

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации

федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования

РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

В.А. Лобанов, Ж.К. Наурозбаева

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА
ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ

Монография

Санкт-Петербург
РГГМУ
2021

УДК [551.465:551.583](262.81)

ББК 26.221.9

Л68

Рецензент: Н.И. Ивкина, канд. геогр. наук, РГП «Казгидромет» НИЦ
Управление гидрометеорологических исследований Каспийского моря

Лобанов В.А., Наурызбаева Ж.К.

Л68 Влияние изменения климата на ледовый режим Северного Каспия.
Монография. – СПб.: РГГМУ, 2021. – 140 с.

В монографии рассматриваются многолетние изменения таких характеристик ледового режима Каспийского моря как максимальная толщина льда, даты начала и окончания ледовых явлений, продолжительность ледового периода и площадь покрытия. Для обоснования причин полученных изменений проведен анализ многолетних рядов факторов, формирующих ледовый покров и влияющих на него, включая температуру воздуха, скорость и направление ветра, осадки и формы общей циркуляции атмосферы. Разработана методика краткосрочного прогноза нарастания толщины льда для северо-востока Каспия и оценена ее эффективность. Дана оценка будущих изменений максимальной толщины льда Каспийского моря до конца 21 века на основе выбора наиболее подходящей модели климата и зависимостей между температурой и толщиной льда.

Предназначена специалистам гидрометеорологам, инженерам, аспирантам, магистрам и студентам.

Lobanov, V.A., Naurozbayeva Zh. K.

The impact of climate change on the ice regime of the North Caspian. Monograph -
St. Petersburg: RSHU, 2021. – 140 pp.

The monograph examines long-term changes in such characteristics of the ice regime of the Caspian Sea as the maximum ice thickness, dates of the beginning and end of ice phenomena, the duration of the ice period and the area of coverage. To substantiate the reasons for the changes obtained, an analysis of the long-term time series of factors that form the ice cover and affect it was carried out, including air temperature, wind speed and direction, precipitation and forms of general atmospheric circulation. A method for short-term forecasting of an increase in ice thickness for the northeast of the Caspian Sea has been developed and its effectiveness has been evaluated. An assessment of future changes in the maximum ice thickness of the Caspian Sea until the end of the 21st century is given based on the choice of the most appropriate climate model and the relationship between temperature and ice thickness.

The book is intended for specialists in hydrometeorologists, engineers, graduate students, masters and students.

© Лобанов В.А., Наурызбаева Ж.К. 2021

© Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ) 2021

ISBN 978-5-86813-512-5

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение.....	5
Глава 1 Характеристика объекта исследований и исходная информация.....	9
1.1 Физико-географическое описание Каспийского моря и его ледовый режим.....	9
1.2 Обзор исследований по оценке влияния изменения климата на гидрометеорологический режим Каспийского региона.....	16
1.3 Формирование региональной базы данных.....	20
Глава 2 Оценка климатических изменений характеристик ледового режима.....	28
2.1 Методика исследования.....	28
2.2 Оценка изменений максимальной толщины льда.	34
2.3 Оценка изменений характерных дат ледового режима.....	41
Глава 3 Оценка климатических изменений факторов ледового режима.....	48
3.1 Температура воздуха холодного периода года	48
3.2 Скорость и направление ветра.....	57
3.3 Атмосферные осадки.....	65
3.3.1 Анализ синоптических процессов определяющих дефицит осадков.....	70
3.3.2 Анализ синоптических процессов определяющих избыток осадков.....	73
3.4 Показатели циркуляция атмосферы	75
Глава 4 Разработка методики краткосрочного прогноза нарастания толщины льда для Северного Каспия	83
4.1 Обзор существующих методов прогноза ледовых явлений на Каспийском море.....	83
4.2 Методика прогноза нарастания льда.....	84
4.3 Оценка эффективности методики и оправданности прогнозов.....	92
Глава 5 Оценка будущих максимальных толщин льда.....	99

5.1	Методика и модели климата.....	99
5.2	Выбор эффективной климатической модели.....	101
5.3	Оценка сценарных температур воздуха.....	106
5.4	Оценка сценарных максимальных толщин льда	116
	Заключение.....	125
	Перечень сокращений и условных обозначений...	128
	Список литературы.....	130

ВВЕДЕНИЕ

Каспийское море является южным морем с ежегодным устойчивым ледовым покровом. Каждый зимний период акватория Северного Каспия покрывается устойчивым льдом, в то время как Средний Каспий покрывается только в умеренные и суровые зимы. Продолжительность холодного периода в северо-восточной части Северного Каспия наблюдается до 5 месяцев, а в северо-западной части – на месяц меньше [24, 9, 39]. Вопросами формирования ледового покрова Каспийского моря, его динамикой, естественными факторами воздействия обеспокоены многие исследователи ближнего и дальнего зарубежья. В связи с глобальными и региональными климатическими изменениями в последние десятилетия вопрос о современном и будущем состоянии ледового покрова на Каспийском море приобрел статус особого внимания.

В холодное полугодие район Северного Каспия находится под преобладающим влиянием отрогов Сибирского антициклона и ветров восточных румбов, которые способствуют формированию льда толщиной более 50–70 см. Мощность и подвижность ледового покрова сказывается на многих отраслях, в том числе на судоходство, промысловую и промышленную деятельность, разрушает береговые гидротехнические сооружения. В тоже время, любые работы на море, обустройство прибрежной инфраструктуры требуют огромных капитальных вложений. В связи с этим возникает необходимость проведения исследований ледового режима и его особенностей.

Ледовый покров моря воздействует не только на морские отрасли, но и на экологическую ситуацию в регионе. Биологические циклы экосистем чувствительны к колебаниям характерных дат ледового периода. Раннее или позднее появление первых ледовых явлений, период очищения моря ото льда могут существенно влиять на живых обитателей водоема. Уменьшение толщины и площади льда, продолжительности ледового периода, рост торосов и припая оказывает существенное влияние на основные жизненные циклы каспийского тюленя, который является эндемиком Каспийского моря. Выведение

потомства, линька животных всецело зависит от толщины и площади льда [10, 57-59]. В условиях сокращения ледового периода, уменьшении площади льда животные вынуждены ютиться на недостаточно больших ледовых полях в большом количестве особей, что приводит к развитию эпидемиологической ситуации, болезням и вымиранию особей, в особенности бельков. Как известно, лед способен накоплению загрязняющих веществ, и это приводит к процессам миграции. Поэтому исследование факторов, влияющих на характеристики ледового режима, его изменчивость является актуальной задачей.

Прогнозирование толщины льда и его изменения, положение кромки льда важны для деятельности человека и зимние виды деятельности зависят от свойств льда: работа судов, ледоколов, промышленной деятельности, экологического мониторинга, биологический мониторинг, гидрометеорологические исследования и мониторинг моря, экспедиции и другие.

Изучением Каспийского моря занимались еще с давних времен, о чем свидетельствуют ранние записи в трудах Геродота. В данный момент море разделяют пять государств, которые ведут мониторинг его состояния, но помимо их исследования проводятся и учеными дальнего зарубежья.

Изменение климата в настоящее время занимает одну из важных позиций в изучении и решении глобальных проблем человечества. Данные наблюдений метеорологических и гидрологических станций и постов являются одними из главных источников информации при оценке изменения климатических параметров и климата в целом.

Для предоставления научной информации о глобальном климате, погодных и климатических явлениях, происходящих во всем мире, Всемирная метеорологическая организация (ВМО) каждый год издает Заявления о состоянии глобального климата, которые дополняются оценочными докладами, выпускаемые в свою очередь Межправительственной группой экспертов по изменению климата (МГЭИК) дискретностью 6–7 лет [85, 101]. Климатические изменения в России и в Казахстане также фиксируются в ежегодных бюллетенях мониторинга состояния и изменения климата [20, 35].

Для выявления тенденций изменения температурного фона, будущего климата, широко используется новое поколение глобальных моделей общей циркуляции атмосферы и океана, которые позволяют рассчитать гидрометеорологические параметры системы океан-атмосфера. Международный проект CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project phase5) дает количественную основу оценки климатических изменений и прогрессу в этом способствовало повышение пространственно-временного разрешения моделей, увеличение числа используемых глобальных климатических моделей и сценариев расчета климата будущего [111, 118, 122].

Целью работы является оценка изменения ледового режима Северного Каспия в настоящем и будущем на основе комплексного анализа гидрометеорологических характеристик и применения результатов физико-математического моделирования климата.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1. Необходимо было сформировать базу данных, как по характеристикам ледового режима Каспийского моря, так и по климатическим факторам за многолетний период и осуществить анализ ее качества и однородности.

2. Осуществить оценку изменений различных характеристик ледового режима на основе применения статистических моделей временных рядов.

3. Дать оценку влияния современного изменения климата на факторы ледового режима Каспия и установить взаимосвязи с показателями атмосферной циркуляции.

4. Разработать методику краткосрочного прогноза нарастания толщины льда и оценить ее эффективность.

5. Получить зависимости, связывающие максимальные толщины льда с климатическими факторами и выбрать наиболее эффективную физико-математическую модель климата для Северного Каспия.

6. Скорректировать сценарные оценки климатических характеристик для выбранной эффективной модели климата и получить пространственно-временные закономерности будущих

характеристик ледового режима до конца 21 века.

В ходе исследовательской работы были использованы следующие методы:

- для оценки однородности экстремумов эмпирических распределений и стационарности средних значений, дисперсий для многолетних рядов гидрометеорологических данных применялись статистические критерии Диксона, Смирнова-Граббса, Стьюдента и Фишера;

- методика восстановления пропусков по пунктам-аналогам и увеличение продолжительности временных рядов наблюдений, основанная на уравнении множественной линейной регрессии между рассматриваемым непродолжительным рядом наблюдений и более продолжительными в пунктах-аналогах;

- метод оценки эффективности нестационарных моделей по отношению к стационарной, основанный на сравнении остаточных дисперсий моделей;

- интерполяционная пространственная модель для построения полей норм климатических характеристик и показателей эффективности нестационарных моделей.

- инструменты климатического моделирования, включая «Исторический эксперимент» и оценку будущего климата на основе набора климатических моделей и сценариев из проекта CMIP5.

ГЛАВА 1. ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ И ИСХОДНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

1.1 Физико-географическое описание Каспийского моря и его ледовый режим

Каспийское море, располагающееся на границе Европы и Азии, является самым большим озером на нашей планете (рис. 1.1) и благодаря своим внушительным размерам называется морем. До сегодняшнего дня все еще актуальны дискуссии по поводу море это или все же озеро.

Каспийское море по своей природе является бессточным водоемом с солёной водой. Соленость моря колеблется в пределах от 0,05 ‰ близ устья Волги до 11–13 ‰ на юго-востоке. Примечательно и то, что уровень моря подвержен значительным временным колебаниям.

По последним данным, которые предоставляет Государственный океанографический институт имени Н. Н. Зубова (ГОИН) в генеральном каталоге за 2019 год, уровень воды достиг отметки –28 м ниже уровня Мирового океана [22]. Площадь Каспийского моря, согласно этому уровню воды, составляет примерно 378,3 км². При уровне воды –26,75 м площадь составляет примерно 392,6 км², объем вод – 78648 км³, что сопоставимо с 44%-ми мировых запасов озёрных вод. Максимальная глубина Каспийского моря в Южно-Каспийской впадине составляет 1025 м. По максимальной глубине Каспийское море уступает лишь озеру Байкал (1620 м) и озеру Танганьика (1435 м). Средняя глубина Каспийского моря, рассчитанная по батиметрической кривой, составляет 208 метров. В то же время северная часть Каспия – мелководная, её максимальная глубина не превышает 25 метров, а средняя глубина – 4 метров. Рельеф дна осложнен наличием банок, островов, бороздин. Северо-восточная часть Северного Каспия еще более мелководна с низменным побережьем и малыми уклонами дна. Здесь средняя глубина составляет 2 м, а

максимальная, в районе Уральской Бороздины, 8 – 10 м.

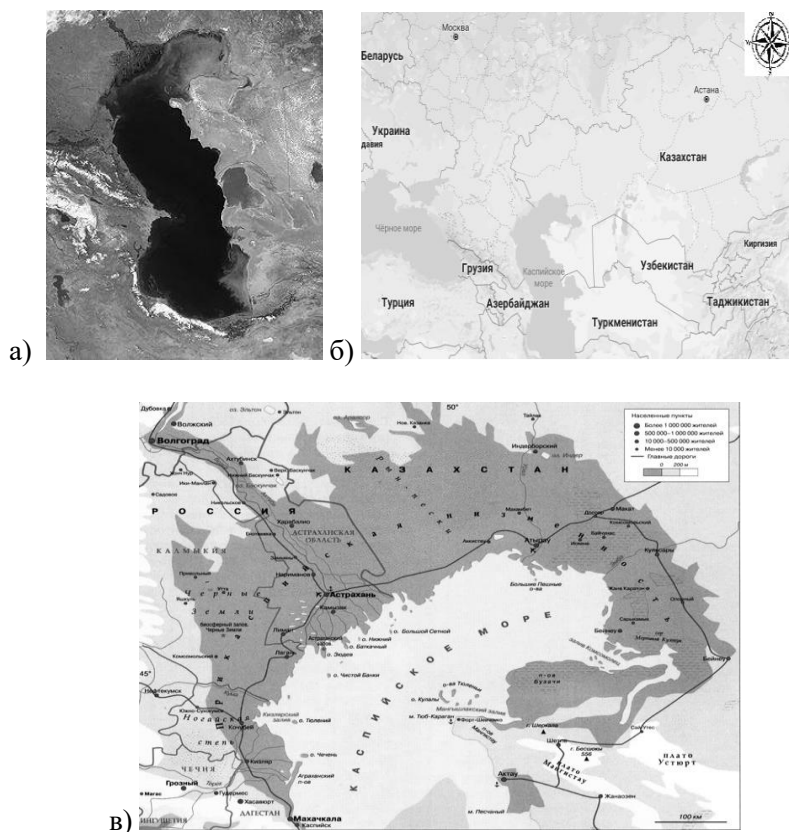


Рис. 1.1. а) Космический снимок Каспийского моря проекта «MODIS Rapid Response Project at NAGA/GSFC»; б) Политическая карта Прикаспийского региона; в) Физическая карта региона

Протяженность Каспийского моря с севера на юг достигает 1200 км ($36^{\circ}34' - 47^{\circ}13'$ с.ш.), с запада на восток – в пределах 195 – 435 км, в среднем 310 км ($46^{\circ} - 56^{\circ}$ в.д.).

Площадь водосборного бассейна Каспийского моря довольно обширная, она достигает 3,5 млн км². Около 63 % водосборного бассейна приходится на сточные области, а 27% – на бессточные.

В Каспийское море впадает порядка 130 рек, которые практически все расположены на севере и западе. Следует отметить, что восточный берег вообще не имеет реки, которая бы достигала моря. Самая крупная река Волга обеспечивает 78% поступающих в море речных вод, а также впадают реки Кура, Жайык (Урал), Терек, Сулак, Самур и ряд мелких притоков, большинство которых доносят свои воды только в отдельные многоводные годы.

Береговая линия подвергается некоторым изменениям в течения года, общая же протяженность ее равна около 7000 км, меридиональная протяженность составляет 1200 км.

В физико-географическом отношении и по структуре подводного рельефа море условно делится на три основные части: северную, среднюю и южную. Условная граница между Северным и Средним Каспием проходит по линии от острова Чечень до Тюб-Караганского мыса, а граница между Средним и Южным Каспием – по линии остров Жилой – мыс Ган-Гулу.

Берега Каспийского моря отличаются разнообразием. В северной части они довольно сильно изрезаны. В данном регионе располагаются несколько заливов и множество мелководных бухт. В акватории моря также имеются острова, наиболее крупными являются – Кулалы и Тюлений. В дельтах рек Волга и Урал береговая линия усложнена множеством островков и протоков, часто меняющих свое положение. Здесь прирост прибрежной суши происходит за счет мощного потока терригенного материала, участвующего в дельтообразовании. Средняя часть моря имеет относительно ровную береговую черту. В Южной части располагаются острова Бакинского архипелага [8-9, 19, 24, 29, 46-47, 73, 90, 95].

Особенность моря заключается и в очень сильной периодической изменчивости уровня воды. Данный феномен на протяжении вот уже многих десятилетий привлекает многих ученых. Даже при сравнении измеренных значений уровня моря от начала инструментальных наблюдений (с 1830 г.) до измерений в наши дни амплитуда колебаний достигает почти 4 м. От –25,30 м в восьмидесятых годах XIX в. до –29,02 м в 1977 году.

К тому же оказывают влияния и стгонно-нагонные явления на Каспийском море. При сезонных колебаниях уровня эти изменения могут быть в среднем 40 см, а в Северном Каспии и больше. Значительные стгоны и нагоны могут привести к колоссальному ущербу всех отраслей деятельности человека и причинить вред окружающей среде.

Каспийское море омывает берега пяти прибрежных государств: Республики Казахстан – на севере, северо-востоке и востоке, длина береговой линии 2320 километров; Российской Федерации (Дагестан, Калмыкия и Астраханская область) – на западе и северо-западе, длина береговой линии 695 километров; Туркменистана – на юго-востоке, длина береговой линии 1200 километров; Ирана – на юге, длина береговой линии – 724 километра и Азербайджана – на юго-западе, длина береговой линии 955 километров.

Под ледовым режимом подразумевается совокупность закономерно повторяющихся процессов возникновения, развития и разрушения ледяных образований на водных объектах [11-12, 74]. Началом ледового периода считается устойчивый переход температур воздуха в отрицательную область, а окончание – полное очищение моря ото льда. Как правило, выделяют три основные фазы ледового режима: замерзание, ледостав и очищение.

