Боуден К.Ф.* Физическая океанография прибрежных вод. – М.: Мир. – 1988. – 326 с.
7. *Лонин С.А., Тучковенко Ю.С.* Имитация сгонно-нагонных колебаний уровня моря в портах северо-западной части Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ. – 1999.- С. 58 – 66.
8. *Чернякова А.П.* Типовые поля ветра Черного моря // Сб. работ БГМО ЧАМ .- Л.: Гидрометеиздат.-Вып.3.- 1965.-С.78 – 121.
9. *Тучковенко Ю.С.* Математическая модель формирования термохалинной структуры и циркуляции вод в лиманах, приустьевых и шельфовых областях северо-западной части Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: НАН Украины, МГИ.– 2003.– С. 138-153.
10. *Тучковенко Ю.С.* Гидродинамическая модель для расчета трехмерной циркуляции и термохалинной структуры вод северо-западной части Черного моря // Метеорологія, кліматологія та гідрологія.– 2002.– № 45. – С. 129 - 139.

К главе 4

1. *Адобовский В.В., Большаков В.Н.* Влияние аномальных условий зимы 2002-2003 гг. на гидрологический режим закрытых лиманов северо-западного Причерноморья // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование

- ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, ОФ ИНБЮМ. – Вып. 9. – 2003. – С. 54–58.
2. *Тимченко В.М.* Эколого-гидрологические исследования водоемов северо-западного Причерноморья.– Киев: Наукова думка, 1990. – 238 с.
 3. *Розенгурт М.Ш.* Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов.– Киев: Наукова думка, 1974.– 224 с.
 4. *Оцінка та розрахунок гідраліко-морфометричних характеристик водообміну в системі «Тілігульський лиман ↔ Чорне море» для розробки рекомендацій по збереженню природних ресурсів лиману: Звіт з НДР/Одеський держ. еколог. ун-т; № ДР 0110U008224.* – Одеса, 2010. – 178 с.
 5. *Hess K.W.* MECCA Programs documentation: Technical Report / NOAA. – NESDIS 46. – Washington, D.C., 1989. – 97 p.
 6. *Тучковенко Ю.С.* Математическая модель формирования термохалинной структуры и циркуляции вод в лиманах, приустьевых и шельфовых областях северо-западной части Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: НАН Украины, МГИ.– 2003.– С. 138-153.
 7. *Иванов В.А., Тучковенко Ю.С.* Прикладное математическое моделирование качества вод шельфовых морских экосистем. – Севастополь: МГИ НАН Украины.–2006.- 368 с.
 8. *Лиманно-устьевые комплексы Причерноморья.* – Л.: Наука, 1988. – 304 с.
 9. *Справочник по водным ресурсам / Под ред. Б.И. Стрельца.* – К.: Урожай, 1987. – 304 с.
 10. *Ресурсы поверхностных вод СССР. Украина и Молдавия. Т. 6. Вып. 1. Зап. Украина и Молдавия.* – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 882 с.
 11. *Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик.* – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 447 с.
 12. *Коротун І.М., Коротун Л.К., Коротун С.І.* Природні ресурси України. Рівне, 2000. С. 192.
 13. *Атлас природных условий и естественных ресурсов УССР.* – М.: ГУГК (отдел географии), 1978. – 120 с.
 14. *Атлас Одеської області.* – Одеса: Хорс, 2002. – 80 с.
 15. *Швебс Г.И., Игошин М.І.* Каталог річок і водойм України: навчально-довідковий посібник / Під ред. Є.Д. Гопченка. – Одеса: Астропринт, 2003. – 390 с.
 16. *Бефани А.Н.* Пути генетического определения нормы стока. - Научный ежегодник ОГУ. - Одесса. - 1957. - 125 с.

