

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ, МОЛОДЕЖИ И
СПОРТА УКРАИНЫ
ОДЕССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ



АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЛИМАНОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

Монография



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.— Одесса: Одесский государственный экологический университет, 2011. — с. 223, ил. 79, табл. 38, библи. 148.

ISBN

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 Аджаликского (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, біблі. 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 гідроекологічного стану вод лиманів Одешини: Великого Аджаликського (Дофіновського), Тилигульського, Куяльницького, Тузловської групи лиманів. Розроблена методика довгострокового прогнозування наповнення Хаджибейського лиману в період весняної повені і дощових паводків для запобігання загрозі руйнування греблі і затоплення частини території м. Одеси.

Рекомендується для фахівців в області океанології та морського природокористування, гідрології суші, гідроекології, 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

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.

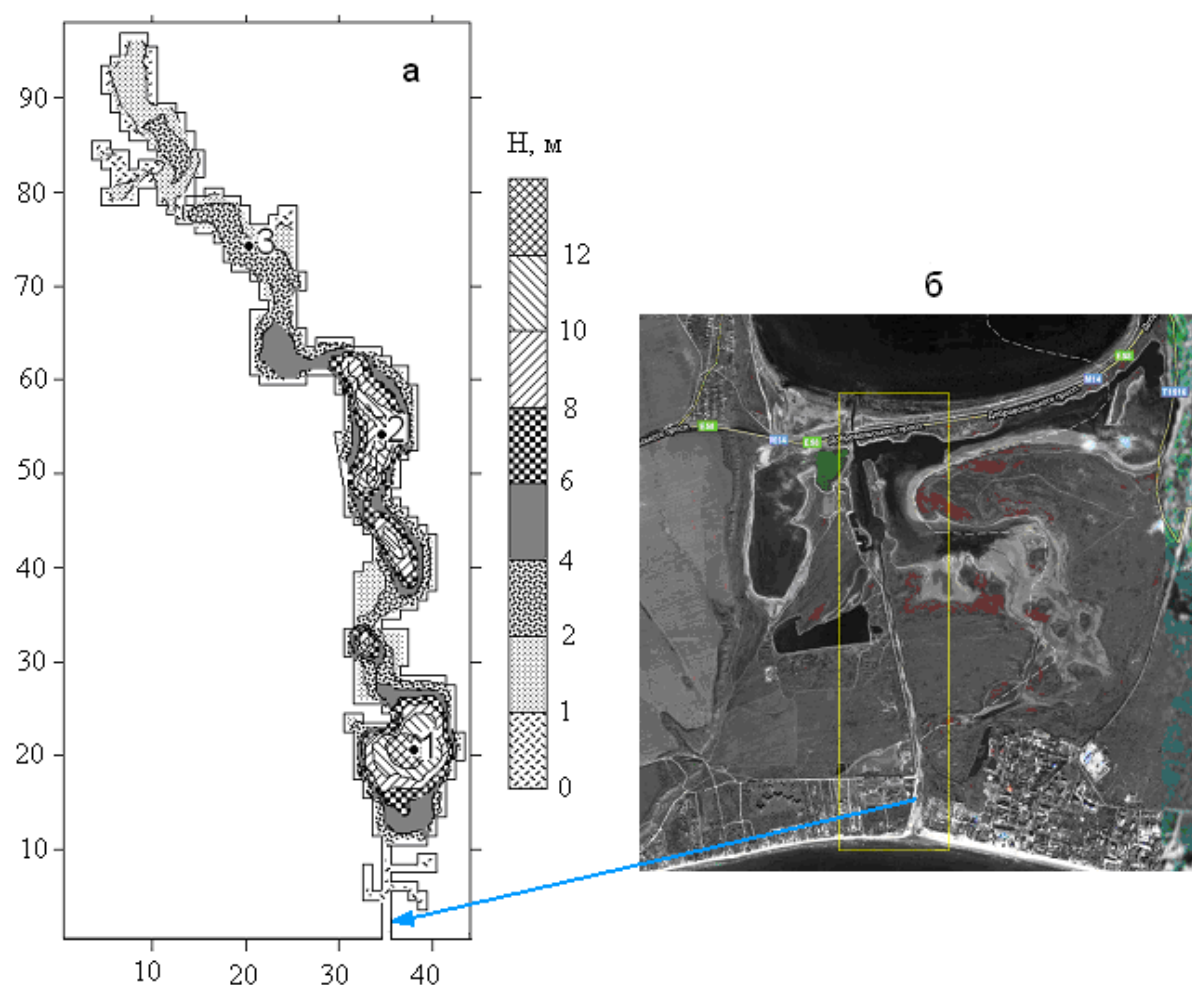


Рис. 1 – Горизонтальная расчетная сетка акватории Тилигульского лимана с глубинами, соответствующими уровню моря минус 0,4 м БС (а)*. Космический снимок участка побережья между южной частью Тилигульского лимана и прилегающей акваторией Черного моря (б), на котором расположен соединительный канал (выделен 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.

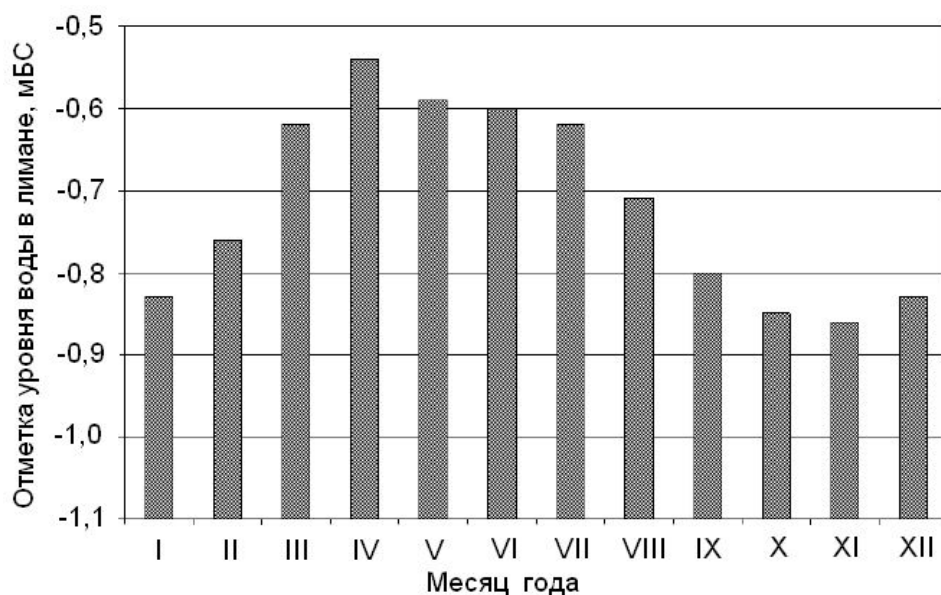


Рис. 4.2 – Сезонная изменчивость среднемесячных отметок уровня воды в Тилигульском лимане, осредненных за период с 1936 по 1987 гг.

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.