Ледовый период в северной части моря длится обычно с ноября по март. В отдельные годы, в зависимости от суровости зимы, начало и окончание ледового периода сдвигаются на месяц раньше или позже средних многолетних дат. Если более детально рассматривать Северную часть акватории моря, то его северо-восточный сектор ежегодно покрывается более мощным слоем льда, чем западный. Сроки установления ледового покрова и сроки очищения в обеих частях различные. Северо-восточная часть имеет более длительный период ледового покрытия, а фазы и виды льда могут несколько отличаться, в зависимости от суровости зимы.

В нормальные по температурным условиям холодные периоды ледообразование начинается с мелководных восточных районов Северного Каспия в первой половине ноября. Со

временем лед распространяется на запад, охватывая одновременно мелководные западные участки и предустьевое взморье Волги. За 1,5 – 2 месяца лед охватывает уже и открытые участки моря. Однако распространение его по площади происходит гораздо медленнее, чем на мелководье, что объясняется свободным теплообменом с прогретыми водными массами глубоководных районов Среднего Каспия.

В холодные и суровые зимние периоды неподвижный лед устанавливается на всей акватории Северного Каспия вплоть до изобаты 20 м. Что касается теплых зим, то большая часть Северного Каспия не замерзает, наблюдается припай, дрейф льда, нилас. Средний Каспий не замерзает, могут наблюдаться приносные льдины с севера [9, 5, 15, 24].

Важно отметить и мощность образующегося припая, промерзание моря до дна в мелководной части, образование стамух и торосов, которые опасны для судоходства, прибрежных сооружений, для промышленности, в частности для нефтедобывающего промысла. В течение зимы могут быть взломы припая от 4 до 10 раз за сезон, например, центральные районы Северного Каспия – Гурьевская бороздина. Не менее подвержена динамическим деформациям прикромочная зона припая в районах Кулалинской и Жемчужных банок. Многократный взлом припая, его подвижки, торошение и последующее смерзание приводят здесь к образованию мощных торосистых образований [18, 50].

Дрейф льда Каспийского моря отличается сложностью, обусловленной малыми глубинами, особенностями рельефа дна, ветровым режимом, влиянием течений и колебаний уровня моря. Дрейф движется, как правило, по направлению ветра, но не исключены и случаи обратного движения, которые были отмечены в трудах Бухарицина П.И. [9, 13-14]. Скорость движения дрейфующих льдов может достигать 7 км в сутки, причем наибольшие скорости наблюдаются при северо-западных ветрах.

Очищение моря начинается с районов Среднего Каспия, постепенно двигаясь по направлению к северо-восточным регионам Северного Каспия. Сроки его начала и интенсивность

разрушения льда зависят от типа зимы. Как правило, ко второй декаде марта море очищается ото льда. В мягкие зимы очищение наступает раньше – к началу марта [8-9].

Максимальная толщина льда наблюдается в феврале. На рисунке 1.2 представлены средние значения максимальной толщины льда на морских станциях и постах за период 1944 – 2019 гг.

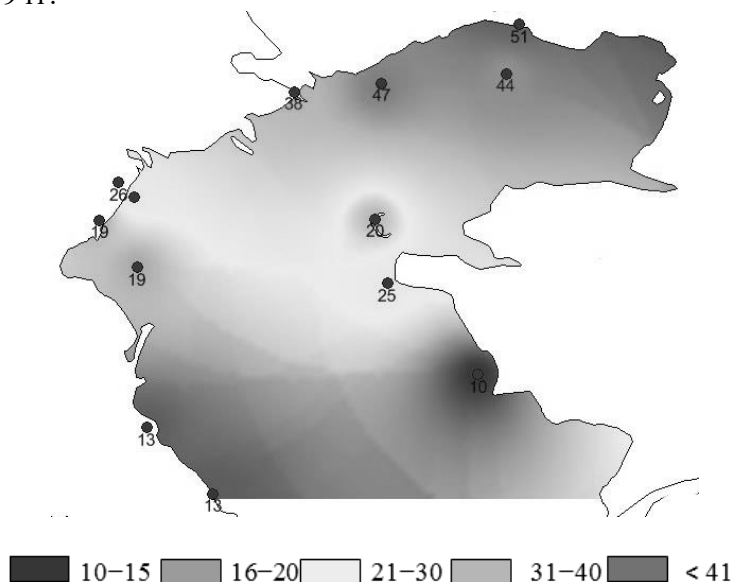


Рис. 1.2. Среднемноголетние значения максимальной толщины льда на Каспийском море, см.

Наибольшая толщина льда отмечается в северо-восточной акватории моря (более 40 см), на юге же она не превышает 15 см. Стоит отметить тот факт, что на станциях Актау, Дербент и Махачкала средняя многолетняя толщина имеет такое значение за счет очень суровых зим 1940–50-х годов. При рассмотрении максимальных толщин за последние десятилетия, получим, что они уже существенно меньше: Актау – 5–6 см, в Дербенте и Махачкале устойчивый ледовый покров отсутствует.

Толщины льда в прошлом веке были значительными, на севере часто более 50 см, в отдельные годы и более 1 метра. За

период наблюдений, естественно, были и очень суровые зимы и очень мягкие.

Особый интерес представляет сравнительный анализ зим одной категории прошлого века и начала нынешнего. Подобный анализ позволяет наглядно увидеть, как изменился климатический фон прикаспийского региона. На рисунке 1.3 представлены максимальные толщины льда очень суровых зим 1953 года и 2011 года (а, б) и мягких зим 1965 и 2003 гг. (в, г).

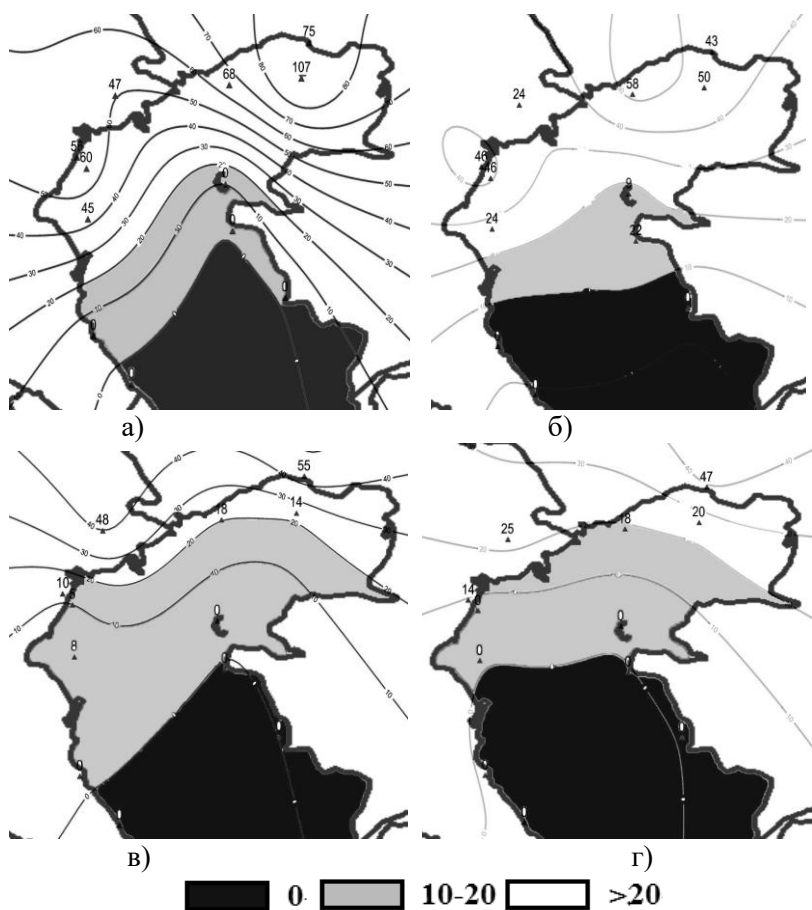


Рис. 1.3. Максимальная толщина льда (см) в очень суровые зимы 1953 (а), 2011 гг. (б) и в мягкие зимы 1965 (в) и 2003 гг. (г)

Так, максимальная толщина в 1953 году на станции Пешной была 107 см, а в 2011 году в два раза меньше и площадь с толстым льдом была больше в 1953 году. Акватория моря, где лед был толщиной свыше 20 см (на рисунке – белая зона) значительно больше в 1953 году, чем в 2011. Мягкие зимы 21 века отличаются от зим прошлого века толщиной льда. На рисунках зона льда толщиной свыше 20 см наблюдается только на крайнем северо-востоке. Зона распространения льда толщиной 10–20 см в 2003 году меньше, чем в 1965 году. Зона чистой воды по площади примерно одинакова. Согласно сравнительному анализу экстремальных зим 20 века и начала 21 века можно сказать о смягчении суровых зим.

1.2 Обзор исследований по оценке влияния изменения климата на гидрометеорологический режим Каспийского региона

Каспийское море привлекало особое внимание еще в древние времена. Первые сведения о море найдены в древних греческих и римских трудах ученых. Геродот в своих трудах описывает море как изолированный водоем, Птолемей приблизительно определил размер моря. Сведения, полученные от купцов, мореплавателей и путешественников порой были неточными и противоречивыми. Арабские ученые в 900–1200 гг., следуя сведениям Птолемея, представляли Каспийское море как замкнутый водоем. Истахари отмечал в своих трудах, что Каспийское (Хазарское) море можно объехать кругом, возвратившись в то место, откуда отправился. В 1280 г. Марко Поло – знаменитый венецианский путешественник, также подтвердил этот факт.

В период Царской России море изучалось более детально, так как имело важное значение в торговле со странами Азии, судоходстве и рыболовстве. Были созданы карты моря по инструментальным наблюдениям, сделаны уточнения о вытянутости моря с севера на юг, опровергая ранее сделанные выводы о вытянутости с запада на восток. В России в 1731 г. впервые был издан атлас Каспия, составленный Ф.И.

Соймоновым Этот атлас состоял из восьми карт и служил несколько десятков лет. Эти карты не были еще достаточно точными и по мере усовершенствования техники астрономических наблюдений они улучшались. В 1764 г. описанием восточного побережья занимались капитан Токмачев, инженер-майор Ладыженский, штурманы – Панин и Матвеев. Им удалось открыть еще не обозначенный на карте глубокий залив Кендырли, где была найдена пресная вода [107].

Первые метеорологические станции в прикаспийском регионе начали действовать в начале 19 века, когда проводились наблюдения на береговых и плавучих маяках. К середине 19 столетия была организована экспедиция под руководством Н. А. Иващинева, которая положила начало формированию навигационных карт Каспийского моря, а также была составлена первая батиметрическая карта.

Большой вклад внесли экспедиции под руководством Николая Михайловича Книповича, которые изначально были организованы в 1904 году по инициативе и на средства Общества рыболовства и рыбоводства и Департамента земледелия при содействии Русского географического общества. По итогам экспедиций был собран огромный материал по гидрологии, биологии и промыслам всего моря и впервые были получены сведения о сезонных изменениях гидрологических и биологических явлений. Результаты исследований 1904–1915 гг. обобщены в «Трудах Каспийской экспедиции».

До образования СССР сеть морских станций была ограниченной, а в годы гражданской войны (1918–1920 гг.) закрылись все гидрометеорологические станции, за исключением Махачкалы. Восстановление и развитие сети гидрометеорологических станций началось с организации в 1922 году гидрометеорологической службы в Азербайджане. С 1929 по 1936 г. на всем побережье моря была создана сеть гидрометеорологических станций и постов. Во время Второй Мировой войны наблюдения проводились с перерывами и параметры наблюдения были ограничены.

В послевоенные годы сеть наблюдений начала восстанавливаться. К началу 1960–х годов для упорядочения

материалов уровненных наблюдений был введен единый «нуль» поста –28,00 м и все имеющиеся наблюдения систематизированы и сведены в «Каталог уровненных наблюдений» [24, 47].

В современное время Каспийское море разделяют пять государств, каждое которое проводит собственные исследования и вносит определенный вклад в развитие гидрометеорологической изученности данного водоема как уникального мирового природного объекта. Гидрометеорологические службы пяти стран (Казгидромет, Росгидромет, Азгидромет, Иримо и Туркменгидромет), согласно руководствам Всемирной метеорологической организации (ВМО), осуществляют мониторинг гидрометеорологических параметров, делают прогнозы, совместно решают современные проблемы прикаспийского региона. Помимо этого, имеются и совместные организации. Так, в 1994 году национальными гидрометеорологическими службами (НГМС) прикаспийских государств, при поддержке ВМО, был создан Координационный комитет по гидрометеорологии Каспийского моря (КАСПКОМ). Данная организация была создана с целью координации, стандартизации, сотрудничества и улучшений в области гидрометеорологии и мониторинга загрязнения Каспийского моря [54].

В Тегеране 4 ноября 2003 году была принята и подписана Рамочная конвенция по защите морской среды Каспийского моря. В ней отмечено ухудшение состояния морской среды Каспийского моря в результате антропогенной деятельности. Угроза имеется не только для биоразнообразия Каспийского моря, но и для уникальных гидрографических и экологических характеристик. В целях защиты и сохранения морской среды для нынешнего и будущих поколений, были приняты решения о мониторинге за загрязнением моря и прилегающей территории, контроле и восстановлении морской среды, сотрудничестве между договорившимися странами, проведении сессии конференций в порядке очереди [99].

Данная рамочная конвенция известна и как Тегеранская конвенция. Как подчеркнул экс-Генеральный Секретарь Организации Объединенных Наций (ООН) господин Кофи

Аннан, подписание Тегеранской Конвенции является «важным шагом для региона», а ратификация «этого исторического соглашения будет способствовать улучшению состояния здоровья и жизненных условий сотен миллионов людей». Сложный и политически деликатный процесс межправительственных переговоров, продолжавшийся целых восемь лет, завершился подписанием Конвенции. Под эгидой ЮНЕП в рамках КЭП и в результате быстрого процесса ратификации правительствами всех пяти прикаспийских государств, Тегеранская Конвенция вступила в силу 12-го августа 2006 года.

Помимо этого, были приняты и подписаны ряд протоколов: о региональной готовности, реагировании и сотрудничестве в случае инцидентов, вызывающих загрязнение нефтью («Актауский протокол») – Актау, Казахстан, 12 Августа 2011 г.; протокол по защите Каспийского моря от загрязнения из наземных источников и в результате осуществляемой на суше деятельности («Московский Протокол») – Москва, Российская Федерация, 12 декабря 2012 г.; протокол о сохранении биологического разнообразия («Ашхабадский Протокол») - Ашхабад, Туркменистан, 30 мая 2014 г. [100].

В России изучением и сбором данных занимаются также государственный гидрологический институт (ГГИ), государственный океанографический институт (ГОИН), Каспийский морской научно-исследовательский центр (КаспМНИЦ), научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета» и другие организации.

Изучением современных проблем моря занимаются множество ученых, как и представителей Прикаспийских стран, так и представителей других стран. На рубеже 20-21 столетия следует отметить труды П.И. Бухарицина, Г.Н. Панина, М.В. Болгова, Ф. И. Валлера, Л.Е. Веселовой, Г.Ф. Красножона, К.К. Гюля, С.Д. Кошинского и других [8-9, 16, 47, 55-56, 90].

Научные труды П.И. Бухарицина охватывают большой спектр вопросов Каспийского моря, исследования и прогнозы ледового режима занимают особое место. Им была усовершенствована классификация по типу зим для Северного

Каспия по отрицательной сумме градуса-дней, разработаны методики прогноза ледовых явлений, проведено множество экспедиций. Позднее в трудах И.О. Думанской данная классификация была уточнена и адаптирована для Астрахани. [34]. Труды М.В. Болгова, Г.Ф. Красножона, А.А. Любушина [8] охватывают основные актуальные аспекты: частые значимые колебания уровня моря, ледовый режим и гидрологический режим. Немало работ посвящено тематике колебаний уровня, которые особенно остро сказываются в северо-восточных регионах моря, где море может отступать на десятки километров и затопливать значимые прибрежные районы.

Учитывая рельеф дна и особенности северного и северо-восточного регионов, ведется интенсивный мониторинг уровня моря в течение года и ледовых явлений в зимний период. Особо опасны сгонно-нагонные явления, которые могут нанести существенный урон прибрежным сооружениям, жизнедеятельности людей, судоходству и пр. В Казахстане данный мониторинг, исследования и прогнозы уровня, волнения осуществляет РГП «Казгидромет». Специалистами Казгидромета также внесен значимый вклад в изученность Прикаспийского региона [40-45, 87].

1.3 Формирование региональной базы данных

В качестве исходной информации для формирования региональной базы данных климатических характеристик Прикаспийского региона были выбраны многолетние ряды среднемесячных и срочных температур воздуха и поверхности воды, максимальные месячные и ежедневные сведения о толщине льда, характерные даты ледового режима, среднесуточные, среднемесячные и максимальные скорости ветра и их направления, месячные осадки, площадь льда и число дней с различными формами общей циркуляции атмосферы (ОЦА) по метеорологическим и гидрологическим станциям и постам за имеющийся период до 2019 года.

Архивы многолетних данных были собраны из следующих источников:

- РГП «Казгидромет» Управление гидрометеорологических исследований Каспийского моря;
- «Росгидромет» Северо-Кавказский УГМС, отдел морских прогнозов;
- Государственный гидрологический институт Российской Федерации;
- Российская Национальная библиотека;
- электронная база данных Королевского метеорологического института Нидерландов (<http://www.knmi.nl>);
- Научно-исследовательский институт Арктики и Антарктики;
- Единая государственная система информации об обстановке в мировом океане. Оперативный модуль ЕСИМО (<http://hmc.meteorf.ru/sea/>).

Стоит отметить, что архив данных Казгидромета был существенно увеличен автором (Наурозбаевой Ж.К.).

Для формирования региональной базы данных был выбран период с октября по март по 29 станциям, 8 из которых ведут наблюдения за ледовым режимом в акватории моря и 1 – в устье р. Волги.