17. *Сорокин В.Г.* Средний многолетний сток орошаемых районов юга Европейской территории Советского Союза // Межвед. научн. сб. Метеорология, климатология и гидрология. – Одесса. – 1974. – С. 121-129.
18. *Справочник по климату СССР. Украинская ССР.* - Л.: Гидрометеиздат, 1969. - вып.10., ч.IV. - 696 с.
19. *Фоменко Я.А.* Водные ресурсы основных речных бассейнов Украинской ССР и Молдавской ССР // Тр. УкрНИГМИ.- 1986. – Вып.215. – С.20-38.
20. *Шерешевский А.И., Вишневский П.Ф.* Норма и изменчивость годового стока рек Украины / Гидробиологический журнал. – 1997. – Т. 3. –С. 81-91.
21. *Лобода Н.С.* Методические подходы к оценке естественных водных ресурсов горных районов на основе метеорологической информации (на примере горной части бассейна р.Днестр) // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2002. – Вип. 45. - С. 118 –124.
22. *Лобода Н.С., Гонченко Є.Д.* Нормування характеристик природного річного стоку України // Наукові праці УкрНДГМІ. – К.: Ніка-Центр. – 2003. – Вип. 252. – С. 5-10.
23. *Гонченко Е.Д., Лобода Н.С.* Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях). – Київ: КНТ, 2005. – 188 с.
24. *Лобода Н.С.* Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния. – Одесса: Экология, 2005. – 208 с.
25. *Лобода Н.С.* Системный подход и функции отклика гидрологической системы на антропогенные воздействия при математическом моделировании бытового стока // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2004. – Вип. 48. - С. 416 – 424.
26. *Loboda N.S. & Phan Van Chinnh.* Statistical modelling and estimating the irrigation and man-made effect on annual runoff and water resources // GIS and Remote Sensing in Hydrology, Water Resources and Environment. (proceedings of ICGRHWE held Tree Gerges Dam, Chine.) – 2004. – IAHS Publication 289 in the IAHS Series of Proceedings and Reports. – P.215-218.
27. *Loboda N., Glushkov A., Khohlov V.* Using meteorological data for reconsturction of annual runoff series over an ungauged area: Empirical orthogonal function approach to Moldova-Southwest Ukraine region // Atmospheric Research. – 2005. - Vol 77/1-4. – P. 100-113.
28. *Лобода Н.С., Шахман І.О.* Функції відгуку водогосподарських систем Нижнього Подніпров'я на зрошення сільськогосподарських

- масивів водами Дніпра // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Вип.3. - Одеса:ТЕС. –2006. - С. 175-181.
29. *Лобода Н.С.* Проблемы гидрологических расчетов в условиях антропогенного воздействия и модель "климат -сток" // Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2007. – Вип. 50. частина друга- С. 14 – 19.
30. *Тучковенко Ю.С., Лобода Н.С., Гриб О.Н.* Современные проблемы водной экосистемы Тилигульского лимана и пути их решения // Труды Междунар. науч. – практ. конф. (17-28 мая 2011 г., Пермь) "Современные проблемы водохранилищ и их водосборов." - Т.1. – Перм. гос.университет. – Пермь, 2011. –С.167-172.
31. *Гребінь В.В.* Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). – К.: Ніка –центр, 2010. -316 с.
32. *Гребінь В.В.* Регіональний ландшафтно-гідрологічний аналіз сучасного водного режиму річок України: Дис...д.геогр.наук:11.00.07. – Київ, 2010. -440с.

К главе 5

1. *Справочник по водным ресурсам /* Под ред. Б.И. Стрельца. – К.: Урожай, 1987. – 304 с.
2. *Розенгурт М.Ш.* Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов. – Киев: Наук. думка, 1974. – 224 с.
3. *Швебс Г.І., Ігошин М.І.* Каталог річок і водойм України: навчально-довідковий посібник (під ред. Гопченка Є.Д.). – Одеса: Астропринт. – 2003. – 390 с.
4. *Гопченко Є.Д., Гриб О.М., Белов В.В., Гриб К.О., Медведева Ю.С.* Аналіз сучасних морфометричних та деяких фізико-хімічних характеристик лиману Куяльник // Зб. наук. ст. / За загальн. ред. В.М. Небрата. – Одеса: «ІНВАЦ», 2009. – С. 63-65.
5. *Оцінка багаторічних змін складових водного балансу Куяльницького лиману для розробки рекомендацій по збереженню його природних ресурсів: Звіт з НДР.* Од. держ. екол. ун-т. – Одеса, 2009. – 90 с.
6. *Тимченко В.М.* Экологическая гидрология водоёмов Украины. – К.: Наук. думка, 2006. – 384 с.
7. *Гопченко Є.Д., Гриб О.М.* Оцінка складових водного балансу Куяльницького лиману та визначення причин сучасного обміління водойми // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2010. – Вип. 51.– С. 200-215.
8. *Гопченко Є.Д., Гриб О.М.* Сучасні морфометричні характеристики Куяльницького лиману // Вестник Гидрометцентра Чёрного и