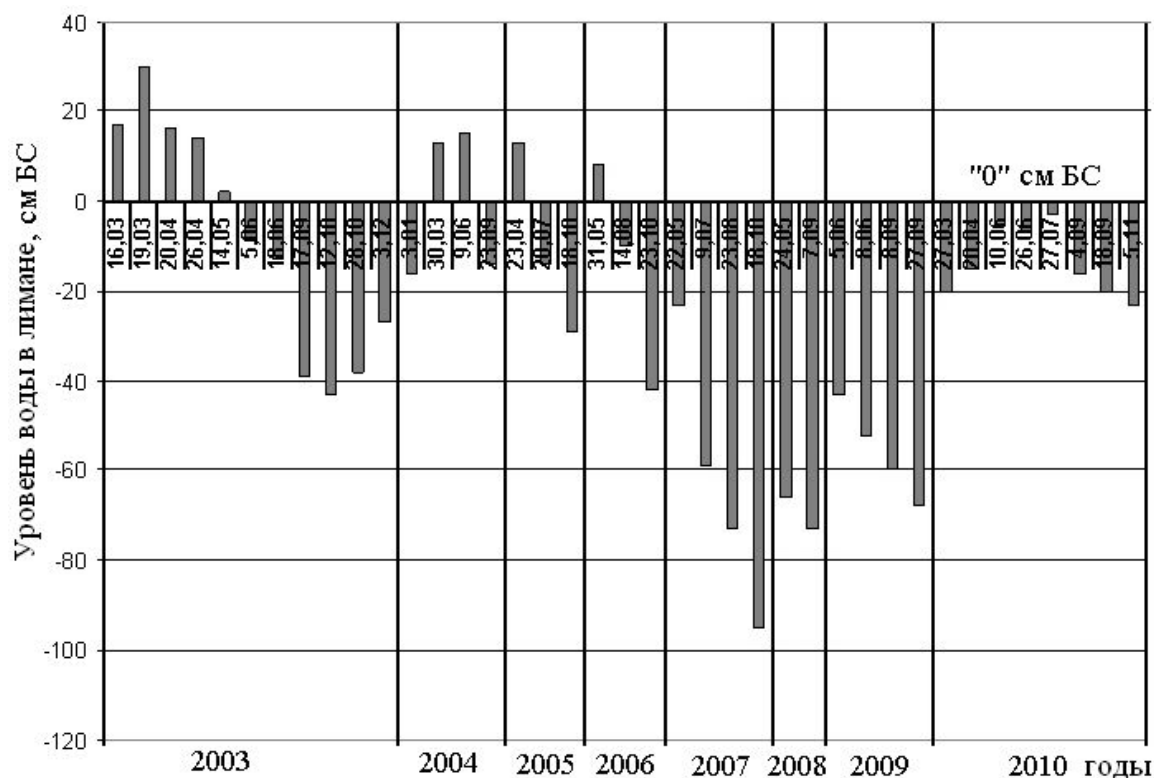


Рис. 4.3 – Изменчивость отметок уровня воды в Тилигульском лимане по данным эпизодических наблюдений в 2003-2010 гг.

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.

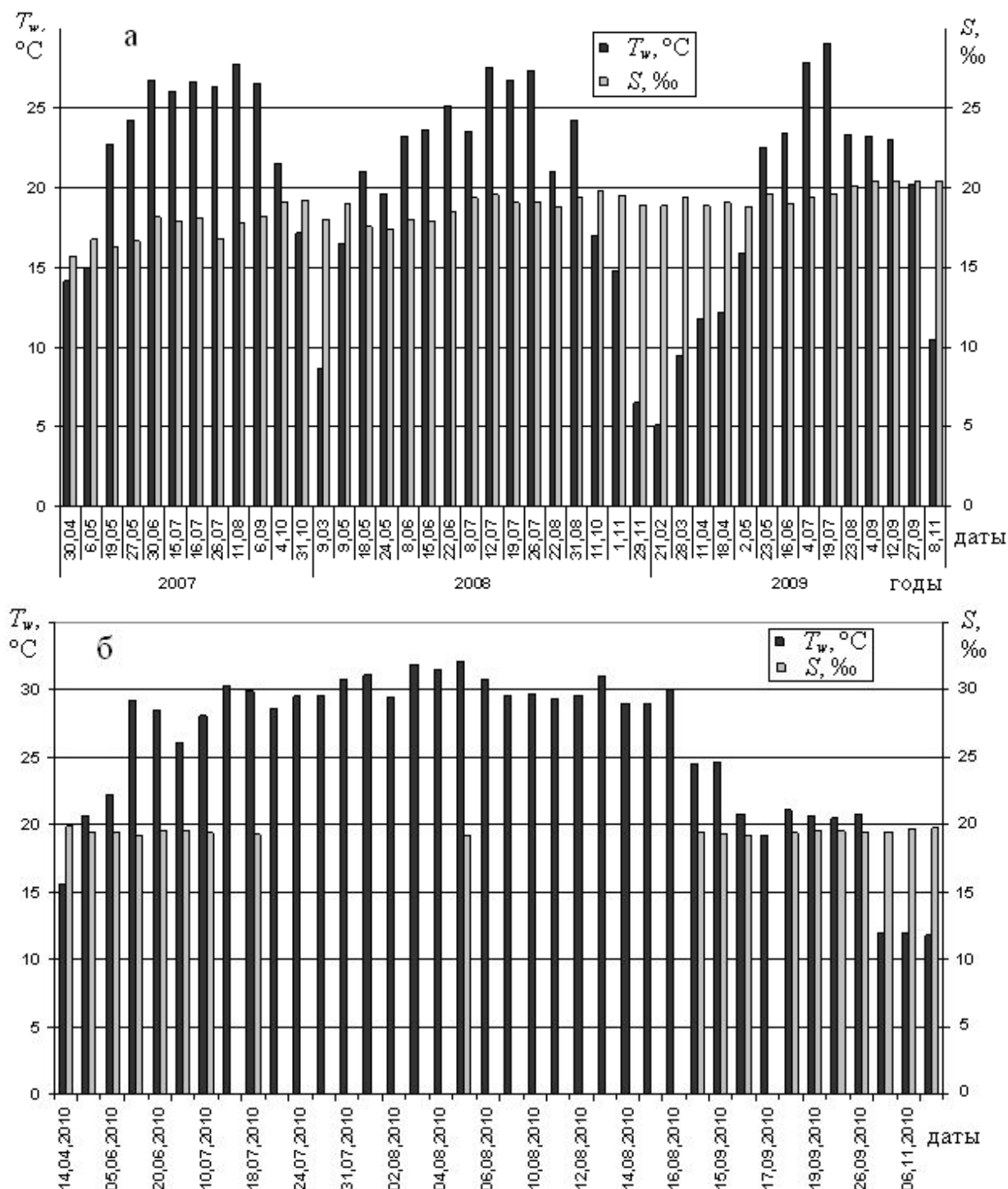


Рис. 4.4 – Изменчивость значений температуры (T_w , °C) и солености (S , ‰) воды в поверхностном слое центральной части Тилигульского лимана: а – 2007-2009 гг.; б – 2010 г.

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 ‰.

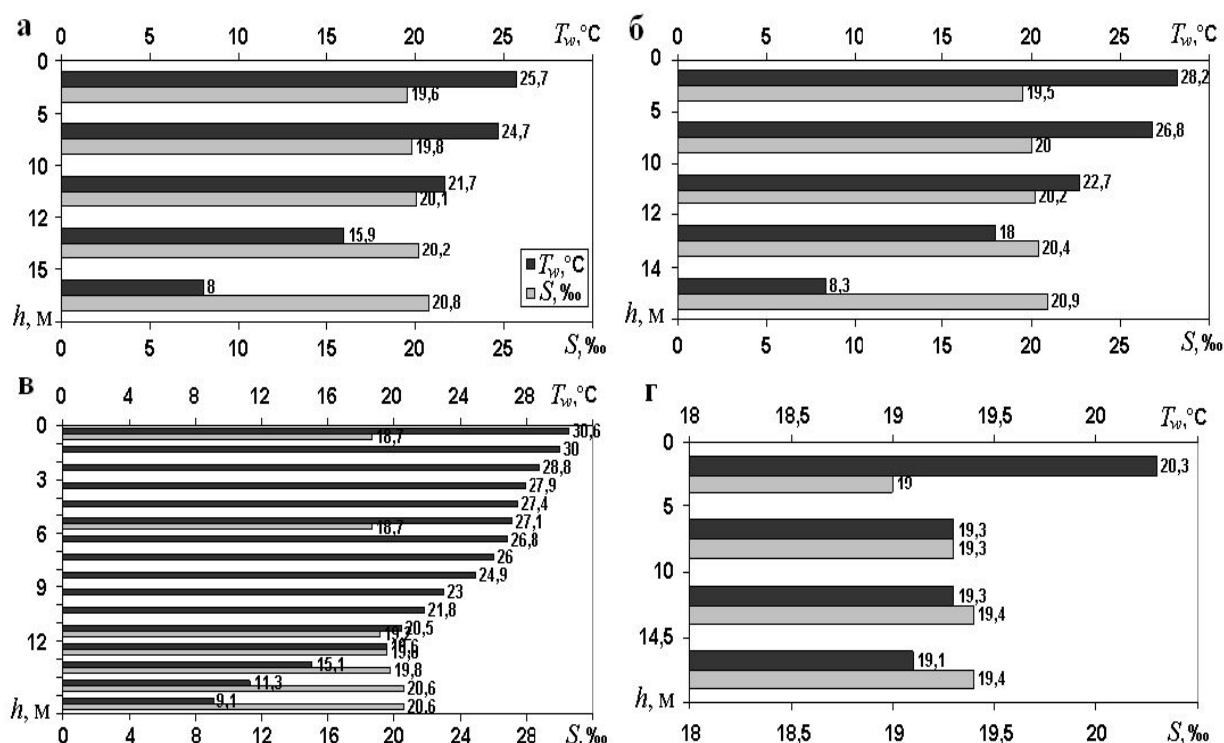


Рис. 4.5 – Изменчивость вертикального распределения температуры ($T_w, ^\circ\text{C}$) и солености ($S, \text{‰}$) воды в котловине центральной части Тилигульского лимана в 2010 г.:

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 ‰.