Схема пунктов наблюдений за ледовым режимом на Северном Каспии и за климатическими характеристиками на ближайших метеостанциях приведена на рисунке 1.4, а информация по продолжительности наблюдений – в таблице 1.1.



Рис. 1.4. Расположение гидрометеорологических станций и постов

Таблица 1.1

Характеристики рядов наблюдений за температурой воздуха и толщиной льда

№	Наименование станции	Температура воздуха		Толщина льда		Координаты	
		Период наблюдений	Кол. лет	Период наблюдений	Кол. лет	Широта с.ш.	Долгота в.д.
1	Пешной	1940-2019	78	1929-2019	71	46.55	51.41
2	Астрахань	1936-2019	84	1946-2015	57	46.30	48.00
3	Атырау	1895-2019	122	1944-2015	69	47.07	51.55
4	о. Тюлений	1959-2019	61	1941-2019	53	44.50	47.50
5	Лагань	1959-2019	61	1952-2019	23	45.40	47.30
6	о. Искусственный	—	—	1941-2019	55	45.01	50.02
7	Кулалы, остров	1936-2019	82	1941-2019	58	45.01	50.02
8	Форт-Шевченко	1882-2019	136	1955-2019	43	44.33	50.15
9	Новый Уштоган	1951-2019	69	—	—	47.54	48.48
10	Ганюшкино	1933-2019	86	—	—	46.36	49.16
11	Карабау	1947-2019	73	—	—	48.27	52.55
12	Махамбет	1970-2019	50	—	—	47.40	51.35
13	Кульсары АМСГ	1968-2019	52	—	—	46.55	54.04
14	Сам	1947-2019	73	—	—	45.24	56.07
15	Бейнеу	1949-2019	71	—	—	45.05	55.00
16	Кызан	1955-2019	65	—	—	44.54	52.40
17	Тушибек	1955-2019	65	—	—	44.07	51.56
18	Аккудук	1949-2019	71	—	—	42.58	54.07
19	Актау	1960-2019	60	—	—	43.36	51.11
20	Элиста	1936-2019	84	—	—	46.40	44.30
21	Яшкуль	1933-2019	85	—	—	46.20	45.30
22	Краснодар	1936-2019	83	—	—	45.03	39.15
23	Ставрополь	1936-2019	84	—	—	45.10	42.10
24	Армавир	1932-2019	88	—	—	45.00	47.10
25	Пятигорск	1891-1997	110	—	—	44.10	43.00
26	Минеральные воды	1938-2019	82	—	—	44.20	43.10
27	Буденовск	1940-2019	76	—	—	44.80	44.10

№	Наименование станции	Температура воздуха		Толщина льда		Координаты	
		Период наблюдений	Кол. лет	Период наблюдений	Кол. лет	Широта с.ш.	Долгота в.д.
28	Дербент	1930-2019	90	—	—	42.10	48.30
29	Махачкала	1882-2019	125	—	—	42.80	47.60

В результате были сформированы две региональные базы многолетних рядов: максимальных толщин льда по 8 пунктам (4 на территории России и 4 на территории Казахстана) и база данных среднемесячных температур воздуха с октября по март по 28 пунктам наблюдений (13 в России и 15 в Казахстане).

Для получения качественного и результативного статистического моделирования первостепенное значение имеют продолжительность временных рядов и их качество. В связи с этим собранные данные из вышеперечисленных источников неоднократно проверялись и сверялись с достоверностью полученных сведений, временные ряды дополнялись архивными записями, электронными сведениями, картами и даже непосредственно книжками наблюдателя (КГМ –1).

Для формирования региональной базы данных (БД) по всем гидрометеорологическим параметрам было использовано СУБД программного комплекса (ПК) «Гидрорасчеты» (Свидетельство о государственной регистрации программы на ЭВМ № 2010615886). Для каждого параметра была сформирована своя база данных, отдельно были сформированы базы по каждому основному направлению ветра (8 румбов) и по каждой характерной дате ледового режима. Всего сформировано 27 рабочих баз данных.

Временные ряды имели пропуски наблюдений и поэтому была выполнена процедура восстановления пропусков и приведения к многолетнему периоду по уравнениям связи с рядами в пунктах-аналогах на основе методики, приведенной в работах [31, 37, 60-61]. Методика основана на построении регрессионных уравнений с несколькими предполагаемыми аналогами, которые имеют продолжительный период

наблюдений и данные наблюдений в те годы, которые были пропущены на рассматриваемой станции. Регион исследования относительно небольшой и станции расположены не далеко друг от друга, что позволило эффективно использовать станции-аналоги.

Алгоритм восстановления и приведения к многолетнему периоду на основе полученных уравнений регрессии, отвечающих условиям эффективности, заключается в следующем:

1. Полученные уравнения, удовлетворяющие условиям эффективности, располагаются в порядке убывания коэффициентов корреляции.

2. Восстанавливаются значения характеристики ледовых условий или метеопараметра приводимого пункта за период совместных наблюдений в пунктах-аналогах по уравнению с наибольшим значением коэффициента корреляции.

3. Затем используются уравнения регрессии коэффициенты корреляции, которых меньше предыдущего, но больше всех остальных.

4. Поэтапное восстановление значений рассматриваемой гидрометеорологической характеристики продолжается до тех пор, пока не будут использованы все уравнения регрессии, отвечающие условиям эффективности [31, 37, 60-61].

При этом для максимальных толщин льда минимальное значение коэффициента корреляции задавалось $R_{\min}=0,7$, так как они были достаточно слабо связаны по территории, а для среднемесячных температур воздуха $R_{\min}=0,85$. Важно отметить, что в рядах максимальных толщин льда отсутствие данных было и по естественным причинам: льда не наблюдалось или лед был недостаточной толщины для проведения измерений и в эти годы восстановление данных не проводилось. В таблицах 1.2 и 1.3 приведены результаты процедуры восстановления, указаны количество наблюдаемых лет данных за температурой воздуха, максимальной толщиной льда и количество лет после восстановления.

Таблица 1.2

Продолжительность (в годах) наблюдаемых и восстановленных рядов за температурой воздуха на метеостанциях по месяцам

№	Наименование станции	Наблюденный ряд	Восстановленный ряд					
			10	11	12	1	2	3
1	Пешной	78	136	136	136	135	135	136
2	Астрахань	84	139	87	84	85	87	114
3	Атырау	122	136	136	136	135	135	136
4	о. Тюлений	61	139	138	116	82	83	120
5	Лагань	61	139	122	75	69	69	115
6	Кулалы, остров	82	136	136	136	135	135	136
7	Форт-Шевченко	136	136	136	136	135	135	136
8	Новый Уштоган	69	136	136	136	135	135	136
9	Ганюшкино	86	136	136	136	135	135	136
10	Карабау	73	136	136	136	135	135	136
11	Махамбет	50	136	136	136	135	135	136
12	Кульсары	52	136	136	136	135	135	136
13	Сам	73	136	136	136	135	135	136
14	Бейнеу	71	136	136	136	135	135	136
15	Кызан	65	136	136	136	135	135	136
16	Тушибек	65	136	136	136	135	135	136
17	Аккудук	71	136	136	136	135	135	136
18	Актау	60	136	136	136	135	135	136
19	Элиста	84	139	126	83	84	86	88
20	Яшкуль	85	139	128	85	88	90	90
21	Краснодар	83	139	137	121	101	115	124
22	Ставрополь	84	139	133	102	85	90	118
23	Армавир	88	139	136	112	93	103	123
24	Пятигорск	110	139	138	122	112	120	140
25	Минеральные воды	82	139	134	98	81	84	132
26	Буденовск	76	139	134	96	81	82	134
27	Дербент	90	139	139	138	129	133	139
28	Махачкала	127	139	139	137	140	139	140

Примечание: 10, 11, 12, 1, 2, 3 – номера месяцев года

Близкое географическое расположение станций друг относительно друга и достаточно продолжительные временные

ряды температур воздуха позволили получить хороший результат по восстановлению пропусков. Временные ряды были увеличены максимум до 140 лет, и тем самым их диапазон охватил период с 1882 по 2019 гг. Стоит отметить, что больше всего лет было восстановлено в осенние месяцы. Ряды наблюдений на станциях Яшкуль, Элиста, Ставрополь и Минеральные Воды в зимние месяцы с декабря по февраль были восстановлены максимум на 15 лет, что связано с большими расстояниями между станцией с приводимым рядом и станциями с рядами аналогами. Восстановленные данные позволят в дальнейшем провести анализ временных изменений температурного фона и сопоставление с результатами климатических моделей в рамках исторического эксперимента. При этом погрешность расчетов варьировалась от 0,2°C до 1,8°C. Максимальная погрешность 1,8°C была по станции Сам в период с 1882 г. по 1894 г. В среднем погрешность по казахстанским станциям составила 1,1 – 1,3°C, по российским станциям 0,8 – 1,0°C. Наименьшие погрешности 0,1 – 0,3°C были в период 1960-х – 1980-х годов.

Таблица 1.3

Продолжительность (в годах) наблюдаемых и восстановленных рядов за максимальной толщиной льда

№	Индекс	Наименование станции	Наблюдаемый ряд	Восстановленный ряд
1	97048	Пешной	70	73
2	34880	Астрахань	60	75
3	35700	Атырау	72	75
4	37089	о. Тюлений	51	58
5	97039	Лагань	22	73
6	97040	о. Искусственный	52	66
7	97059	Кулалы, остров	57	–
8	97060	Форт-Шевченко	40	–
9	97047	Жанбай	19	55

В результате приведения к многолетнему периоду и восстановлению пропусков удалось получить практически

непрерывные ряды максимальных толщин льда с 1940-х–1950-х годов по 2019 гг. В среднем продолжительность рядов увеличилась на 12 лет. Северо-западная часть акватории моря имеет более сосредоточенное расположение станций и продолжительность после восстановления увеличилась на 23 года, в то время как в северо-восточной части — в среднем всего на 1,5 года (от 0 до 3 лет). По станции Жанбай, которая была открыта в 2003 году, восстановлено 55 лет в связи с близким расположением к станциям Пешной и Атырау. На станциях остров Кулалы и Форт-Шевченко восстановления не проводилось в связи с тем, что Средний Каспий покрывается льдом не каждый год и эти станции значительно удалены от остальных. Такое отсутствие устойчивого ледового покрова стало нередким явлением в последние десятилетия.

ГЛАВА 2 ОЦЕНКА КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ХАРАКТЕРИСТИК ЛЕДОВОГО РЕЖИМА

2.1 Методика исследования

Атмосфера, гидросфера, криосфера, биосфера и литосфера, которые являются составляющими климатической системы Земли непрерывно изменяются, а изменчивость самой системы оценивается на основе большого набора показателей. Масштаб, период колебаний компонентов колеблется от нескольких секунд для атмосферных микровихрей до сотен тысяч лет для параметров орбиты Земли.

Структура временного ряда характеризуется двумя основными типами моделей: стационарной и нестационарной. В стационарной модели основные параметры временного ряда, такие как среднее значение и дисперсия являются неизменными во времени, то есть стационарными. Таким образом, средние значения метеорологических параметров за многолетний период наблюдений представляются в виде климатической нормы. При условиях современного изменения климата принято считать, что на отдельных небольших отрезках временного ряда, например, продолжительностью 30 лет колебания климатических характеристик являются квазистационарными. Имея осредненные климатические характеристики и их распределения по земному шару можно дать общие представления о климате в данном регионе и сведения о классификациях климата Земли.

Помимо стационарных моделей, существуют и нестационарные, которые отличаются колебаниями различных временных и пространственных масштабов. Различают три основные разновидности:

- монотонные изменения в виде линейного тренда;
- циклические колебания;
- ступенчатые переходы от одного стационарного состояния к другому.

Стоит отметить то, что практически все нестационарные изменения параметров являются циклическими, а тренд – это

часть цикла и он проявляется в виде ветви подъема или спада цикла.

Внешние воздействия могут носить характер монотонных изменений в виде тренда или циклических колебаний. В равновесной системе отклик на внешние воздействия происходит практически мгновенно или с небольшим запаздыванием. Если же система неравновесная, то она, как правило, сопротивляется внешнему воздействию или ожидает пока это воздействие станет значительным и перейдет некоторое пороговое значение. Обычно такого рода системы находятся в стабильном стационарном состоянии и стараются сохранить его до тех пор, пока можно, даже при нарастающих внешних воздействиях. Только после того, как перейден некоторый предел и система уже не может дальше сопротивляться внешнему воздействию, она резко переходит на другой стационарный уровень, который также старается поддерживать. Во временных рядах это проявляется в виде ступенчатого перехода от одних стационарных условий к другим. В общем случае такой механизм, когда небольшие количественные воздействия со временем дают качественный эффект и изменяют свойства системы, называется триггерным механизмом.

Таким образом, для следующего этапа проведения работ были выполнены расчеты параметров и коэффициентов для представленных моделей и осуществлен выбор наиболее эффективной модели из нескольких.

Для аппроксимации временных рядов были использованы следующие модели:

1. Стационарная модель, для которой среднее значение и среднее квадратическое отклонение неизменны во времени:

$$S_r(t) = \text{const}, \quad \sigma(t) = \text{const}, \quad (2.1)$$

где S_r и σ – среднее значение ряда и среднее квадратическое отклонение, t – время.

Практическая проверка условия (2.1) осуществлялась на основе сравнения средних значений и дисперсий за две равные половины временного ряда по критериям Стьюдента и Фишера.

2. Модель линейного тренда, которая выражается зависимостью климатического параметра (Y) от времени (t):

$$Y(t) = b_1 t + b_0, \quad (2.2)$$

где b_1 , b_0 – коэффициенты уравнения регрессии, определяемые методом наименьших квадратов (МНК):

$$b_1 = \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - Y_{cp})(t_i - t_{cp})}{\sum_{i=1}^n (t_i - t_{cp})^2}; \quad (2.3)$$

$$b_0 = Y_{cp} - b_1 t_{cp}. \quad (2.4)$$

где Y_{cp} , t_{cp} – средние значения для рядов климатической характеристики и времени.

Статистическая значимость модели линейного тренда оценивается по статистической значимости коэффициента b_1 или коэффициента корреляции R зависимости (2.2), который рассчитывается по формуле:

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - Y_{cp})(t_i - t_{cp})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i - Y_{cp})^2 \sum_{i=1}^n (t_i - t_{cp})^2}} \quad (2.5)$$

Статистическая значимость R определяется из условия $R \geq R^*$, где R^* – критическое значение коэффициента корреляции.

3. Модель ступенчатых изменений аналогична двум (или нескольким) стационарным моделям для двух (или нескольких) частей временного ряда, что характеризуется неизменностью во времени среднего значения и среднего квадратического отклонения для каждой части ряда:

$$Sr_1(t_1) = \text{const}1, \quad \sigma_1(t_1) = \text{const}1,$$

$$Sr_2(t_2) = \text{const}2, \quad \sigma_2(t_2) = \text{const}2, \quad (2.6)$$

где Sr_1, σ_1 – среднее значение и среднее квадратическое отклонение первой части ряда при изменении t_1 от 1 до t_n ,
 Sr_2, σ_2 – среднее значение и среднее квадратическое отклонение второй части ряда при изменении t_2 от t_n+1 до n , n – объем ряда.

Момент ступенчатых изменений (t_n) определяется визуально или на основе дополнительной информации о факторе и дате нарушения стационарности (например, изменение индекса атмосферной циркуляции, даты смены регистрирующих приборов), а также может быть определен итерациями при достижении минимального значения сумм квадратов отклонений двух частей временного ряда:

$$\sigma_1^2(n_1-1) + \sigma_2^2(n_2-1) = \min, \quad (2.7)$$

где n_1, n_2 – объемы каждой из двух частей временного ряда.

Из нескольких разных рассчитанных моделей временных рядов был осуществлен выбор наиболее эффективной модели для рассматриваемого временного ряда наблюдений. Данный выбор наиболее эффективной модели для аппроксимации временного ряда осуществляется на основе сравнения остаточных дисперсий или стандартных отклонений остатков относительно рассматриваемой базовой модели. В данном случае базовой является модель стационарной выборки и для нее остаточная дисперсия (или стандартное отклонение остатков) представляет собой дисперсию или среднее квадратическое отклонение (СКО) исходного ряда наблюдений.

Для модели линейного тренда стандартное отклонение остатков, которые являются разностями между фактическими и расчетными по модели значениями, вычисляется по формуле:

$$\sigma_\varepsilon = \sigma_y \sqrt{1 - R^2}, \quad (2.8)$$

где σ_y – стандартное отклонение исходного ряда (модель стационарного среднего);

σ_ε – стандартное отклонение остатков относительно модели линейного тренда; R – коэффициент корреляции уравнения линейного тренда (2.2).

Для модели ступенчатых изменений стандарт остатков вычисляется по информации за два интервала времени по формуле:

$$\sigma_{\text{ступ}} = \sqrt{\frac{\sigma_1^2 n_1 + \sigma_2^2 n_2}{(n_1 + n_2 - 1)}} \quad (2.9)$$

или для трех отрезков временного ряда по формуле:

$$\sigma_{\text{ступ}} = \sqrt{\frac{\sigma_1^2 n_1 + \sigma_2^2 n_2 + \sigma_3^2 n_3}{(n_1 + n_2 + n_3 - 1)}}$$

где $\sigma_{\text{ступ}}$ – стандартное отклонение остатков относительно модели ступенчатых изменений; $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ – стандартные отклонения трех отрезков временного ряда, на которые разбивается ряд наблюдений по дате ступенчатых изменений; n_1, n_2, n_3 – объемы стационарных частей ряда наблюдений в годах.