- Азовского морей. Государственная гидрометеорологическая служба Украины. – 2009. – № 2 (10). – С. 186-193.
9. *Гриб О.М., Гопченко Є.Д., Ступак І.О.* Про оптимізацію рівнів і солоності води в Куяльницькому лимані // Тези доп. та вист. Всеукраїнської наук.-практ. конф. «Екологія міст та рекреаційних зон» (м. Одеса, 3-4 червня 2010 р.) / За заг. ред. В. М. Небрата. – Одеса: Інформаційно-інноваційний центр «ІНВАЦ», 2010. – С. 75-78.
 10. *Отчет* по изучению водного баланса Куяльницкого лимана. – Одесса, ОГМИ, 1965. – 150 с.
 11. *Геоэкологический* анализ ситуации и разработка схем мероприятий по улучшению водно-солевого режима Куяльницкого лимана: Отчёт о НИР. Од. гос. ун-т им. И.И. Мечникова. – Одесса, 1995. – 190 с.
 12. *Тимченко В.М.* Эколого-гидрологические исследования водоемов Северо-Западного Причерноморья. – К.: Наук. думка, 1990. – 240 с.
 13. *Лиманы* Северного Причерноморья / Полищук В.С., Замриборщ Ф.С., Тимченко В.М. и др. – К.: Наук. думка, 1990. – 204 с.
 14. *Гопченко Е.Д., Романчук М.Е., Казанкова Т.В.* К оценке притока поверхностных вод в Хаджибейский и Куяльницкий лиманы // Тезисы международного симпозиума. – Одесса, 1996. – С. 132.
 15. *Энан А.А., Шихалеева Г.Н., Адобовский В.В., Бабинец С.К., Чурсина О.Д.* Современное гидроэкологическое состояние Куяльницкого лимана (Северо-Западное Причерноморье) // Зб. наук. ст. / За загальн. ред. В.М. Небрата – Одеса: «ІНВАЦ», 2009. – С. 247-249.
 16. *Адобовский В.В., Шихалеева Г.Н., Шурова Н.М.* Современное состояние и экологические проблемы Куяльницкого лимана // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Вып. 1 (6). – Севастополь, 2002. – С. 71-82.
 17. *Лобода Н.С., Гриб О.М., Сіренко А.М.* Оцінка припливу прісних вод до Куяльницького лиману // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2011. – Вип. 1 (22). – С. 51-59.
 18. *Гопченко Є.Д., Гриб О.М., Белов В.В.* Оцінка складових водного балансу Куяльницького лиману та визначення перспектив поліпшення його екологічного стану // Матеріали III всеукраїнської науково-практичної конференції «Географія та екологія: наука і освіта», 15-16 квітня 2010 р. – Умань: Видавець «Сочінський», 2010. – С. 39-42.
 19. *Энан А.А., Шихалеева Г.Н., Бабинец С.К., Кирюшкина А.Н.* Экологическое состояние природной среды лиманно-морского курортного комплекса «Куяльник-Лузановка» и водной экосистемы Куяльницкого лимана. Перспективы развития // Матер. всеукр. наук.-практ. конф. «Екол. міст та рекреац. зон». – 2009. – С. 216-221.

20. Гопченко Є.Д., Гриб О.М. Оптимізація рівнів і солоності води Куяльницького лиману в умовах водогосподарських перетворень на його басейні // Наук. зап. Терноп. нац. пед. ун-ту. Сер. Біол. – 2010. – № 3 (44) – С. 50-53.
21. Техническое дело гидрологического поста Одесса на водном объекте лиман Куяльницкий. – Одесса: Гидрометцентр Чорного и Азовского морей, 2008. – 20 с.
22. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши, 1936-2007 гг. – Ч. 1 и 2. – Том 2. – Вып. 1. – 1938-2008.
23. Супутникові знімки та карти поверхні Землі [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://maps.google.com>.
24. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях) : Монография. – Київ: КНТ. – 2005. – 188 с.
25. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: Монография. – Одесса: Экология, 2005. – 208 с.
26. Молдаванов А.И. Заиление прудов и водохранилищ в степных районах. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 128 с.
27. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С., Гриб О.Н. Оценка состояния водохранилищ и оптимизация управления водными ресурсами в бассейне Куяльницкого лимана // Современные проблемы водохранилищ и их водосборов. Тр. междунар. науч.-практ. конф. Т. III: Управление водными ресурсами речных водосборов. / Пермь: ПГУ. – 2011. – С. 46-50.
28. Гриб О.М., Гриб К.О. Некоторые особенности эколого-гидрохимических показателей поверхностных вод в бассейне реки Большой Куяльник // Тезисы VII Международной науч.-практ. конф. мол. уч. по пробл. водных экосистем «Pontus Euxinus – 2011», посв. 140-летию ИБЮМ НАН Украины (24-27 мая 2011 г.) – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. – С. 83-84.
29. Стан гідрографічної мережі річки Великий Куяльник в умовах водогосподарських перетворень на її водозбірному басейні: Звіт з НДР. Од. держ. екол. ун-т. – Одеса, 2011. – 165 с.
30. Суточные данные по температуре воздуха и осадкам [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://www.cliware.ru>.
31. Пособие по определению расчётных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 447 с.
32. Паспорт реки Большой Куяльник. – Одесса: Госкомводхоз Украины, 1992. – 130 с.
33. Ресурсы поверхностных вод СССР. Украина и Молдавия. Крым. – Т. 6. – Вып. 4. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 347 с.