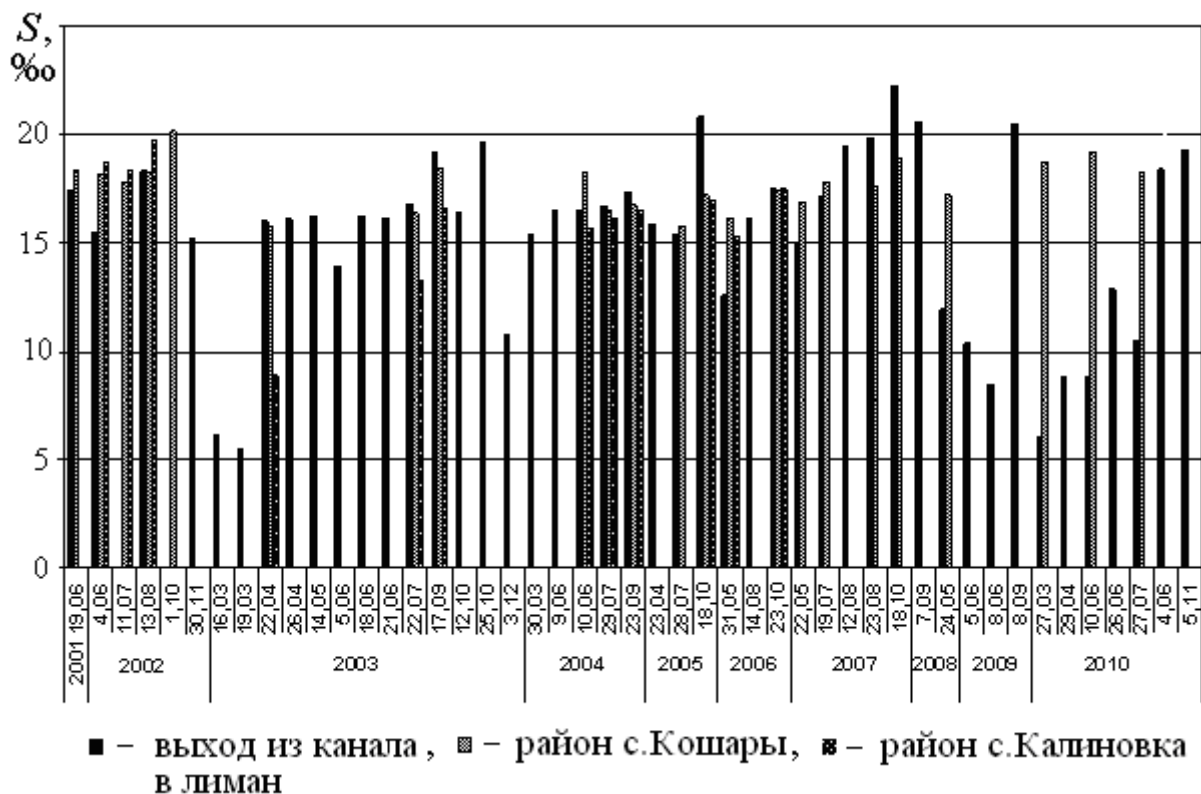


Рис. 4.6 – Изменчивость значений солености воды (S , ‰) в различных частях Тилигульского лимана по данным эпизодических береговых наблюдений в 2001-2010 гг.

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.

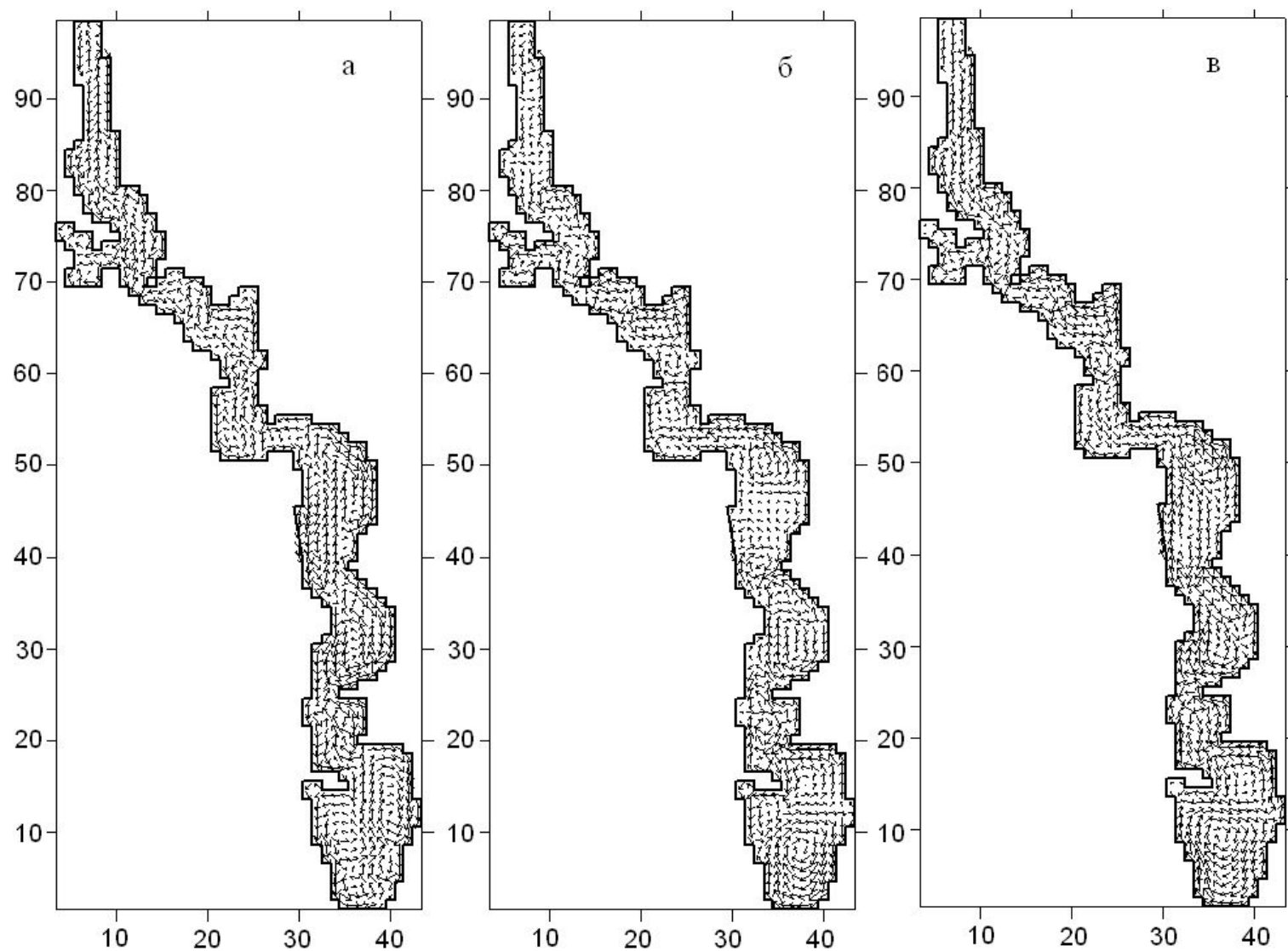


Рис. 4.7 – Поле векторов средних по глубине (баротропных) течений в лимане при стационарных ветрах скоростью 5 м/с различных направлений: а – северном; б – восточном; в – юго-восточном