Для количественной оценки отличий модели тренда и модели ступенчатых изменений от модели стационарного среднего рассчитываются относительные отклонения или показатели нестационарности по формулам:

$$\Delta_{\text{мп}} = \left(\frac{\sigma_y - \sigma_\varepsilon}{\sigma_y} \right) 100\%, \quad (2.10)$$

$$\Delta_{cтуп} = \left(\frac{\sigma_y - \sigma_{cтуп}}{\sigma_y} \right) 100\%, \quad (2.11)$$

где $\Delta_{тр}$, $\Delta_{cтуп}$ – относительные погрешности или отличия (в %) модели тренда и модели ступенчатых изменений от модели стационарной выборки.

Следующее теоретическое положение состоит в том, насколько полученное преимущество той или иной нестационарной модели относительно базовой (стационарной) является статистически значимым. Для оценки статистической значимости монотонных (трендовых) и ступенчатых изменений во временных рядах применяется критерий Фишера, количественно показывающий, насколько статистически значимо отличаются остаточные дисперсии выбранных моделей от дисперсии временного ряда (стационарной модели). Статистики критерия Фишера для каждой из двух конкурирующих моделей по отношению к модели стационарной выборки вычисляются по формулам:

$$F_{TP} = \frac{\sigma^2_Y}{\sigma^2_\varepsilon} \quad (2.12)$$

$$F_{cтуп} = \frac{\sigma^2_Y}{\sigma^2_{cтуп}} \quad (2.13)$$

В числителе всегда будет дисперсия исходного ряда наблюдений, так как она является наибольшей или, по крайней мере, равна остаточной дисперсии конкурирующей модели. В случае если расчетное значение статистики Фишера оказывается больше критического, то остаточные дисперсии двух моделей имеют статистически значимое различие и соответствующая модель (тренда или ступенчатых изменений) статистически эффективнее, чем модель стационарной выборки [31, 37, 60-61].

2.2 Оценка изменений максимальной толщины льда

Климатические изменения толщины льда на Каспийском море оценивались по эффективности двух моделей нестационарного среднего (линейный тренд и ступенчатые изменения среднего значения при переходе от одного стационарного периода к другому) по отношению к модели стационарной выборки. В качестве показателя эффективности нестационарной модели (Δ) принята относительная разность стандартных отклонений остатков модели стационарной выборки (σ_0) и нестационарной модели ($\sigma_{\text{нест}}$) в %.

В таблице 2.1 представлены результаты оценки наличия нестационарности средних значений в виде показателей эффективности для модели линейного тренда ($\Delta_{\text{тр}}$) и ступенчатых изменений ($\Delta_{\text{ст}}$) для наблюдаемых данных и для рядов, приведенных к многолетнему периоду. Кроме того, в таблице приведены коэффициент корреляции модели линейного тренда (R), объем ряда (n) и год ступенчатых изменений среднего ($T_{\text{см}}$); жирным шрифтом отмечены ситуации $\Delta > 10$ % и статистически значимых R при уровне значимости $\alpha = 5$ % [31, 37, 60-61].

Таблица 2.1

Результаты оценки эффективности нестационарных моделей максимальной толщины льда

Код	Данные наблюдений					Данные, приведенные к многолетнему периоду				
	$\Delta_{\text{тр}}$	$\Delta_{\text{ст}}$	$T_{\text{ст}}$	R	n	$\Delta_{\text{тр}}$	$\Delta_{\text{ст}}$	$T_{\text{ст}}$	R	n
34880	11,7	14,3	1989	-0,47	57	11,9	14,3	1989	-0,47	72
35700	15,7	18,2	1978	-0,54	69	14,9	16,4	1978	-0,53	72
37089	0,0	1,5	1971	-0,01	48	0,6	2,5	1991	-0,11	55
97039	3,9	0,0	1971	-0,28	19	10,0	11,8	1980	-0,44	70
97040	4,5	7,5	1980	-0,30	49	2,7	5,8	1980	-0,23	63
97048	28,8	27,6	1980	-0,70	67	25,6	25,2	1980	-0,67	70
97059	30,2	26,0	1990	-0,72	54	30,2	26,0	1990	-0,72	54
97060	5,3	8,2	1978	-0,32	37	5,3	8,2	1978	-0,32	37

Для визуального анализа результатов моделирования и их графического представления были построены графики многолетних колебаний с разделением на периоды квази-стационарных средних значений по $T_{\text{см}}$, которые приведены на

рисунке 2.1

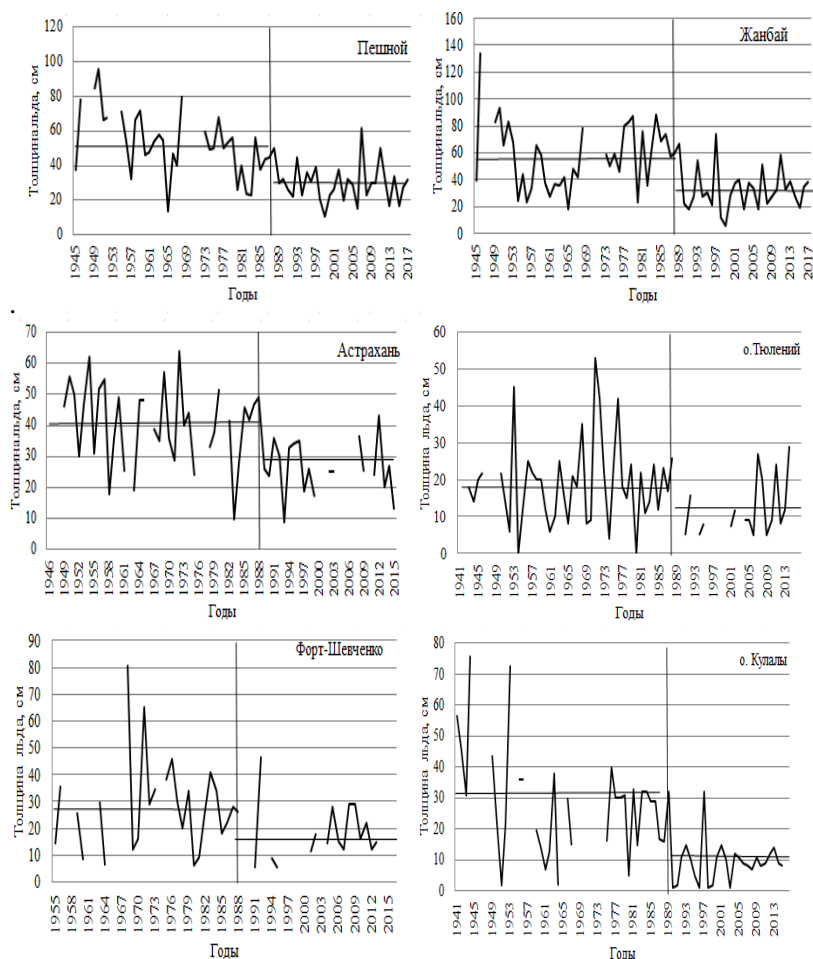


Рис. 2.1. Многолетние временные ряды максимальных толщин льда и их аппроксимация моделью ступенчатых изменений для станций северо-востока, северо-запада и центрального сектора Каспия

Для оценки суровости зим использовались разные виды классификаций. Исследователями были рассмотрены различные параметры и характеристики: площадь ледяного покрова;

толщина или объем льда; сумма градусо-дней мороза, как по всей акватории, так и по одному пункту, признанному репрезентативным. На сегодняшний день более доступной и объективной является классификация, основанная на сумме градусо-дней мороза в Астрахани, предложенная Тютневым Я.А. в 1975 году для Северного Каспия с дополнениями в дальнейшем Валлера Ф.И. и Бухарицина П.И. [12, 16].

Таблица 2.1

Типизация зим на Северном Каспии по степени их суровости – сумме градусо-дней мороза за холодный период по модулю по станции Астрахань

Очень суровая зима (ОС)	Суровая зима (С)	Умеренная зима (У)	Мягкая зима (М)	Очень мягкая зима (ОМ)
Более 900	900-700	700-400	400-100	Менее 100

На следующих картах представлены суммы отрицательных температур в наиболее холодные и теплые зимние периоды в прошлом и в настоящем веках (рисунок 2.2).

При очень суровых зимах среднемесячная температура воздуха отрицательна даже на южных станциях (Дербент и Махачкала). В сравнении очень суровых зим прошлого столетия и недавнего прошлого, заметна значительная разница в суммах отрицательных температур. Так зимой 1953 года в Атырау сумма по модулю составила 1317 °С, а в Махачкале 447 °С. В 2011 году в Атырау сумма достигла 699 °С, а в Махачкале 174 °С. Подобная разница наблюдалась и при сравнении мягких зим 1965 и 2003 гг. Очевидное уменьшение степени суровости зим наблюдается во временном ряде данных. Очень суровые зимы (более 900 °С) отмечены только в 1953 году. Зона с суммой отрицательных температур по модулю менее 400 °С, отмеченная на карте темно-серым цветом, при сравнении мягких зим, и даже суровых, охватывает все большую и большую часть акватории моря в последнее время.

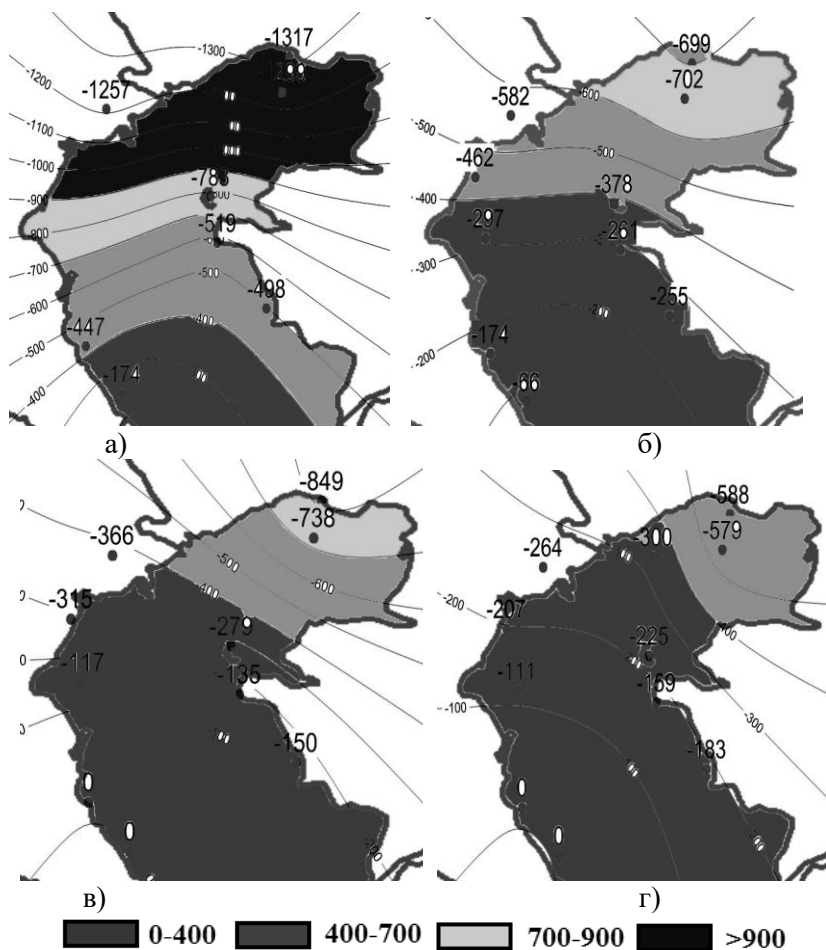


Рис. 2.2 Сумма отрицательных температур в очень суровые зимы 1953 (а), 2011 гг. (б) и в мягкие зимы 1965 (в) и 2003 гг. (г)

Так же были проведены исследования изменений степени суровости зим по всем 29 станциям отдельно и сделан вывод о повсеместном уменьшении суммы отрицательных температур и перехода зим от одних категорий в другие (рисунок 2.3) [121, 126].

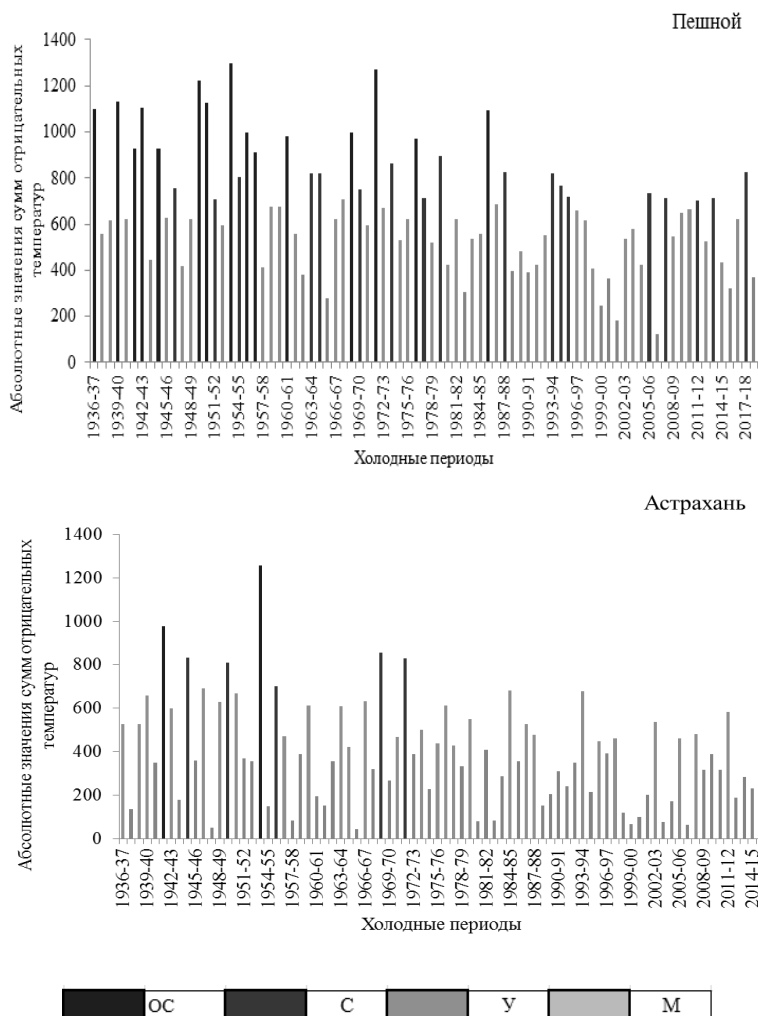


Рис. 2.3. Типы зимних периодов на станциях Пешной и Астрахань

В ходе исследования получены следующие выводы:

- результаты исследования практически не зависят от того по наблюдаемым или по восстановленным рядам проводилось

моделирование. За исключением данных по станции Лагань, где продолжительность ряда после восстановления выросла с 19 до 70 лет;

- во всех случаях произошло уменьшение максимальной толщины льда и, как правило, это уменьшение имело место в виде ступенчатого перехода от одних стационарных условий к другим;

- на морских станциях этот переход к новым условиям датируется, как правило, 1988 – 1989 гг.;

- исключение составляют наблюдения на о. Кулалы, где первое большое уменьшение максимальной толщины льда произошло в 1952 г. (если можно доверять отдельным наблюдениям 1940-х годов), а следующее уменьшение имело место только в 1990 году;

- на южных станциях (о. Кулалы, Форт-Шевченко) средние значения максимальной толщины льда уже достигли критических 20 см и даже 10 см, при которых лед в отдельные годы может даже не формироваться.

Оценка количественных значений изменения средних значений максимальных толщин льда за два квазистационарных периода ($\Delta H_{\max\text{ср}}$) дает следующие результаты при сравнении с естественной изменчивостью или средним квадратическим отклонением (СКО):

- устьевая станция Астрахань $\Delta H_{\max\text{ср}} = -14,8$ см при СКО=14,0 см;

- северо-западные станции на Каспии: о. Тюлений $\Delta H_{\max\text{ср}} = -5,1$ см, СКО=11,5 см; Лагань $\Delta H_{\max\text{ср}} = -10,6$ см, СКО=11,3 см; о. Искусственный $\Delta H_{\max\text{ср}} = -9,4$ см, СКО=14,9 см;

- северо-восточные станции на Каспии: Атырау $\Delta H_{\max\text{ср}} = -20,2$ см, СКО=11,5 см; Пешной $\Delta H_{\max\text{ср}} = -27,5$ см, СКО=20,8 см;

- южные станции на Каспии: о. Кулалы $\Delta H_{\max\text{ср}} = -42,8$ (–16,7) см, СКО=16,0 см; Форт-Шевченко $\Delta H_{\max\text{ср}} = -13,3$ см, СКО=16,3 см.

Согласно полученным результатам, наименее восприимчивой к потеплению климата оказалась северо-западная часть акватории Каспийского моря. Уменьшение максимальной

толщины льда составляет от 5 до 11 см, что меньше естественной изменчивости. Таким образом, средняя толщина льда здесь составляет около 20 см. Наиболее суровым по зимним условиям является северо-восточный сектор акватории, но там уменьшения толщины льда уже более существенны и превышают естественную изменчивость (на 10–30%). Средняя многолетняя максимальная толщина льда уменьшилась на 20–28 см и диапазон колебания составляет 32–41 см. На южных станциях, если не учитывать аномально толстый лед за период 1941–44 гг. на станции о. Кулалы, уменьшения толщины льда, хотя и сопоставимы с СКО, но многолетние средние уже уменьшились до 13–17 см, что свидетельствует об увеличении вероятности полного отсутствия льда в отдельные годы. На речном посту в Астрахани уменьшение максимальной толщины льда всего чуть больше СКО, но среднее значение уменьшилось существенно: с 39 см до 24 см. В целом же уменьшение средней максимальной толщины льда наблюдается на всех станциях Северного Каспия и составляет от 5 см до 28 см.

Мониторинг ледовой обстановки ведется не только по данным станций и постов, но и по спутниковым наблюдениям [130–132]. Спутниковые данные за последний период времени (2007–2019 гг.) позволяют также рассчитать площади льда на Каспии за отдельные месяцы холодного сезона [103] и оценить динамику их изменений во времени. Хотя период спутниковых наблюдений не продолжителен, но даже по коротким временным рядам можно выявить уменьшение площади льда в январе, феврале и марте (рисунок 2.4).