34. *Бобров С.Н.* К вопросу об испарении морской воды в зависимости от её солёности // Труды института океан. – Т. XXXVII. – 1960. – 183 с.

К главе 6

1. *Природа Одесской области.* Ресурсы, их рациональное использование и охрана. К. – Одесса, «Вища школа», 1979. – 143 с.
2. *Лиманы Северного Причерноморья* / В.С.Полищук, Ф.С.Замбриборщ, В.М.Тимченко и др.; отв. ред. О.Г.Миронов; АН УССР. Ин-т гидробиологии. – К.: Наукова думка, 1990. – 204 с.
3. *Старушенко Л.И., Бушуев С.Г.* Причерноморские лиманы Одешины и их рыбохозяйственное использование. ОФНБЮМ: Одесса, Астропринт.-2001. – 65 с.
4. *Тимченко В. М.* Эколого-гидрологические исследования северо-западного Причерноморья. – К.: Наук. думка, 1990. – 240 с.
5. *Швебс Г.І., Ігошин М.І.* Каталог річок і водойм України: Навчально-довідковий посібник – Одеса: Астропринт, 2003. – 392 с.
6. *Гопченко Є.Д., Гриб О.М.* Сучасні морфометричні характеристики Куяльницького лиману // Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. Государственная гидрометеорологическая служба Украины. – 2009. – № 2 (10) – С.186-193.
7. *Ресурсы поверхностных вод СССР.* Т.6. Украина и Молдавия. Вып.1. Западная Украина и Молдавия / Под ред. М.С.Каганера. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 884 с.
8. *Клімат України* / За ред. В.М.Ліпінського, В.А.Дячука, В.М.Бабіченко. – Київ: Вид-во Раєвського, 2003. - 343 с.
9. *Адобовский В.В., Губанов У.В, Адобовская М.В.* К проблеме деградации и реконструкции закрытых лиманов северо-западного Причерноморья // География и природные ресурсы // Науч. журнал. № 3 - 2000. - С.63 - 66.
10. *Александров Н.* Возрождение Хаджибея / «Среда обитания».- Науч. журнал. - 2005. - С.10 - 11.
11. *Калмыков В.* Хаджибей не должен быть опасным / рубрика «Возвращаясь к напечатанному» г-ты «Вечерняя Одесса», февраль 1996 г.
12. *Водный режим Хаджибейского лимана и мероприятия по его регулированию* / Исаков М.И., Сирота Б.Я., Решетников Н.Ф., Решетинский Н.Н. / Одесская региональная Академия наук (ОРАН), Украина. – С.153-157.
13. *Гопченко Є.Д., Шакірзанова Ж.Р.* Довгострокове прогнозування водності Хаджибейського лиману та оцінка його наповнення поверхневими водами у весняний період року // Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. Государственная

гидрометеорологическая служба Украины. – 2009. – № 2 (10) – С.169-185.

14. *Гопченко Є.Д., Шакірзанова Ж.Р.* Методика довгострокового прогнозу надходження поверхневих вод до закритих лиманів північно-західного Причорномор'я у весняний період року / Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету ім. Володимира Гнатюка. Серія: Біологія. Спеціальний випуск: Гідроекологія. – 2010. №3(44) – С.53-56.
15. *Гопченко Є.Д., Шакірзанова Ж.Р.* Можливості застосування просторових моделей для прогнозування максимального стоку весняного водопілля при обмеженості гідрологічних спостережень // Причорноморський екологічний бюллетень / Науково-практичний журнал. – Одеса: Вид. ТОВ "ІНВАЦ", 2007. – №2(24) (червень) – С.63-66.
16. *Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик.* – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 447 с.
17. *Гопченко Є.Д., Гриб О.М.* Сучасні морфо метричні характеристики Куяльницького лиману // Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. Государственная гидрометеорологическая служба Украины. – 2009. – № 2 (10) – С.186-193.
18. *Гопченко Є.Д., Гриб О.М., Шакірзанова Ж.Р., Сербов М.Г., Бояринцев Є.Л., Терновий П.А.* Сучасні морфометричні та основні фізико-хімічні характеристики Хаджибейського лиману // Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. Государственная гидрометеорологическая служба Украины. – 2011. – № 1 (12) – С.137-142.
19. *Гопченко Є.Д., Шакірзанова Ж.Р.* Метод просторового довгострокового прогнозування максимального стоку весняного водопілля та строків його проходження // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - 2008. – Вип. 50. – ч. II – С. 158-168.
20. *Шакірзанова Ж.Р.* Метод просторових прогнозів строків початку та проходження максимумів весняних водопіль на рівнинних річках України // Український гідрометеорологічний журнал. – 2011. – №8. – С.204-213.