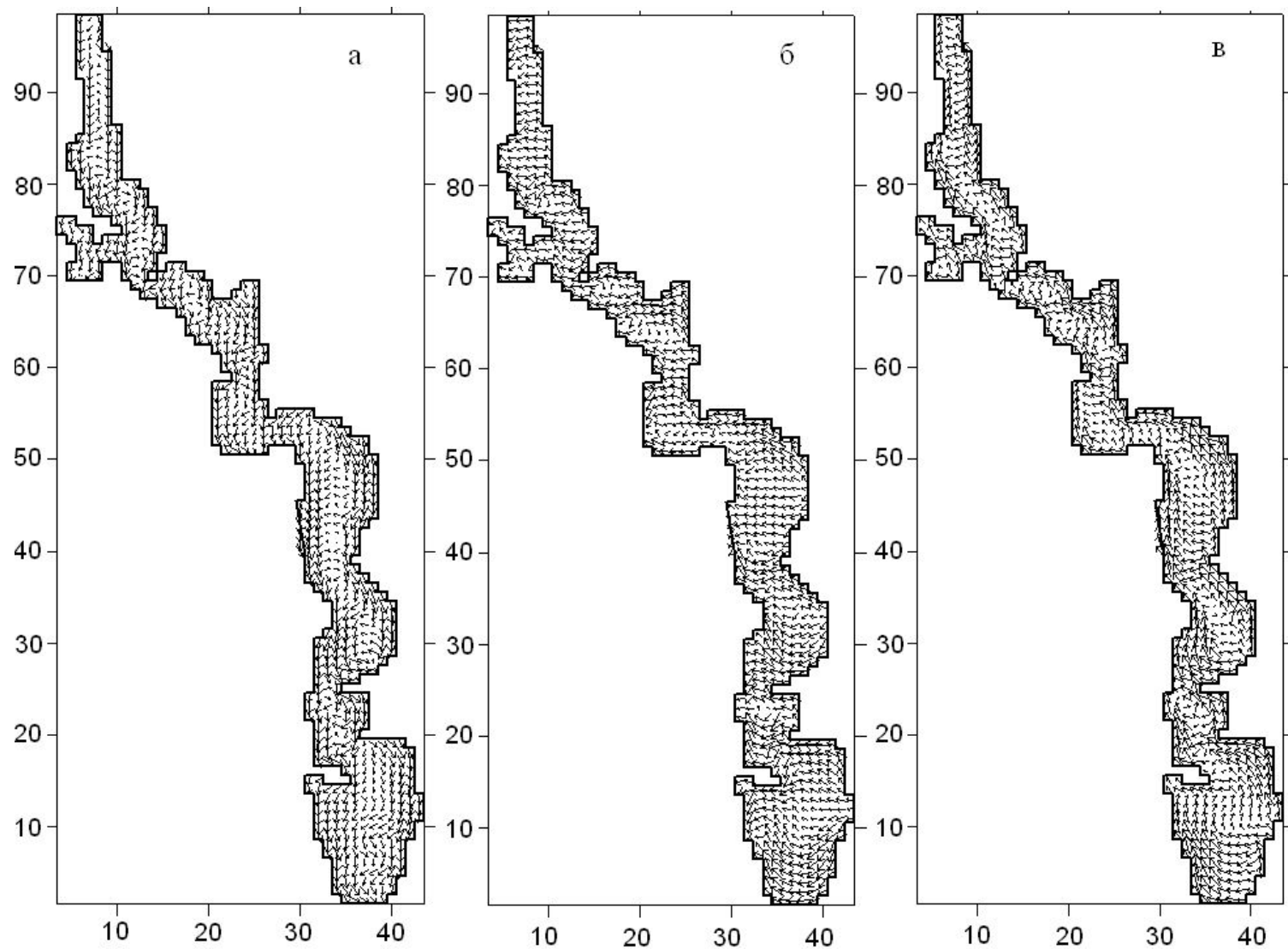


Рис. 4.8 – Поле векторов поверхностных ветровых течений в лимане при стационарных ветрах скоростью 5 м/с различных направлений: а – северный; б – восточный; в – юго-восточный

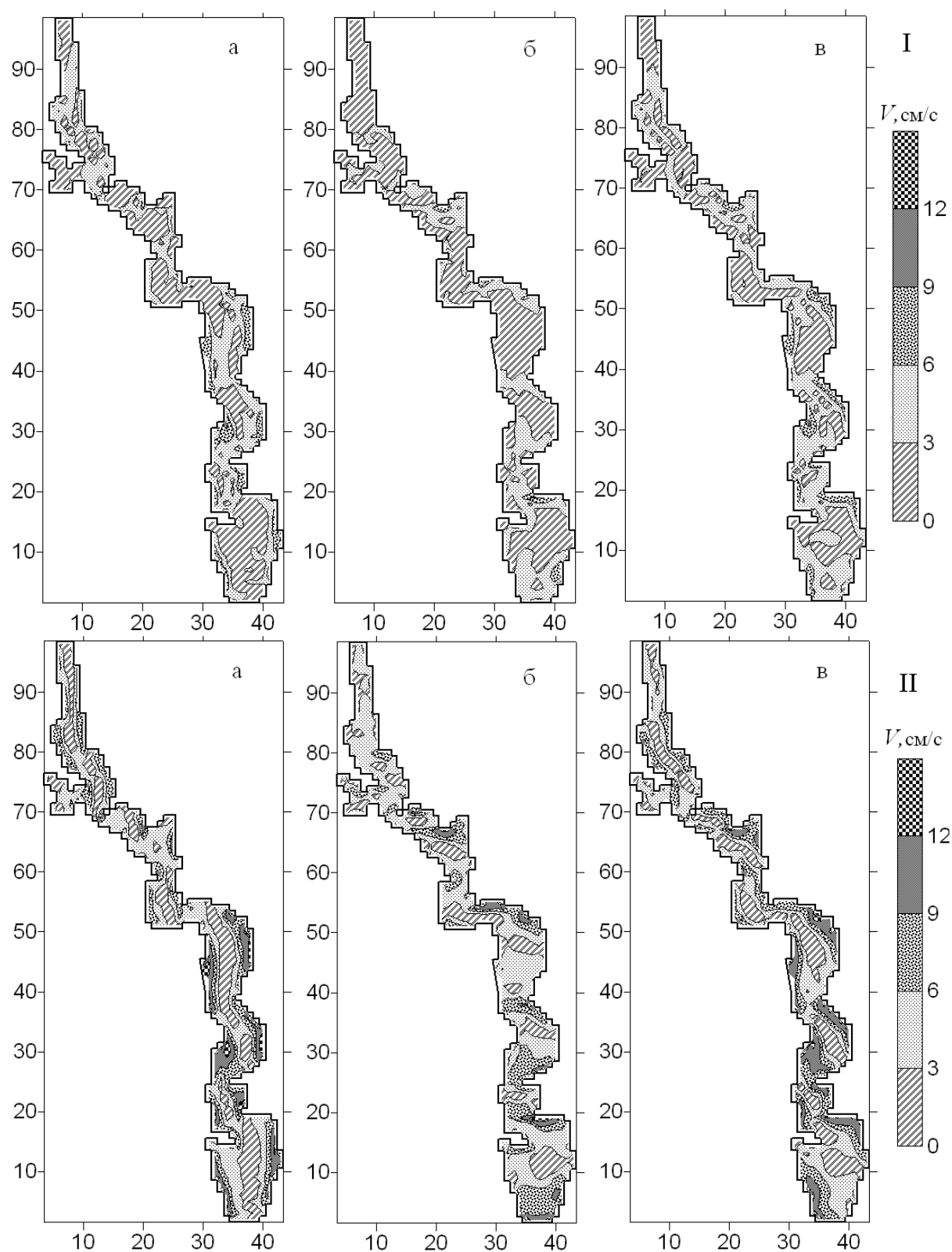


Рис. 4.9 – Поля изотак средних по глубине (баротропных) течений (I) и поверхностных ветровых течений (II) в лимане, см/с, при стационарных ветрах скоростью 5 м/с различных направлений: а – северный; б – восточный; в – юго-восточный