Причем за период в 13 лет площадь льда в январе и феврале уменьшилась примерно на 30%, а в марте почти на 70%, т. е. в марте поверхность моря уже становится свободной ото льда. В средней части Каспия устойчивого льда в последние годы совсем не наблюдается, и граница кромки льда сдвинулась на север. В ноябре и декабре тенденции к уменьшению площади льда не выявлены, но и площади льда в эти месяцы очень небольшие.

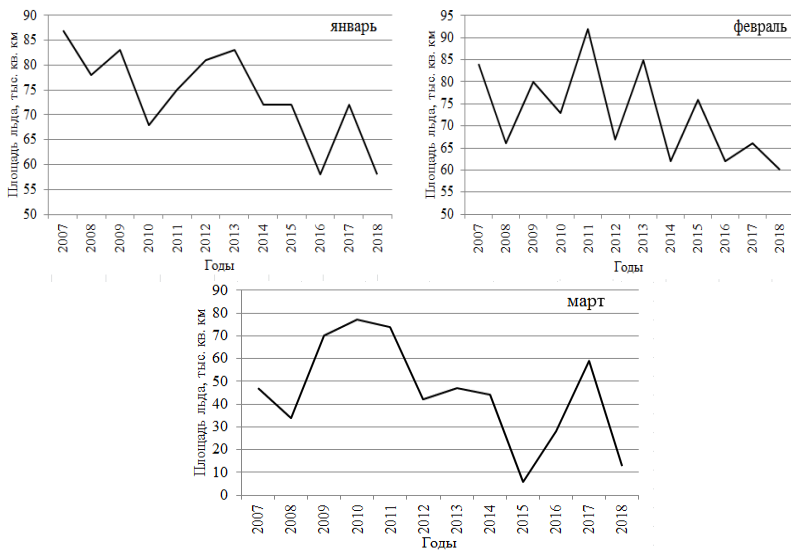


Рис. 2.4. Динамика изменения площади льда на Каспийском море с 2007 по 2019гг. за январь, февраль, март

2.3 Оценка изменений характерных дат ледового режима

Помимо рассмотрения толщины льда и площади ледового покрова проведен также анализ многолетних рядов продолжительности ледового периода и его характерных дат. Под характерными датами ледового периода были приняты: даты появления первых ледовых явлений, даты становления устойчивого ледового покрова, даты фиксирования максимальной толщины льда и даты полного очищения моря ото льда [24,76].

Появление первых ледовых явлений на море естественным образом зависит от атмосферных процессов. Раннему появлению льда на Каспийском море способствует глубокий высотный циклон над Западной Сибирью или Уральским хребтом, ложбина которого ориентирована на западную часть Казахстана и Малую

Азию. Наличие ложбины, ориентированной на северные районы Атлантики, на Великобританию и Италию, обуславливает вынос теплого воздуха с южных районов Средиземного моря на север Скандинавии по западной периферии гребня. В тыл другой, более глубокой ложбины, ориентированной с Таймыра на запад Казахстана и Малую Азию, холодный воздух устремляется с северо-востока на юго-запад.

Холодные арктические воздушные массы (АВМ) способствуют усилению ветра северного направления и понижению температуры воздуха до минус 5–7 °С. Длительное сохранение подобной синоптической ситуации и морозов приводит к процессу появления льда на мелководьях. Таким образом, вероятность появления льда возникает уже в середине или в первой декаде ноября. На космическом снимке от 13 ноября 2016 г. (рисунок 2.5) уже заметно появление первых заберегов [88].

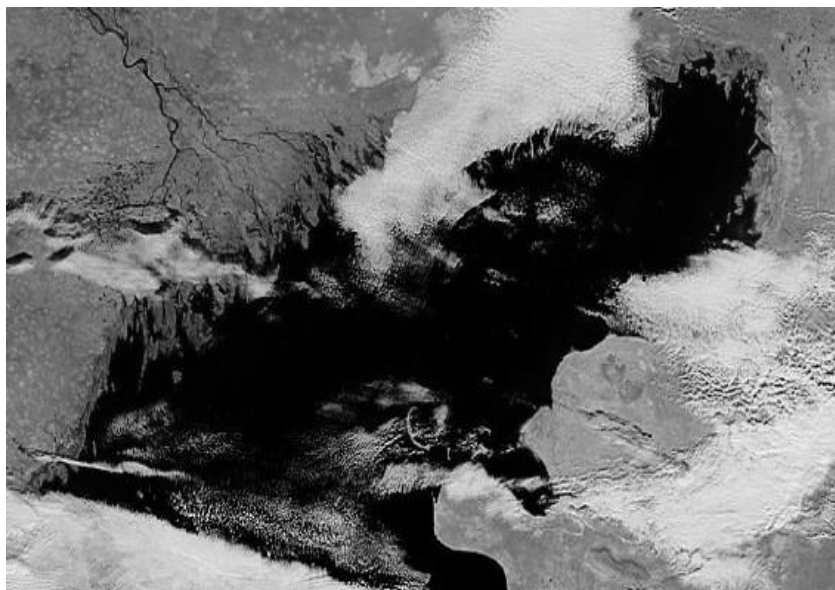


Рис. 2.5. Начало ледообразования у северо-восточного побережья. Космический снимок со станции MODIS Terra Aqua от 13 ноября 2016 г.

При ранних появлениях льда может возникать такое явление, как лед-резун. Оно особо опасно для судоходства и формируется при раннем резком похолодании и штилевой погоде. Лед-резун – это тонкий прозрачной молодой лед, толщиной от 5 до 7 см, который может появляться во второй половине октября. Появление подобного опасного явления было зафиксировано на станции Пешной 17 октября 1976 года [24, 34, 105].

Ледообразование в ранние сроки является, как правило, непродолжительным. Первичные формы льда подвергаются быстрому разрушению ветром, волнением или сгонно-нагонными явлениями. Но даже подобные кратковременные ранние (в октябре) ледообразования в каналах и на мелководьях представляют стихийное явление, приводящее к повреждениям деревянного рыболовецкого флота и орудий лова.

Вероятность ледообразования в Северном Каспии во второй декаде октября составляет менее 7 %, а в третьей декаде – 10–22%. При повторных похолоданиях ледообразование носит более устойчивый характер [9, 24].

Мощные заливы холодного арктического воздуха, которые не только доходят до Каспия, но и распространяются дальше к югу, приводят к интенсивному охлаждению водных масс до температуры замерзания в закрытых мелководных бухтах и заливах восточного побережья Среднего Каспия.

Северный Каспий в умеренные предзимья начинает покрываться льдом в первой половине ноября, а к третьей декаде ноября лед достигает предустьевого взморья Волги, к концу ноября – покрывает все мелководные районы. Что касается Среднего Каспия, то ледообразование начинается практически на месяц позже. В восточных заливах Александр-Бай и Кендырли лед появляется в конце ноября – первой половине декабря. До середины января процесс ледообразования распространяется на большую часть побережья Среднего Каспия.

В теплые предзимья и зимы лед покрывает море лишь в первой половине декабря и тем самым формируется позднее ледообразование. В аномально теплые зимние периоды погода чаще всего ясная и со слабыми ветрами, сопровождается

ночными радиационными выхолаживаниями и понижением температуры воздуха до отрицательных значений. В таких случаях охлаждение водных масс протекает значительно медленнее и, соответственно, ледообразование отмечается в еще более поздние сроки, смещаясь ко второй половине декабря или даже на начало января.

В Среднем Каспии вероятность ледообразования изменяется от 33–40 до 85%, имея тенденцию понижения с севера на юг [24, 105–106].

Характер развития ледовых процессов, как и его становление, продолжительность зависят от синоптических условий предзимья. В умеренные зимы продолжительность периода становления льда составляет 15–25 дней в северной акватории моря.

Устойчивый ледяной покров на море формируется спустя 1–2 недели после появления первых ледовых образований при благоприятных условиях. Быстрому становлению способствует воздействие мощных арктических воздушных масс на акваторию моря и период становления ледового покрова составляет 2–3 дня.

В аномально холодные периоды предзимний, когда повторяемость морозных дней велика, ледяной покров формируется сразу с последующим нарастанием и укреплением. Если обратиться к историческим данным, то стоит отметить, что абсолютный максимум быстрого замерзания моря был зафиксирован в 1953 году. Зимний период 1953–1954 гг. был особенно суровым, процесс ледообразования начался довольно рано, в конце октября, а в первой половине ноября все мелководное побережье Северного Каспия уже было покрыто неподвижным льдом. К третьей декаде ноября отмечалось полное замерзание акватории с глубинами до 3–5 м [44, 105].

Полное замерзание моря фиксируется обычно в декабре. Но в суровые зимы море замерзает практически сразу после установления устойчивого льда. В экстремально теплые зимы процесс замерзания в Северном Каспии запаздывает на 20–25 дней. На рисунке 2.6 представлен космический снимок, иллюстрирующий полное замерзание моря [88].

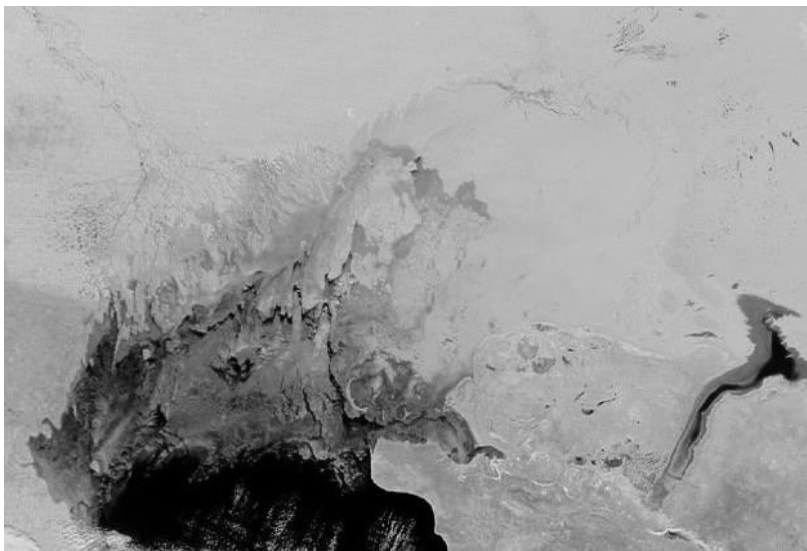


Рис. 2.6. Полное замерзание Северного Каспия. 7 февраля 2017 г.
Снимок проекта «MODIS Rapid Response Project at NAGA/GSFC»

Максимальные толщины льда формируются к февралю, когда замерзание достигает максимальных масштабов.

Уникален и процесс очищения моря ото льда, который зависит от синоптических процессов уже весенних месяцев, интенсивности прогрева и от толщины накопленного ледяного слоя за зимний период. Обычно лед начинает таять в марте и к концу месяца море чистое. В особо суровые зимние периоды остатки льда в виде отдельных дрейфующих льдин, обломков могут сохраняться до первой декады апреля. В период стремительного потепления лед тает быстро и уже к концу первой декады марта море может очиститься.

В таблице 2.2 приведены абсолютные даты (самые ранние и самые поздние) появления первого льда, установления устойчивого покрова и полного очищения моря ото льда за период с 1980 по 2019 гг.

В настоящей работе была поставлена задача рассмотреть изменились ли характерные даты ледового периода и каким образом они изменились.

Таблица 2.2

Абсолютные даты появления первого льда, установления устойчивого ледового покрова и полного очищения моря ото льда за период с 1980 по 2019гг.

Первый лёд		Устойчивое ледообразование		Полное очищение	
ранняя дата	поздняя дата	ранняя дата	поздняя дата	ранняя дата	поздняя дата
Пешной					
6.11.1988	14.12.1989	14.11.1993	30.12.2015	01.03.2002	10.04.1998
Кулалы, остров					
14.11.1993	25.02.2007	1.12.1993	08.02.2005	09.01.2018	02.04.1985
Форт-Шевченко					
3.12.1993	6.03.1983	8.12.1993	17.02.1993	10.01.2017	26.03.2003
Актау					
28.11.1993	15.02.1984	Не наблюдалось		16.12.2003	20.02.1994

Для решения поставленной задачи были собраны ежедневные данные по ледовой обстановке на морских станциях Каспийского моря. Год ступенчатого перехода от одного стационарного режима к другому, также как и для максимальных толщин льда, был принят 1988. Рассчитанные средние значения за два полупериода до 1988 года включительно и после и разности средних второго и первого периодов приведены в таблице 2.3 для Пешного (северо-восточный сектор) и острова Кулалы (центральный сектор). В этой же таблице показано среднее квадратическое отклонение (СКО) за весь многолетний период.

Таблица 2.3

Средние даты ледовых явлений и продолжительностей ледостава за две части ряда, их разности и СКО (в днях)

Характеристика	Пешной				о. Кулалы			
	Т _{ср1}	Т _{ср2}	Δ	СКО	Т _{ср1}	Т _{ср2}	Δ	СКО
Т _{лед}	322	326	4	12	347	371	24	22
Т _{устлед}	329	342	13	16	378	373	5	18
Т _{макс}	58	43	-13	19	30	30	0	17
Т _{очищ}	90	84	-6	11	76	54	-22	22
Т	133	115	-18	19	72	45	-27	32

В таблице 2.3 приведены следующие характеристики:

- $T_{\text{олед}}$ – дата появления первого льда (в днях от начала года);
 $T_{\text{устлед}}$ – дата начала устойчивого ледостава (в днях от начала года);
 $T_{\text{макс}}$ – дата максимальной толщины льда (в днях от начала года);
 $T_{\text{очищ}}$ – дата окончания ледостава (в днях от начала года);
 T – продолжительность ледостава (в днях от начала года);
 $T_{\text{ср1}}, T_{\text{ср2}}$ – средние значения за первую и вторую части ряда;
 $\Delta = T_{\text{ср2}} - T_{\text{ср1}}$ – изменение средних значений.

Как следует из полученных результатов, период ледостава уменьшился в обоих секторах Северного Каспия, причем в среднем на 18 дней на северо-востоке (Пешной) и даже на 27 дней в центре (о. Кулалы). Причем в центральном секторе существенно увеличилось и количество зим с отсутствием устойчивого ледостава с 28% до 48% от общего числа зим. Уменьшение периода ледостава обусловлено тем, что дата начала ледостава стала позже на 13 дней для Пешного и на 5 дней для о. Кулалы, а дата окончания наступает раньше на 6 дней для Пешного и на 22 дня для о. Кулалы. Дата появления первого льда в Пешном стала позже всего на 4 дня, а на о. Кулалы – на 24 дня и даже переходит на январь следующего года. Дата же максимальной толщины льда в Пешном сместилась на 13 дней к началу года, а на о. Кулалы не изменилась.

Вместе с тем, полученные изменения необходимо сопоставлять с естественной изменчивостью за весь многолетний период или СКО. В большинстве случаев изменения пока меньше, чем СКО и только по крайним датам ледового режима на о. Кулалы превышают или равны ему.

ГЛАВА 3 ОЦЕНКА КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ФАКТОРОВ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА

3.1 Температура воздуха холодного периода года

Термический режим является важным фактором формирования и развития ледового покрова на море. В целях оценки климатического изменения температуры воздуха в исследуемом регионе были проанализированы данные 29 метеорологических станций. Для того, чтобы определить какие из температур воздуха являются факторами максимальных толщин льда, были найдены эмпирические зависимости между максимальной толщиной льда и температурой воздуха для каждого пункта наблюдений за льдом. Эти зависимости позволяют не только обосновать исследуемую климатическую характеристику, но при условии, что они сохраняются и в будущем, дадут возможность оценить сценарное изменение максимальной толщины льда при сценарных значениях температур воздуха.

Наиболее известным метеорологическим фактором, определяющим максимальную толщину льда, является сумма отрицательных температур за зимний период [30, 75], которая, может быть, представлена модулем этой суммы $|\Sigma T|$ и тогда зависимость будет прямо пропорциональной. С другой стороны, можно представить сумму температур как взвешенное среднее из среднемесячных температур месяцев холодного периода года с октября по март, а весовые коэффициенты определить по уравнению регрессии вида: $H_{max}=f(T_{10}, T_{11}, T_{12}, T_1, T_2, T_3)$, где H_{max} – максимальная толщина льда за каждый год, $T_{10}, T_{11}, T_{12}, T_1, T_2, T_3$ – среднемесячные температуры воздуха с октября по март. В результате за многолетний период по рядам наблюдений получены следующие эмпирические зависимости при статистически значимых коэффициентах уравнения регрессии и коэффициентах множественной корреляции(R):

Атырау

$$H_{max}=0,0522|\Sigma T|+16,07, \quad R=0,70, \quad n=69 \quad (3.1)$$

$$H_{\max} = -1,596T_{10} - 1,086T_{11} - 2,521T_1 - 1,545T_2 + 34,70, \quad R=0,82 \quad (3.2)$$

7,7 3,2 77,0 12,0

О. Кулалы

$$H_{\max} = 0,0573|\Sigma T| + 3,577, \quad R=0,60, \quad n=62 \quad (3.3)$$

$$H_{\max} = -1,711T_{10} - 2,512T_{11} - 2,429T_2 + 34,70, \quad R=0,76 \quad (3.4)$$

12,2 66,9 20,9

Пешной

$$H_{\max} = 0,0418|\Sigma T| + 16,385, \quad R=0,55, \quad n=68 \quad (3.5)$$

$$H_{\max} = -1,711T_{10} - 2,512T_{11} + 34,70, \quad R=0,41 \quad (3.6)$$

73,7 26,7

Форт-Шевченко

$$H_{\max} = 0,0738|\Sigma T| + 11,083, \quad R=0,56, \quad n=43, \quad (3.7)$$

$$H_{\max} = -2,601T_{10} - 1,944T_{11} + 15,444, \quad R=0,70 \quad (3.8)$$

73,7 26,7

Астрахань (при исключении случаев тонкого льда $H_{\max} < 10$ см)

$$H_{\max} = 0,0417|\Sigma T| + 19,1, \quad R=0,76, \quad n=45, \quad (3.9)$$

$$H_{\max} = -1,896T_1 - 0,652T_2 - 1,540T_3 + 24,51, \quad R=0,82 \quad (3.10)$$

64,6 3,8 31,6

Лагань

$$H_{\max} = 0,0417|\Sigma T| + 19,1, \quad R=0,83, \quad n=15 \quad (3.11)$$

где: R – коэффициент корреляции, n – число лет наблюдений при построении уравнения и под каждым уравнением и фактором приведены их вклады в общую сумму квадратов, объясненную уравнением, в %.

В связи с недостаточным количеством данных не для всех прибрежных станций были найдены зависимости. Так для островов Тюлений и Искусственный эффективных зависимостей не найдено из-за отсутствия достаточного количества

метеоданных. А для пункта Лагань получена только однофакторная зависимость от сумм отрицательных температур, т. к. множественная регрессия при малом объеме данных ($n=15$) неэффективна. Анализ полученных эмпирических зависимостей (3.1) – (3.11) свидетельствует, что в большинстве случаев уравнения множественной регрессии были даже эффективнее, чем однофакторные. В уравнения множественной регрессии для пунктов наблюдений казахстанского сектора (восточная и южная части рассматриваемой акватории) входят температуры осенних месяцев (Форт-Шевченко, Пешной) и добавляются еще температуры января и февраля (Атырау, Форт-Шевченко). Для речного пункта в Астрахани в уравнении эффективными являются температуры второй части холодного периода с января по март.

В общем можно сделать вывод, что лучшие из полученных зависимостей достаточно эффективны с $R > 0,8$, а в качестве факторов максимальной толщины льда следует рассматривать температуры всех месяцев холодного периода с октября по март.

Полученные зависимости (3.1) – (3.11) свидетельствуют, что основным климатическим фактором максимальной толщины льда является сумма отрицательных температур воздуха зимнего периода или среднемесячные температуры отдельных месяцев. При анализе изменений в среднемесячных температурах можно установить также и месяц, который может отвечать за эти изменения наибольшим образом.

Прежде, чем рассматривать климатические изменения сумм отрицательных температур, был проведен анализ средних многолетних значений сумм отрицательных температур за период с 1944 по 2019 гг. по всем пунктам наблюдения (рисунок 3.1).

Из рисунка 3.1 следует, что наибольшие суммы наблюдаются в северо-восточных областях, наименьшие непосредственно на морских станциях южных областей. Стоит обратить внимание на тот факт, что восточные станции степной зоны обладают более низкими значениями, чем западные, которые находятся под влиянием теплых воздушных масс, приходящих со стороны Черного моря.

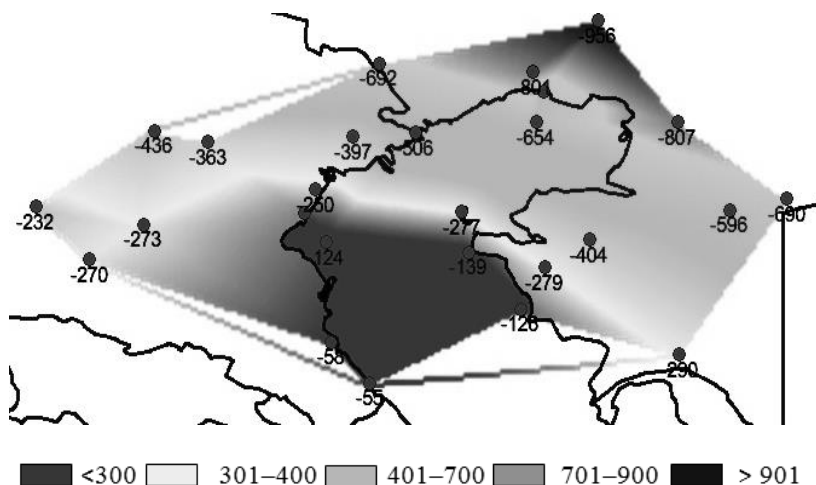


Рис. 3.1. Средние многолетние значения сумм отрицательных температур воздуха

Сумма отрицательных температур воздуха за холодный период (ΣT) – это главный фактор формирования максимальной толщины льда ($H_{\text{макс}}$), что количественно можно представить следующими зависимостями для метеостанции Пешной:

$$\text{за период 1945–2018 гг. } H_{\text{макс}} = -0,0625 \Sigma T + 4,1 \quad R=0,72 \quad (3.12)$$

$$\text{за период 1945–1979 гг. } H_{\text{макс}} = -0,0637 \Sigma T + 10,9 \quad R=0,75 \quad (3.13)$$

$$\text{за период 1980–2018 гг. } H_{\text{макс}} = -0,0349 \Sigma T + 12,1 \quad R=0,69 \quad (3.14)$$

где: R – коэффициент корреляции.

Из анализа уравнений, полученных за разные периоды, следует, что в последний период по отношению к предшествующему зависимость стала несколько хуже и скорость нарастания льда, которую характеризует коэффициент уравнения, уменьшилась с 0,0637 до 0,0349 см/град. Вероятно, это связано с повышением средней температуры воздуха за зиму, отсутствие

резких падений температур в течение одних – нескольких суток и уменьшением продолжительности ледового периода.

Анализ многолетних временных рядов сумм отрицательных температур на метеостанциях Северного Каспия и их аппроксимация стационарной и нестационарными моделями показала, что наиболее эффективной является модель ступенчатых изменений с резким изменением температур в конце 1980-х, также, как и для рядов максимальных толщин льда (рисунок 3.2). Из графиков видно, что средние суммы отрицательных температур на обеих метеостанциях уменьшились примерно на 200°C с $715\text{--}718^{\circ}\text{C}$ в первый период до $515\text{--}518^{\circ}\text{C}$ во второй период, что составляет примерно около 30%. Если основываться на типизации зим на Северном Каспии по степени их суровости, то зимы в среднем перешли из разряда суровых ($\Sigma T=900\text{--}700^{\circ}\text{C}$) в разряд умеренных ($\Sigma T=700\text{--}400^{\circ}\text{C}$) [9, 16, 62]. Для северо-западного сектора Каспия уменьшение суммы отрицательных температур составило до 40%, а в центральной части даже еще и больше, например, 48% для Форта Шевченко, 53% для Актау.

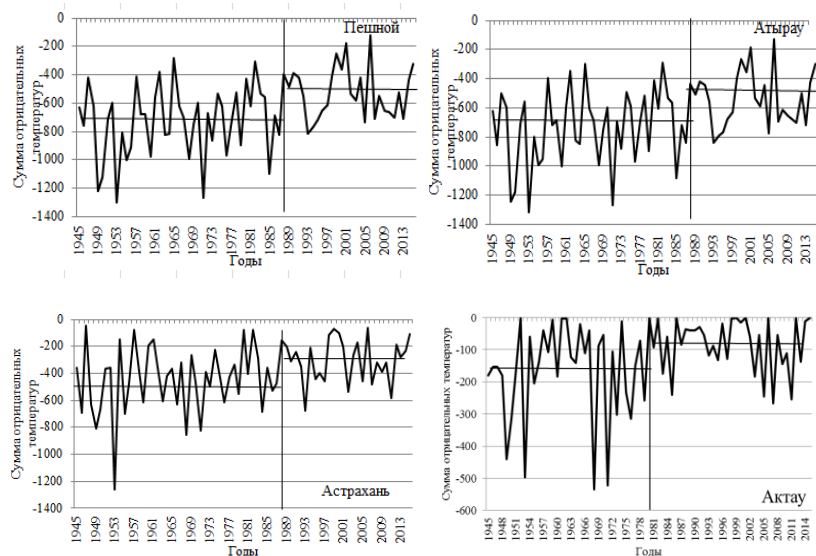


Рис. 3.2. Многолетние изменения сумм отрицательных температур воздуха, $^{\circ}\text{C}$

Для более детального исследования температурного фона холодного периода были рассмотрены среднемесячные температуры воздуха с октября по март на 29 метеостанциях территории, прилегающей к Каспийскому морю. Многолетние ряды среднемесячных температур были аппроксимированы моделью линейного тренда и ступенчатых изменений.

В таблице 3.1 приведены результаты моделирования, с указанием на сколько процентов уменьшилась средняя сумма отрицательных температур воздуха и с годом ступенчатого перехода от одного стационарного режима к другому.

Таблица 3.1

Уменьшение среднего значения суммы отрицательных температур на станциях (Δ , %) и год перехода от одних стационарных условий к другим

Код	Наименование станции	Год перехода	Δ , %	Код	Наименование станции	Год перехода	Δ , %
34691	Новый Уштоган	1988	28	35927	Бейнеу	1988	22
34798	Ганюшкино	1988	26	37031	Армавир	1959	49
34861	Элиста	1988	36	37054	Минеральные воды	1996	38
34880	Астрахань	1988	35	37061	Буденовск	1957	40
34866	Яшкуль	1988	38	37089	о. Тюлений	1978	40
34927	Краснодар	1959	49	37472	Махачкала	1977	69
34949	Ставрополь	1956	34	38002	Кызан	1988	31
34984	Лагань	1988	35	38008	Тушибек	1988	30
35514	Карабау	1978	23	38232	Аккудук	1988	34
35605	Махамбет	1988	27	97048	Пешной	1988	30
35700	Атырау	1988	27	97059	Кулалы, остров	1988	37
35715	Кульсары АМСГ	1978	24	97060	Форт-Шевченко	1988	48
35925	Сам	1988	19	97061	Актау	1988	53

Метеостанции Пятигорск, о. Искусственный и Дербент не включены в расчеты в связи с недостаточным количеством данных и пропусками наблюдений. На станции Дербент

отрицательных температур практически нет.

Также были отдельно рассмотрены температуры октября, как предзимнего месяца и марта, как весеннего месяца при таянии ледового покрова. Результаты отображены в таблице 3.2.

Таблица 3.2

Характеристики нестационарных моделей для многолетних восстановленных рядов среднемесячной температуры октября и марта

Код	$\Delta_{тр}\%$	$\Delta_{ступ}\%$	$F_{тр}$	$F_{ступ}$	$T_{ступ.}$	$T_{нач.}$	$T_{кон.}$	N	$R_{тр}$
Октябрь									
34691	2.2	4.9	1.05	1.11	1990	1882	2016	132	0.21
34798	2.4	4.8	1.05	1.10	1990	1882	2016	132	0.22
35514	2.3	5.5	1.05	1.12	1990	1882	2016	132	0.21
35605	2.5	6.0	1.05	1.13	1990	1882	2016	132	0.22
35700	2.9	6.6	1.06	1.15	1990	1882	2016	132	0.24
35715	2.7	6.5	1.06	1.15	1989	1882	2016	132	0.23
35925	2.6	5.6	1.05	1.12	1990	1882	2016	132	0.22
35927	2.9	6.3	1.06	1.14	1989	1882	2016	132	0.24
38002	2.6	5.5	1.05	1.12	1989	1882	2016	132	0.23
38008	2.3	3.7	1.05	1.08	1989	1882	2016	132	0.21
38232	3.4	5.8	1.07	1.13	1989	1882	2016	132	0.26
Март									
97048	1.7	4.5	1.04	1.10	1990	1882	2016	132	0.19
97059	2.1	3.9	1.04	1.08	1989	1882	2016	132	0.20
97060	2.5	4.3	1.05	1.09	1989	1882	2016	132	0.22
97061	2.9	5.3	1.06	1.12	1989	1882	2016	132	0.24
34691	6.7	10.0	1.15	1.24	1989	1882	2016	132	0.36
34798	6.4	8.9	1.14	1.21	1989	1882	2016	132	0.35
35514	6.1	7.8	1.13	1.18	1998	1882	2016	132	0.34
35605	6.4	8.2	1.14	1.19	1990	1882	2016	132	0.35
35700	6.7	8.2	1.15	1.19	1962	1882	2016	132	0.36
35715	6.4	7.8	1.14	1.18	2000	1882	2016	132	0.35
35925	5.5	7.9	1.12	1.18	1998	1882	2016	132	0.33
35927	5.6	8.4	1.12	1.19	1998	1882	2016	132	0.33
38002	5.9	8.4	1.13	1.19	1989	1882	2016	132	0.34
38008	5.0	7.5	1.11	1.17	1989	1882	2016	132	0.31
38232	5.6	8.5	1.12	1.20	2001	1882	2016	132	0.33
97048	6.3	8.1	1.14	1.19	1962	1882	2016	132	0.35
97059	5.7	9.2	1.13	1.21	1989	1882	2016	132	0.33
97060	4.9	8.6	1.10	1.20	1989	1882	2016	132	0.31
97061	5.2	9.6	1.11	1.22	1989	1882	2016	132	0.32

Нестационарную модель будем считать эффективной, если $\Delta_{\text{тр}}$ равно или превышает 10% и статистически значимой, если $F_{\text{тр}}$ и $F_{\text{ст}}$ больше критического значения при уровне значимости 5%.

Согласно таблице 3.2 $\Delta_{\text{тр}}$ в октябре не превышала 10%, в марте только на одной станции значение было равно 10 %. Расчетных значений $F_{\text{тр}}$ и $F_{\text{ст}}$ больше критического значения при уровне значимости 5% не наблюдалось. Расчеты по остальным месяцам также показали стационарность модели для выбранного региона исследования.

Как показывают результаты моделирования, прирост температуры за весь многолетний период в 132 года был незначительным на фоне больших естественных колебаний. Если же рассматривать только последний период с 1960 г., то эффективных нестационарных моделей уже существенно больше. Наиболее нестационарная температура имела место в марте, где модель ступенчатых изменений была эффективна в 23 случаях (82%), а модель линейного тренда в 13 случаях (46%) из 28, что подтверждает полученный ранее вывод о том, что нестационарность проявляется в виде ступенчатых переходов от одних стационарных условий к другим. Также получено, что год ступенчатых изменений группируется в виде двух дат: 1988 (1989) г. и 1999 г. (1997-2000 гг.). Метеостанции с 1988 годом ступенчатого роста температур марта расположены в западной части рассматриваемой территории, а с 1999 годом ступенчатого перехода – в восточной части и линия раздела идет по метеостанциям (с юго-запада на северо-восток): Махачкала, Кызан, Пешной, Махамбет и Карабау (рисунок 3.3).

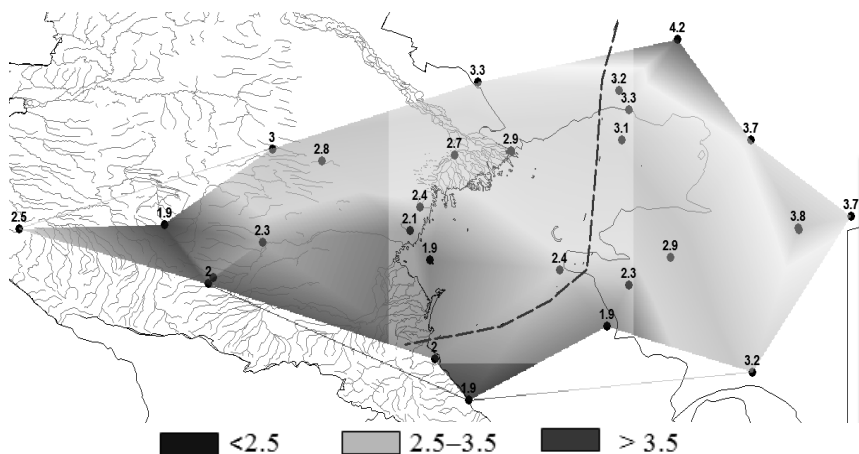


Рис. 3.3. Изменение средних многолетних температур марта (ΔT), полученное как разность средних за два стационарных периода, в $^{\circ}\text{C}$ (пунктирная линия – граница районов с разными датами ступенчатого роста температур воздуха)

Согласно рис.3.3, где представлено пространственное распределение прироста температур марта, наибольшее изменение средних многолетних температур марта были в северо-восточной и восточной частях, где $\Delta T = 3-4^{\circ}\text{C}$, в северо-западной части изменение составляет около 3°C , а наименьший прирост наблюдается на юге и юго-западе – около 2°C . Подобное распределение возможно связано с особенностями атмосферной циркуляции над каждым из этих районов. Так, западная часть рассматриваемой территории находится в основном под воздействием воздушных масс с Атлантического океана, а как показано в ряде работ усиление индекса Северо-Атлантического колебания (САК) произошло именно в 1988 году и в основном для марта месяца [62, 84]. Восточная же часть территории находится под влиянием материковых азиатских воздушных масс, поэтому переход температур к новым стационарным условиям мог произойти позже.

Примеры временных рядов со ступенчатым изменением среднего значения в разные годы приведены на рисунке.