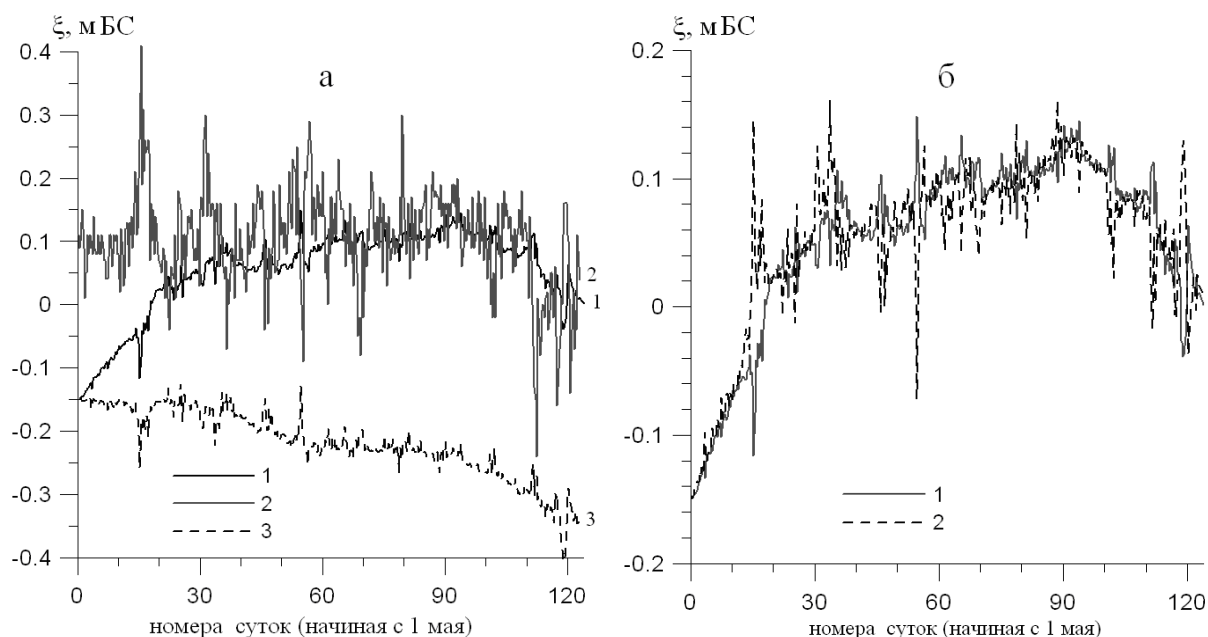


Рис. 4.10 – Временная изменчивость отметки уровня воды (м БС): а – на границах соединительного канала со стороны лимана (1) и моря (2) при открытом канале, у южной границы лимана при закрытом канале (3); б – на южной (1) и северной (2) оконечностях лимана при открытом канале

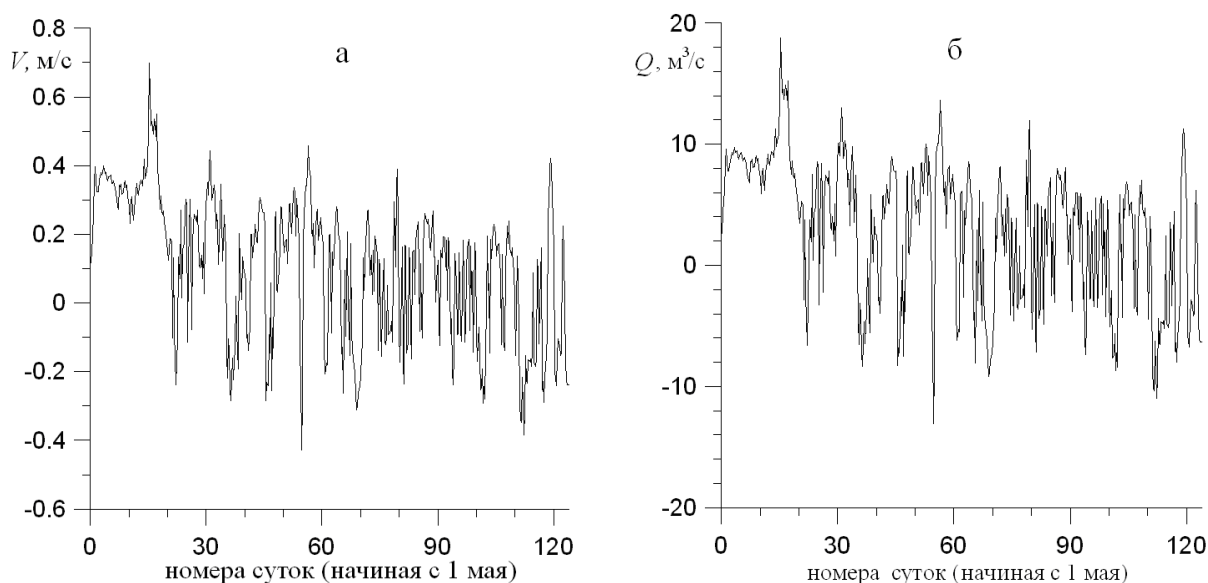


Рис. 4.11 – Временная изменчивость скорости баротропных течений, м/с, (а) и расходов воды, м³/с, (б) в соединительном канале (вблизи выхода в лиман) при современных его морфометрических характеристиках. Положительные значения соответствуют входу воды в лиман, отрицательные – вытоку

На рис. 4.12 приведена полученная в модели и по данным наблюдений изменчивость температуры и солёности 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.

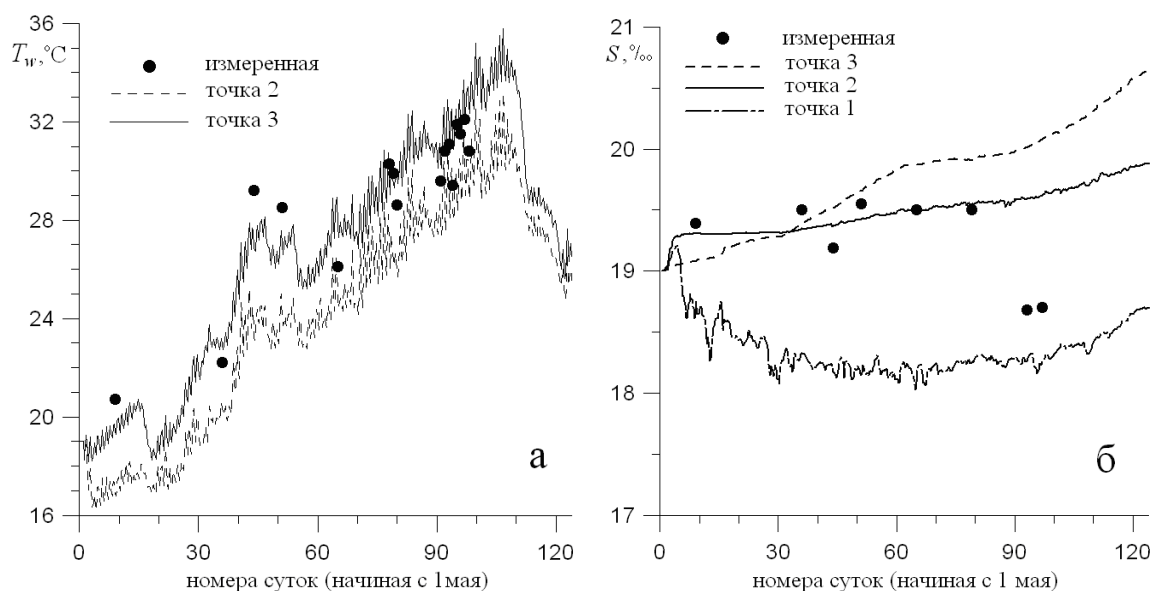


Рис. 4.12 – Временная изменчивость температуры, °С, (а) и солёности, ‰, (б) вод поверхностного слоя в реперных точках на акватории лимана (рис. 4.1), полученная при моделировании и по данным эпизодических наблюдений на участке акватории, прилегающем к с.Пшеняново (центральная часть лимана)