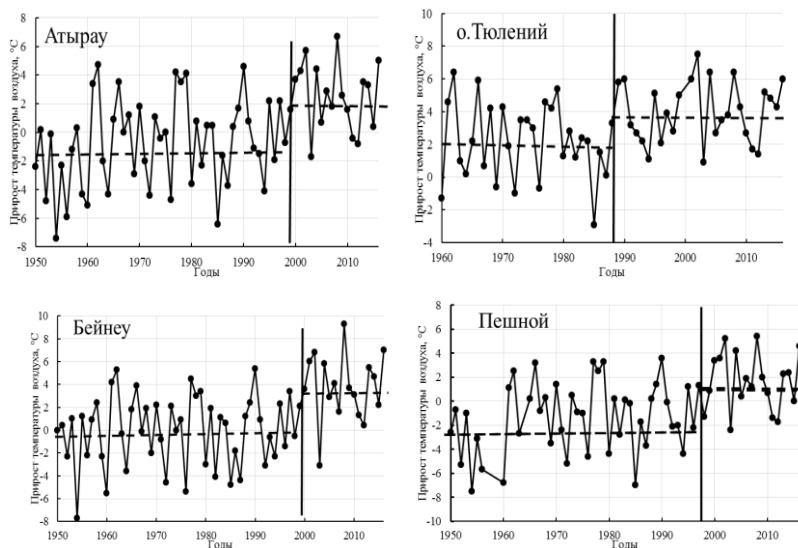


Рис. 3.4 Ступенчатые изменения среднемесячной температуры воздуха в марте на станциях о. Тюлений и Бейнеу с 1960 по 2016 гг. и 1947 по 2016 гг. соответственно

Вместе с тем естественная изменчивость температур воздуха разная, поэтому, если сравнить выявленные изменения с СКО, то они во всех случаях будут в районе 1СКО (0,8–1,2 СКО), т. е. не столь значительными.

3.2 Скорость и направление ветра

Поле ветра, как правило, определяется крупномасштабным влиянием циркуляции атмосферы, местными барикоциркуляционными и термическими условиями моря. И соответственно, изменения в поле ветра могут говорить об изменениях в циркуляционных процессах. Каспийское море имеет большую меридиональную протяженность, которая проявляется в многообразии физико-географических условий побережья. Данные условия благоприятствуют разнообразию

ветров в Прикаспийском регионе. В зимний и летний периоды над акваторией моря наблюдаются в основном ветры определенных направлений, в зависимости от региона: северо-восточный, северо-западный, район Среднего Каспия восточного и западного побережья и южный район. Заметные изменения ветровой режим испытывает при переходе от сезона к сезону.

Зимой циркуляция над Северным Каспием, восточным побережьем и центральной частью Среднего Каспия в основном обусловлена влиянием западной и юго-западной периферий азиатского максимума, а также термическими различиями между морем и сушей. Воды Каспия зимой охлаждаются меньше, чем прилегающие к нему пустыни, в связи, с чем увеличивается тенденция переноса более холодных масс воздуха из пустыни в сторону моря [24]. Поэтому в большинстве районов в зимние месяцы отмечаются наибольшие значения повторяемости ветров восточных румбов. В тоже время активный циклогенез над Атлантикой и выход циклонов на Каспий способствуют увеличению в это время года ветров северной четверти, преимущественно северо-западного направления, особенно в Среднем Каспии, а также над открытой акваторией северо-западного района. Вопросам ветрового режима посвящены немало научных работ и исследований, в числе которых имеются и работы российских, казахстанских и азербайджанских исследователей [3, 14, 21, 45].

В качестве наглядного примера распределения направлений ветра в зимний период на станциях Северного и Среднего Каспия представлены на рисунках 3.5 и 3.6 в виде розы ветров репрезентативных станций Пешной и Актау в %-ном соотношении.

Для оценки климатических изменений скоростей и направлений ветра были собраны и проанализированы срочные данные направления ветра по станциям Пешной, о. Кулалы, Форт-Шевченко и Актау. По станции Пешной был наиболее длинный ряд с 1945 по 2019 гг., остальные наблюдения были с 1983 и 1993 гг. по 2019 г.

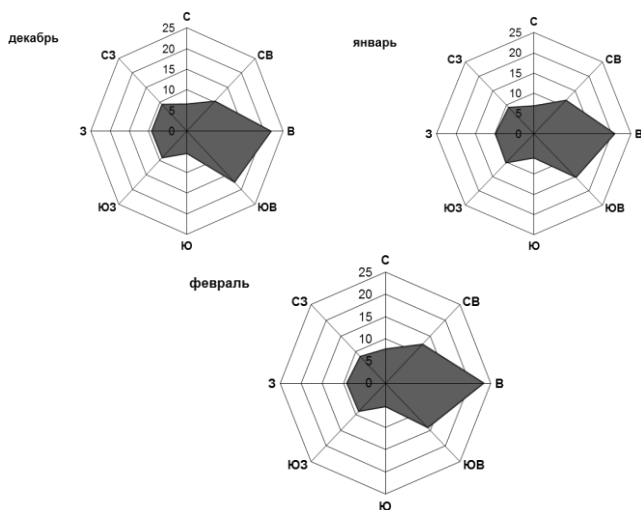


Рис. 3.5. Повторяемость направлений ветра в % на станции Пешной за период с 1945 г. по 2019 г.

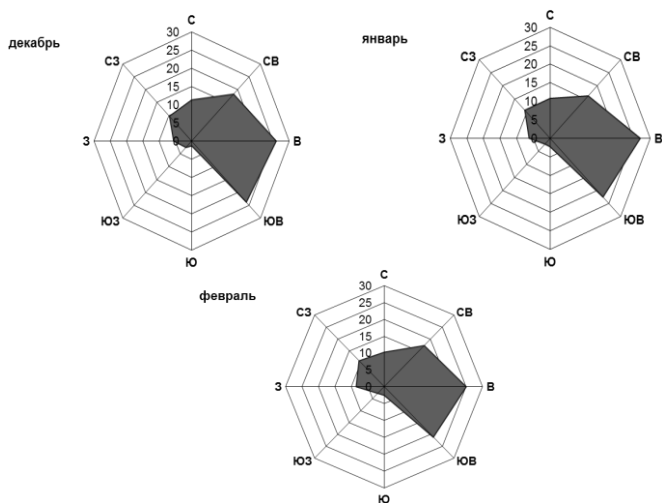


Рис. 3.6. Повторяемость направлений ветра в % на станции Актау за период с 1983 г. по 2019 г.

Срочные данные имеют дискретность шесть часов по СГВ, то есть 4 раза в сутки. В таблице 3.3 представлены повторяемости ветров 8 основных направлений и штилей в процентном соотношении.

Таблица 3.3

Повторяемость в % направлений ветра									
Месяц	Направление								
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	шт
Пешной									
Ноябрь	7	12	21	15	6	10	10	9	10
Декабрь	8	12	23	14	5	9	9	9	10
Январь	8	12	20	14	6	12	9	9	10
Февраль	7	12	18	17	6	9	9	10	12
Март	7	10	22	18	5	9	9	9	11
о. Кулалы									
Ноябрь	7	18	22	17	3	7	7	11	8
Декабрь	6	17	27	15	3	6	8	12	7
Январь	6	23	16	13	5	10	10	12	6
Февраль	11	17	21	15	3	5	8	12	8
Март	6	15	21	18	3	5	9	12	10
Форт-Шевченко									
Ноябрь	15	24	12	19	2	4	6	13	6
Декабрь	14	21	12	22	3	4	7	11	6
Январь	15	18	9	21	4	5	9	14	6
Февраль	14	22	12	22	3	2	5	15	5
Март	12	23	11	23	3	3	7	13	5
Актау									
Ноябрь	11	16	27	22	2	2	6	11	2
Декабрь	10	17	25	21	3	3	9	11	2
Январь	9	14	18	21	5	5	12	14	2
Февраль	12	17	27	22	2	3	5	9	2
Март	11	18	26	24	1	2	6	10	2

Важно было рассмотреть не только распределение ветрового направления по месяцам, но и динамику изменений каждого направления за весь период. Так по станции Пешной за период с 1945 по 2019 гг. увеличилась повторяемость юго-западного направления во все месяцы, за исключением ноября. Помимо юго-западного ветра в марте увеличилась повторяемость западного и северо-западного направлений, в декабре – западные

ветры. Следует отметить и увеличение повторяемости штилей за все месяцы. В последние десятилетия повторяемость штилей увеличилась до 20–25 случаев в месяц, то есть это 20–25 раз из 120/124 сроков (в зависимости от числа дней в месяце 30/31) при средней многолетней повторяемости 12–15 раз. В период 1945–1970 годы повторяемость штилей редко превышала 10 случаев в месяц. В процентном соотношении юго-западные ветры возросли от 10 % до 15–20 % во все месяцы, северо-западный ветер в ноябре увеличился на 2–3 %.

На станции о. Кулалы во все месяцы года увеличилась повторяемость северного ветра от 2–4% до 10–13 %. Уменьшение юго-восточного ветра на 10 % наблюдается в январе, декабре и менее, чем на 5% – в остальные месяцы. Западные ветры увеличились в марте и декабре на 10%.

На станции Форт-Шевченко наблюдается заметное уменьшение ветров южного сектора и в последние 4–5 лет и по всем месяцам имеет место увеличение повторяемости ветров западного и северо-западного направлений.

В Актау в марте увеличились повторяемости ветров южного и западного секторов от 2 до 5 %. Остальные ветры имеют периоды спада и роста не ярко выраженные.

Графики временного хода повторяемости юго-западного ветра на примере станции Пешной на рисунке 3.7 показывают увеличение случаев с данным направлением во все месяцы.

По результатам исследования можно заключить, что наблюдается увеличение повторяемости ветров западного и южного секторов, в особенности в марте и ноябре. Данное заключение говорит о том, что наблюдается довольно интенсивный и частый вынос теплых воздушных масс с южной территории Каспийского моря, с территории Ирана и приток тепла с запада, с территории Черного моря. Выходы южно-каспийских и черноморских циклонов способствуют притоку теплых воздушных масс, выпадению осадков. Подобные выносы тепла благоприятствуют быстрому очищению моря ото льда в марте и сдвиге дат появления первых ледовых явлений в ноябре.

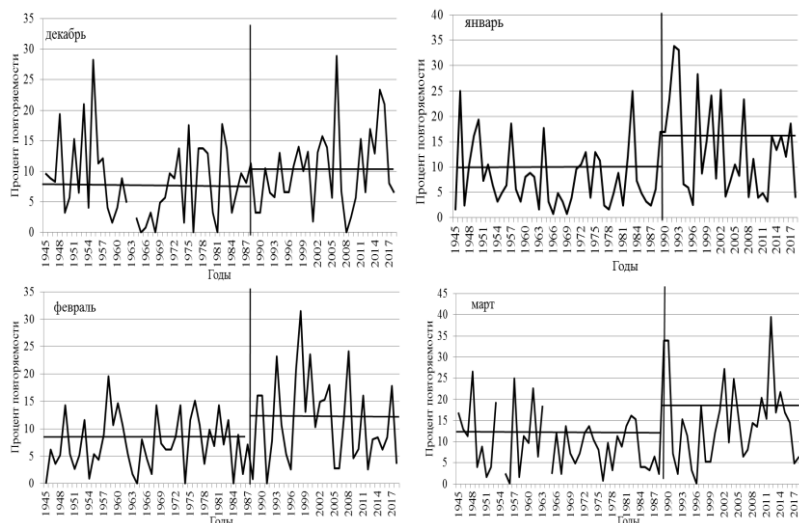


Рис. 3.7. Повторяемость в процентах ЮЗ ветра с 1945 по 2019 гг. на станции Пешной

В то время как влияние сибирского антициклона ослабевает, заливы холодных арктических воздушных масс становятся меньше. Ветры северного и восточного секторов по своей повторяемости снизились.

Что касается скоростей ветра, так они тоже изменились. Среднемесячная скорость ветра на станции Пешной до 1980-х годов была в пределах 5–7 м/с, а в последние десятилетия она снизилась до отметки 4 м/с (рис. 3.8).

На остальных станциях изменения не столь существенны и скорости уменьшились на 2–3 м/с. Подобные уменьшения скорее всего связаны со сменой основных направлений ветра. Стоит предположить, что ветры южного и западного секторов имеют меньшие скорости.

Повторяемость максимальных скоростей на станции Пешной свыше 20 м/с значительно сократилась, во все месяцы подобные скорости фиксировались в 1940–1950-е годы. В настоящее время скорость ветра редко достигает отметки 15 м/с и наблюдаются в основном в марте и декабре.

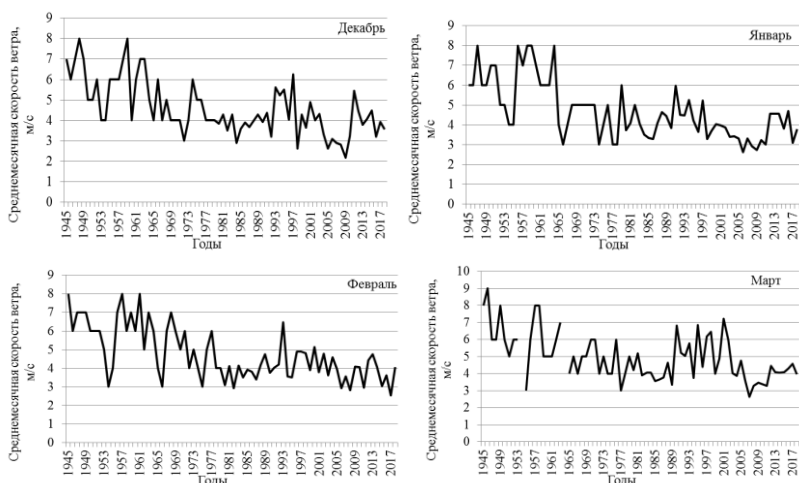


Рис. 3.8. Многолетние ряды среднемесячных скоростей ветра на станции Пешной с 1945 по 2019 гг.

На станции Актау максимальные скорости ветра уменьшились на 3–5 м/с (рис.3.9). На остальных станциях существенных уменьшений не наблюдается.

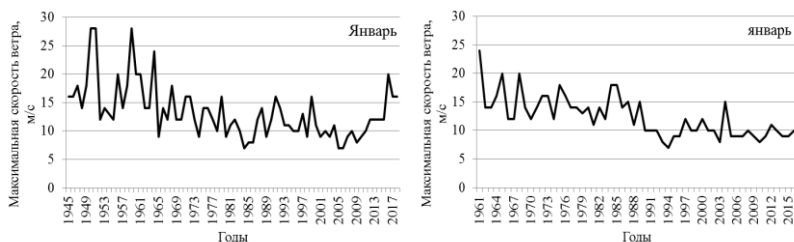


Рис. 3.9. Многолетние ряды максимальных скоростей ветра в январе на станциях Пешной (слева) и Актау (справа)

По исследованиям С.Д. Кошинского [55, 56], и как было показано выше, режим средних скоростей ветра в различных районах Каспийского моря, существенным образом зависит от времени года, характера циркуляционных процессов и рельефа окружающей местности. Существенным образом скорость ветра

у поверхности земли зависит и от времени суток. Эти изменения скорости в течение суток находятся в прямой зависимости от изменений коэффициента турбулентного обмена: в послеполуденные часы наблюдается максимум скорости ветра, а к ночи она уменьшается. Имеется одна общая особенность в годовом ходе суточной амплитуды скорости ветра: для всех районов наибольшего значения амплитуда достигает в середине лета и наименьшего – в середине зимы.

Влияние циркуляции атмосферы, орографии берегов и рельефа местности вокруг наблюдательных станций сказывается на характере распределения максимальных скоростей ветра. Что касается максимальных скоростей ветра, то они значительно ослабли и в последние годы скорости более 20 м/с, а тем более 25 м/с не наблюдаются.

Несмотря на малую повторяемость скоростей ветра более 15 м/с, они представляют большой интерес, так как усиление ветра может привести к уменьшению продолжительности рейсов судов, прекращению погрузочно-разгрузочных работ. Ветер такой силы обычно вызывает сильное волнение, которое может привести к возникновению аварийных ситуаций при проведении работ на море. Шторм – опасное явление погоды, складывающееся из одновременного воздействия различных гидрометеорологических факторов: сильного ветра, развитого волнения, сгонов-нагонов, обильного выпадения осадков, а в зимнее время – подвижек ледяного покрова, метелей, обледенения.

В 71 % случаев возникновения штормов на Каспии связано с влиянием антициклонов. При этом в 47 % случаев наблюдаются ветры северной четверти. Штормы циклонического происхождения с ветрами западного направления составляют 34%. На штормовую деятельность в этом районе оказывает в значительной мере и мысовый эффект п-ова Мангышлак.

В течение года число дней с бурным ветром распределяется довольно неравномерно. На Северном Каспии чаще такие ветры наблюдаются весной, заметно реже – летом. На восточном побережье Среднего Каспия максимум числа дней со скоростью ветра >15 м/с приходится на зиму и начало весны, минимум – на

середину лета, а на западном побережье максимум приходится на весну, а минимум на лето [24, 78].

3.3 Атмосферные осадки

Режим атмосферных осадков в большей степени зависит от взаимодействия различных по происхождению воздушных масс с рельефом побережья Каспийского моря.

Для восточного побережья Каспия, которое характеризуется засушливостью, свойственно незначительное количество выпадающих атмосферных осадков. В холодный период года здесь происходит вторжение холодных и относительно бедных влагой арктических масс и воздушных масс умеренных широт континентального происхождения. В теплое полугодие большой приток солнечной радиации способствует высушиванию континентального воздуха. В среднем годовая сумма осадков не превышает 95–125 мм (наибольшие суммы отмечаются в районе поселка Ганюшкино и Форт-Шевченко, 173 мм и 172 мм соответственно). Для казахстанского побережья Северного Каспия характерен континентальный тип годового хода осадков – преобладание их в теплый период года. Для северной части побережья это в основном конвективные осадки, выпадение которых связано с вторжением холодного воздуха (обычно с северо-запада).

Максимальное выпадение осадков отмечается дважды в год: в апреле – июне и октябре – ноябре (15–20 мм в месяц). Минимальное количество осадков выпадает в виде снега в феврале (около 10 мм в месяц), когда на Северный Каспий активно распространяется отрог азиатского антициклона.

Для побережья Среднего Каспия характерен среднеазиатский (пустынный) тип годового хода осадков – выпадение их в холодный период и практически отсутствие летом [24, 128–129].

Рисунок 3.10 иллюстрирует годовой ход атмосферных осадков Северного и Среднего Каспия [96–97].