При наличии водообмена с морем солёность 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, солёность вод наибольшая и превышает 20 ‰. Во временной изменчивости наблюдаемых значений солёности 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

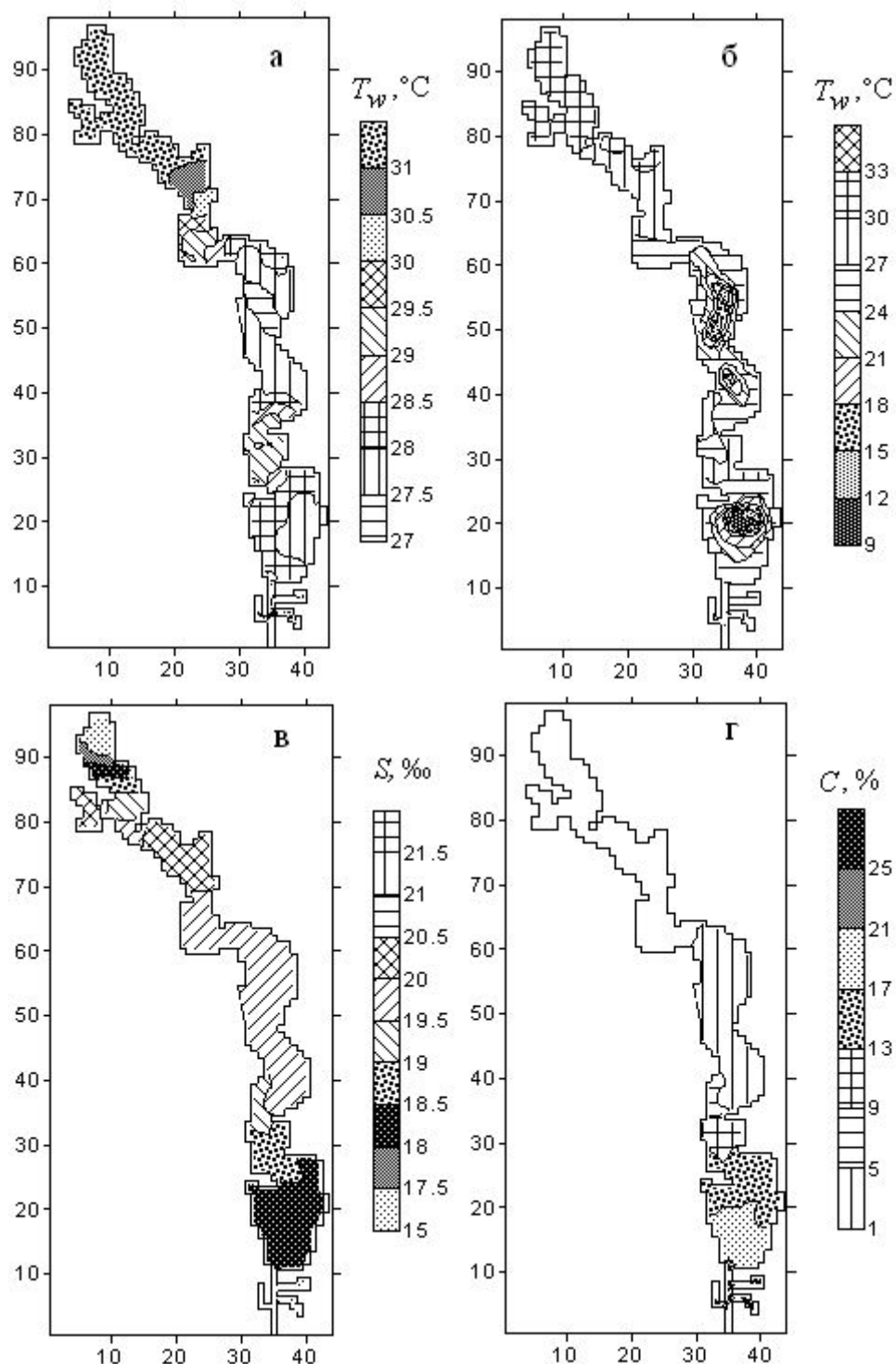


Рис. 4.13 – Пространственное распределение температуры воды, $^\circ\text{C}$, в поверхностном (а) и придонном (б) слоях лимана; солёности, ‰ , вод поверхностного слоя (в); концентрации в поверхностном слое консервативной примеси нейтральной плавучести, усл. ед., поступающей в лиман с морскими водами (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.

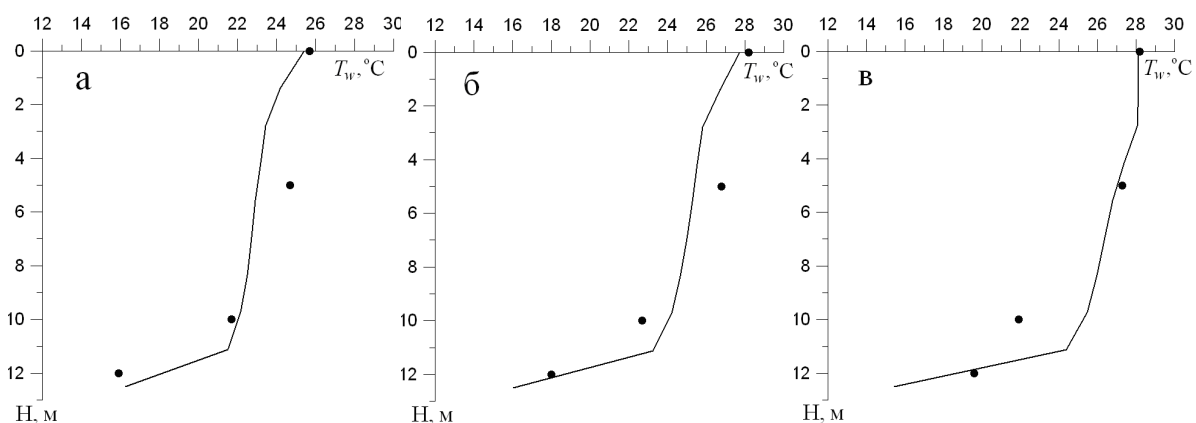


Рис. 4.14 – Вертикальное распределение температуры воды, °С, полученное в модели (кривые) и по данным натурных наблюдений (точки) в котловине центральной части Тилигульского лимана в 2010 г.: а – 04.07.2010; б – 18.07.2010; в – 01.08.2010

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.

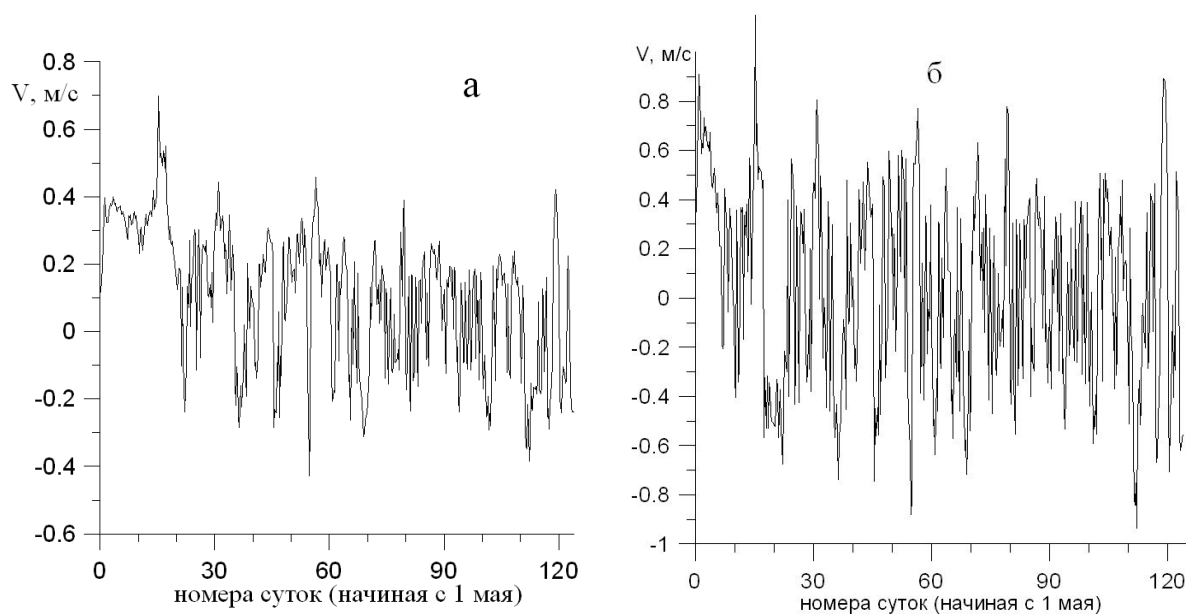


Рис. 4.15 – Скорость баротропного потока (м/с) в соединительном канале (вблизи выхода в лиман): а – при современных морфологических характеристиках $H_k = 0,5$ м, $d = 30$ м; б – при углублении канала до $H_k = 2,0$ м, $d = 30$ м. Положительные значения соответствуют втоку вод в лиман, отрицательные – вытоку

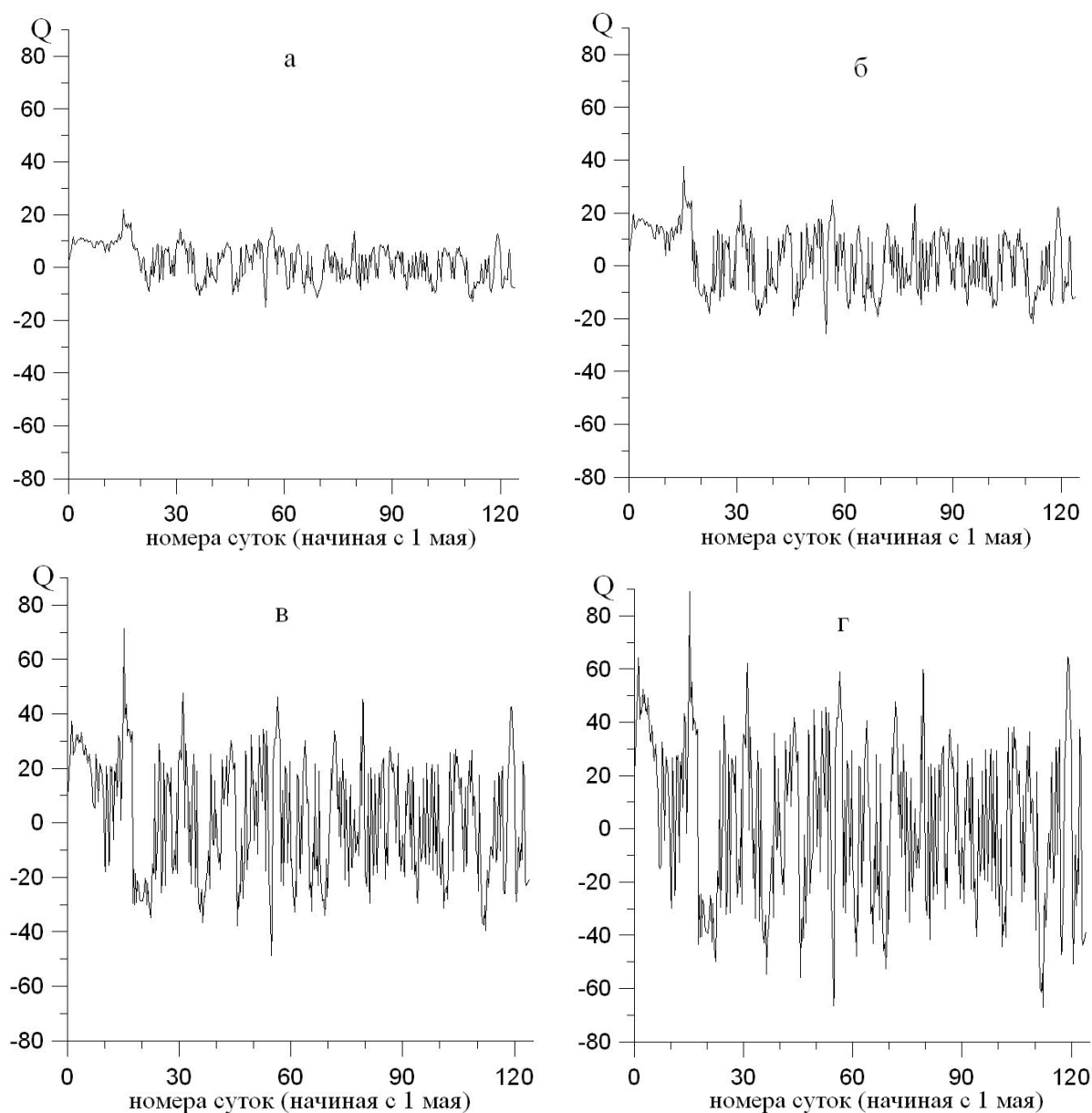


Рис. 4.16 – Изменчивость расходов воды ($\text{м}^3/\text{с}$) в соединительном канале при различных его морфометрических характеристиках: а – $H_k = 0,5 \text{ м}$, $d = 30 \text{ м}$; б – $H_k = 0,5 \text{ м}$, $d = 50 \text{ м}$; в – $H_k = 0,5 \text{ м}$, $d = 100 \text{ м}$; г – $H_k = 2,0 \text{ м}$, $d = 30 \text{ м}$

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

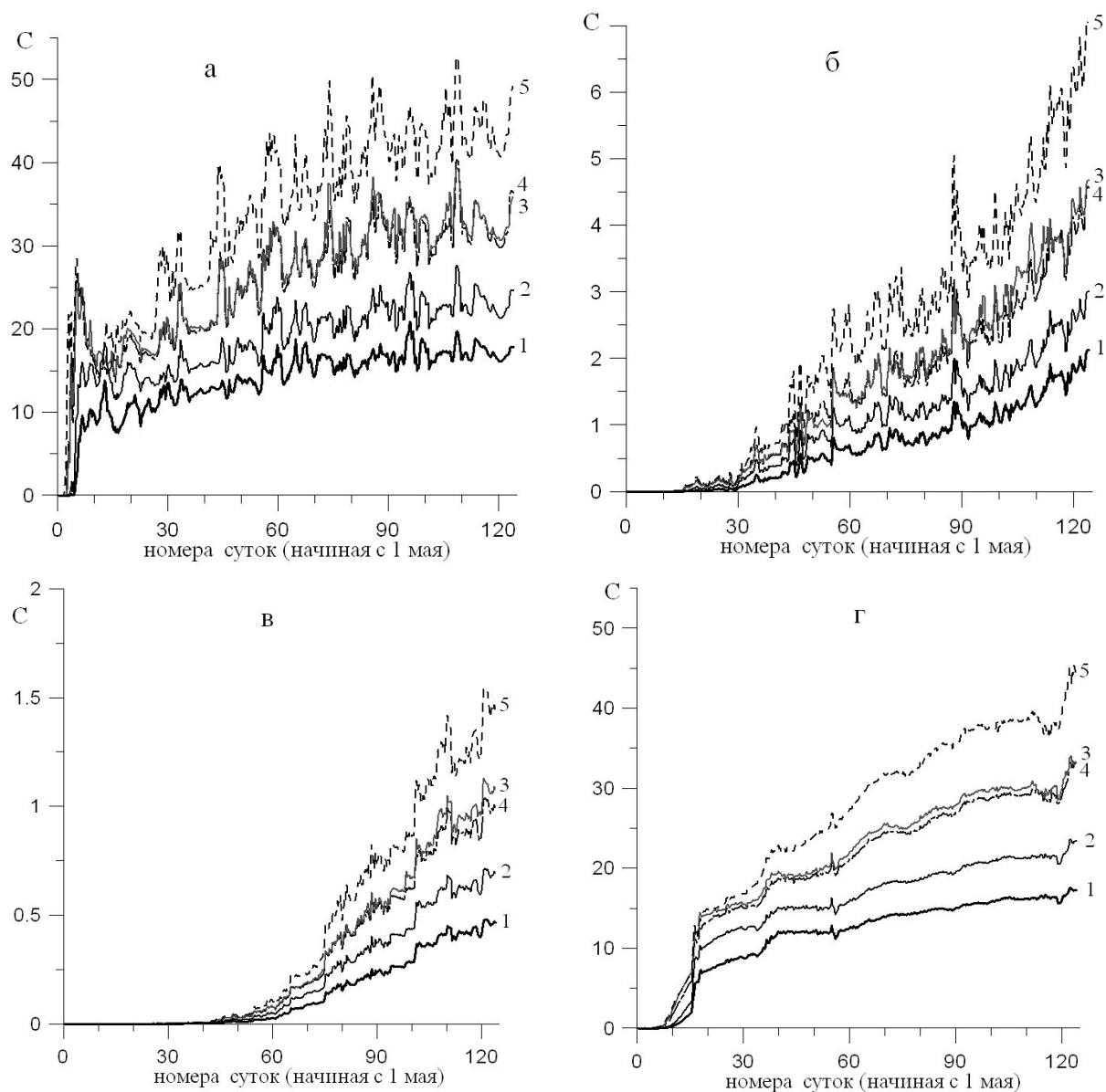


Рис. 4.17 – Изменчивость концентрации консервативной примеси нейтральной плавучести (усл. ед.), поступающей в лиман с морскими водами (100 усл. ед. на морской границе канала), в реперных точках акватории лимана (см. рис. 4.1) при различных морфометрических характеристиках канала: а – поверхностный слой, 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 – $H_k = 0,5$ м, $d = 30$ м; 2 – $H_k = 0,5$ м, $d = 50$ м; 3 – $H_k = 0,5$ м, $d = 100$ м; 4 – $H_k = 2,0$ м, $d = 30$ м; 5 – $H_k = 2,0$ м, $d = 50$ 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.

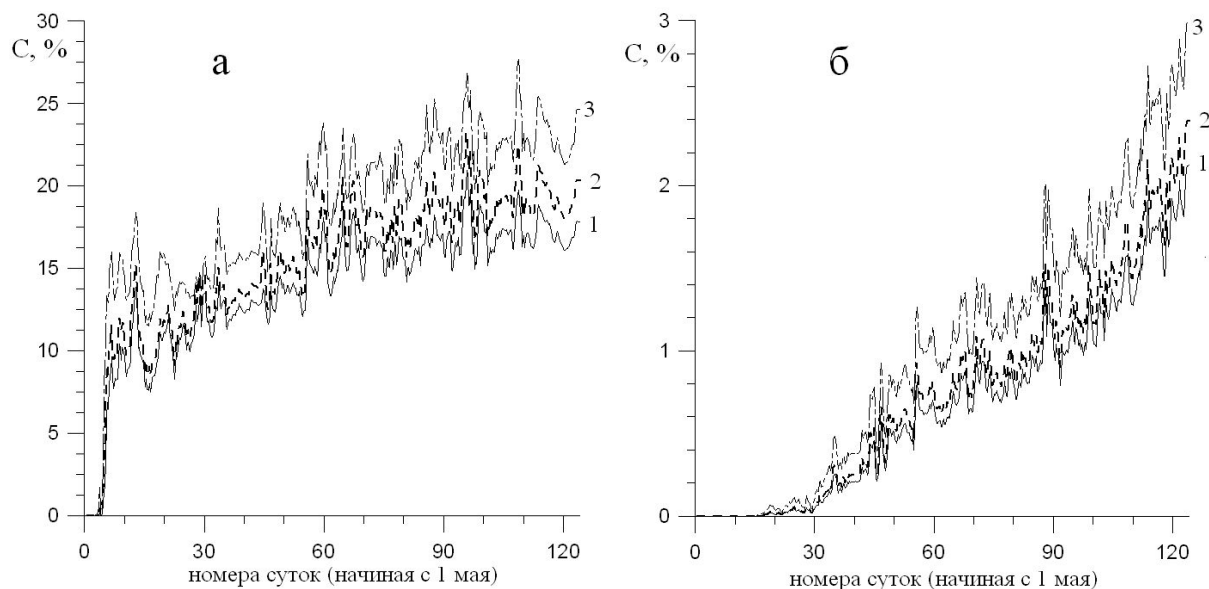


Рис. 4.18 – Изменчивость концентрации консервативной примеси нейтральной плавучести (усл. ед.), поступающей в лиман с морскими водами, в поверхностном слое южной (а – реперная точка 1) и центральной (б – реперная точка 2) частей лимана. Кривая 1 получена при учете наличия соленых озер, соединяющихся с каналом ($H_k = 0,5 \text{ м}$, $d = 30 \text{ м}$); кривая 2 – при исключении соленых озер ($H_k = 0,5 \text{ м}$, $d = 30 \text{ м}$); кривая 3 – с учетом соленых озер, при характеристиках канала $H_k = 0,5 \text{ м}$, $d = 50 \text{ м}$

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).

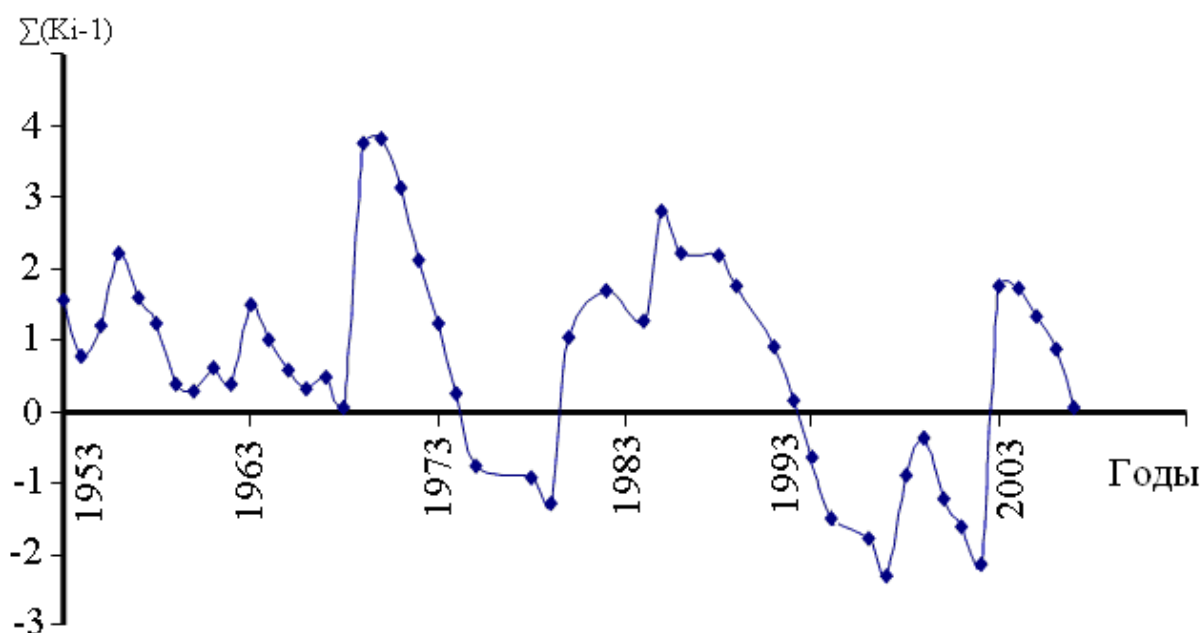


Рис. 4.19 – Разностная интегральная кривая годового стока р.Тилигул (по данным в/п. Березовка за период с 1953 по 2007 гг.)

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-теплового 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'_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'_Y | k'_{Cv} | k'_{Cs} | \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 %**.