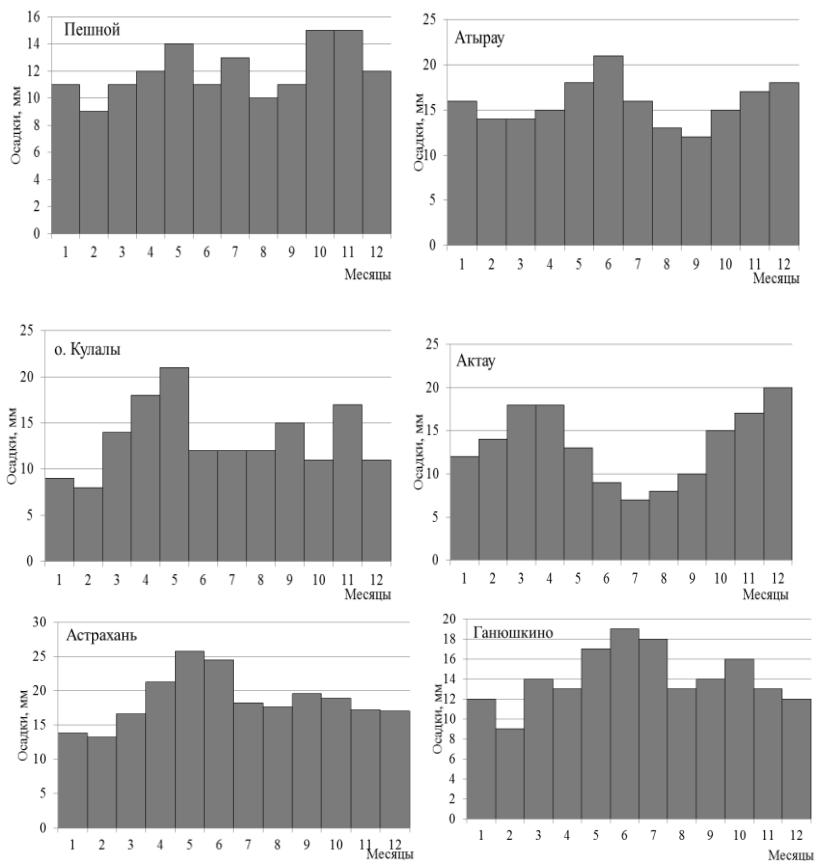


Рис. 3.10. Годовой ход атмосферных осадков по метеорологическим станциям Северного и Среднего Каспия

От года к году колебания количества осадков значительны. В очень дождливые годы может выпасть осадков в полтора раза больше по сравнению с многолетней величиной. В «сухие» годы количество осадков снижается на 50 %, а местами на 20 % от среднемноголетнего значения. В холодный период года, с ноября по март, выпадает основная масса осадков (52–61 мм), относительно равномерно распределённая вдоль побережья. В тёплый период года (с апреля по октябрь) изменчивость

выпадения осадков по побережью значительно больше (37–91мм).

Больше всего осадков выпадает в виде дождя, смешанные осадки составляют 12 % от общего количества осадков, твердые – 20 %.

Наибольшая продолжительность осадков в году наблюдается в осенне-зимний период (5–10 часов), когда выпадают преимущественно осадки обложного характера. Летом продолжительность осадков меньше (2–3 часа). [7, 24, 102].

В настоящем исследовании собраны данные по осадкам по 15 станциям России и Казахстана с 1930–40х годов по 2016–2018гг., наиболее длинный ряд по станциям Форт-Шевченко и Атырау с 1860 и с 1880 гг. соответственно. Дополнительно были рассмотрены еще 7 станций, но с короткими рядами данных и лишь до 1993 года.

По рядам осадков рассчитаны среднемноголетние значения и отклонения от них. Согласно полученным результатам, осадки на большинстве станций не имеют четко выраженного тренда уменьшения или увеличения. Станции северных, северо-восточных и восточных регионов отличились большим количеством выпадения осадков в декабре, январе и марте. В январе количество осадков стало больше на станциях Атырау, Тушибек и Форт-Шевченко; в марте на станциях Атырау, Новый Уштоган, Пешной и Бейнеу; в декабре – на станциях Атырау и Сам (рисунок 3.11).

Увеличение выпадения осадков в марте замечены на 4-х станциях из 15, осадки вероятнее всего жидкие в виде дождя и мокрого снега. В феврале тенденции к уменьшению выявлены лишь на двух станциях (Ганюшкино и Новый Уштоган).

На морских и прибрежных станциях осадки не имеют тенденцию ни к уменьшению, ни к увеличению. По итогам можно заключить, что выпадение осадков, в частности твердых, не оказывают влияния на климатические изменения толщины льда.

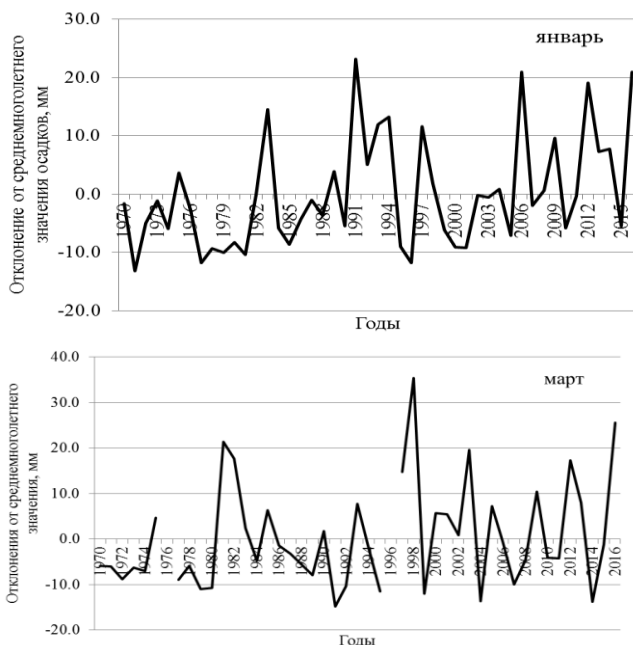


Рис. 3.11. Многолетние ряды отклонений от среднемноголетнего значения осадков на станциях Атырау в январе и станции Сам в марте

Стоит отметить, что были месяцы, когда осадков выпадало в несколько раз больше нормы. Подобные случаи повторяются за весь период наблюдения. Так, к примеру, на станции Пешной были случаи выпадения осадков более 20 мм, при норме 11–12 мм в январе и декабре. В марте было несколько лет, когда осадков выпало более 40 мм при норме 11.8 мм (рисунок 3.12).

Наибольшее количество осадков выпадает в марте на прибрежных станциях и за весь период наблюдения не редки случаи выпадения более 40 мм осадков за месяц в виде дождя. Можно предположить, что частые дожди в начале месяца могут спровоцировать быстрое разрушение ледового покрова.

Для выделения месяцев с избытком и дефицитом осадков было использовано отношение количества выпавших осадков к среднему многолетнему значению за данный месяц, умноженное на 100%.

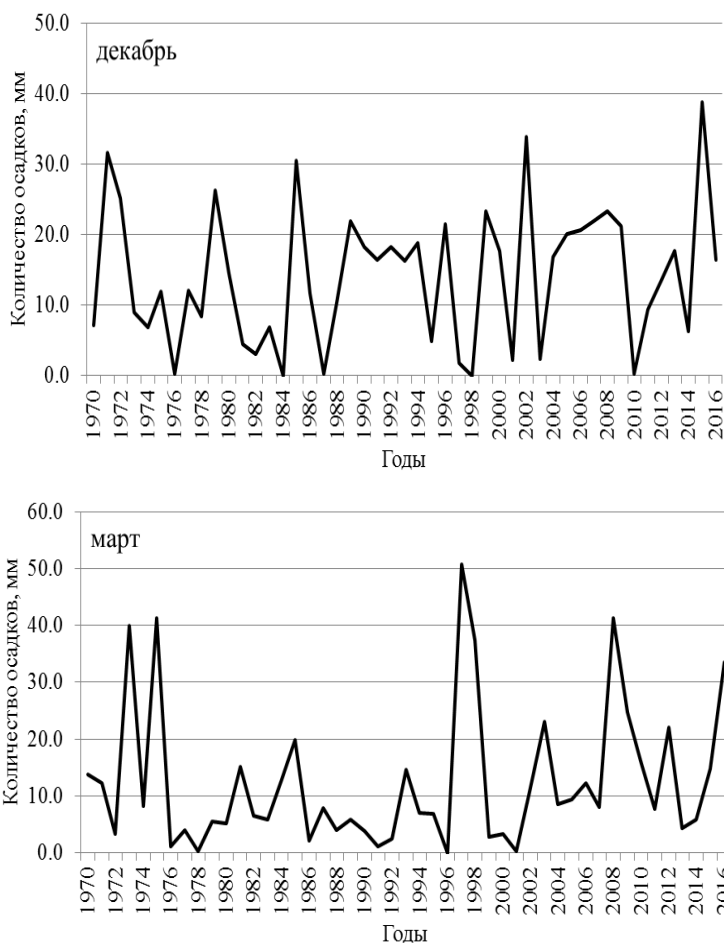


Рис. 3.12. Многолетние ряды отклонений от среднееголетнего значения осадков на станции Пешной за декабрь и март с 1970 г. по 2016 г.

Значения менее 80 % оценивались как месяцы с дефицитом осадков (Д), значения в пределах 80 – 120 % - норма, а более 120 % месяцы с избыточным количеством осадков (И), как показано в табл.3.4.

Таблица 3.4

Число случаев с дефицитом и избытком осадков на станциях по месяцам

Станция	Месяц									
	1		2		3		11		12	
	Д	И	Д	И	Д	И	Д	И	Д	И
Атырау	23	13	19	15	23	15	19	17	18	17
Ганюшкино	25	11	21	16	21	13	18	17	21	12
Карабау	18	18	15	20	21	17	16	15	20	14
Кульсары	24	15	13	15	26	15	17	17	18	12
Новый Уштоган	21	15	20	11	19	15	20	14	15	17
Пешной	21	12	22	9	27	12	23	15	16	19
Аккудук	20	17	24	14	23	13	18	12	21	18
Бейнеу	18	18	19	13	18	11	22	14	19	19
Кулалы	21	12	22	10	26	11	21	10	22	14
Кызан	20	20	20	12	29	13	21	18	20	15
Сам	19	20	20	15	22	15	21	12	18	16
Тушибек	23	15	19	15	20	17	19	18	22	17
Форт-Шевченко	23	17	21	15	23	14	19	14	23	18
Актау	23	19	21	17	24	15	22	15	26	17
Астрахань	20	13	24	12	20	14	20	13	22	15

Общее количество случаев за каждый месяц с 1970 г. по 2016г. (47 лет) по 15 станциям – 705. Наиболее засушливым периодом были 1970–1980е годы, а наиболее увлажненным – 1990-е и 2015–2016 гг. Аномальность выявлялась не по отдельным метеорологическим станциям, а по всей рассматриваемой территории, то есть месяц должен быть аномальным на 75 % исследуемой площади, как минимум на 11 станциях из 15. Дефицит осадков преобладает во все месяцы, и засушливые годы на всех станциях наблюдаются чаще, чем годы с избытком осадков.

3.3.1 Анализ синоптических процессов определяющих дефицит осадков

При изучении различных движений, наблюдаемых в

окружающей Землю воздушной оболочке, приходится встречаться с процессами и явлениями чрезвычайно широкого диапазона – от краткопериодических локальных колебаний до 26-месячных циклов, обнаруженных сравнительно недавно в экваториальной стратосфере (квазидвухлетняя цикличность), или еще более крупных колебаний. Все они находятся в очень сложных взаимосвязях.

Эмпирические и теоретические исследования показывают, что для разных задач (например, для краткосрочного или долгосрочного прогнозов погоды) требуется учет и разных комплексов взаимодействующих факторов, или разная степень детализации и точности их представления [6, 26-28].

С помощью карт средних за период и средних месячных значений на изобарической поверхности H500 и сборных кинематических карт естественно-синоптических периодов типизированы синоптические процессы, обуславливающие месяцы с дефицитом атмосферных осадков (рис. 3.13).

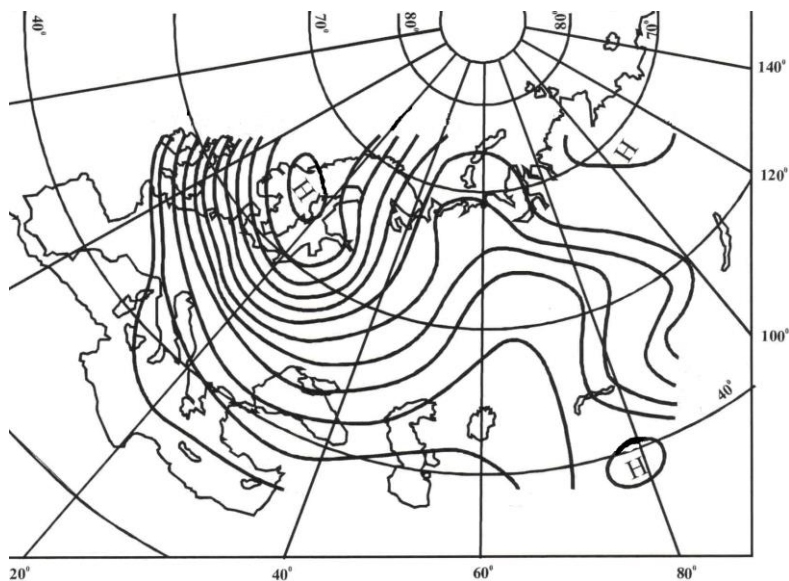


Рис. 3.13. Среднее поле H500 при дефиците осадков

Дефициту осадков соответствует поле Н 500, отличающееся меридиональностью атмосферных процессов в первом естественном синоптическом районе. На рисунке 3.13 наблюдается хорошо выраженное антициклональное поле над центральными районами Казахстана, Уралом, северо-восточной частью Европейской территории России (ЕТР).

С этой зоной повышенного давления сопряжены две области низкого давления. Одна из них находится над центральными и северными районами Европы, другое циклоническое образование располагается над Восточной Сибирью. Подобная синоптическая ситуация способствовала хорошей погоде без осадков над территорией Казахстана.

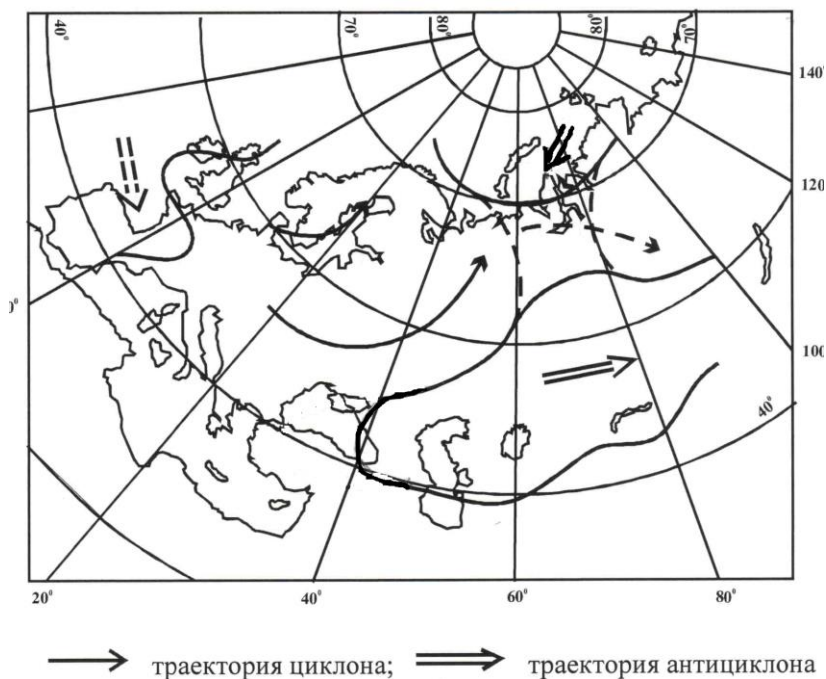


Рис. 3.14. Карта-схема развития синоптических процессов при дефиците осадков

Анализ карты-схемы синоптических процессов у земли показывает, что в соответствии с высотным барическим полем практически весь Казахстан находится в антициклональном поле. Над большей частью ЕТР, западной Европой наблюдаются циклонические образования, которые перемещаются с запада и юго-запада в северо-восточном и северном направлениях. Над северными и северо-восточными районами Северной Атлантики, Арктическим бассейном наблюдается антициклональное поле.

Изучив развитие атмосферных процессов и условия погоды в рассматриваемом случае над Казахстаном, можно сделать вывод о том, что благодаря такой конфигурации высотной фронтальной зоны создаются условия, при которых большая часть территории находится под влиянием антициклонального поля. Это и обуславливает дефицит осадков.

Стационарирование антициклона над рассматриваемой территорией способствовало росту температуры воздуха.

3.3.2 Анализ синоптических процессов определяющих избыток осадков

Избытку осадков соответствуют процессы, характеризующиеся гребнем повышенного давления, ось которого направлена с Балканского полуострова на остров Новая Земля. К западу и востоку от него располагаются хорошо выраженные ложбины с частными циклонами. Менее глубокий вихрь находится над Западной Сибирью. В этой же ложбине над Кавказом наблюдается еще один циклон, занимающий меньшую площадь (рис. 3.15).

На пространстве первого естественного синоптического района преобладает циклоническое поле у поверхности земли. Лишь в Восточной Европе и большинстве областей Европейской части России и на западе Казахстана преобладают антициклональные образования.

Географическое положение осевой линии ПВФЗ отличается значительным диапазоном изменения. Крайнее северное ее положение наблюдается над севером ЕТР и северным Уралом. Южнее всего она располагается над Закавказьем и севером

Туркмении. Среднее положение оси ПВФЗ проходит вблизи Западного Казахстана.

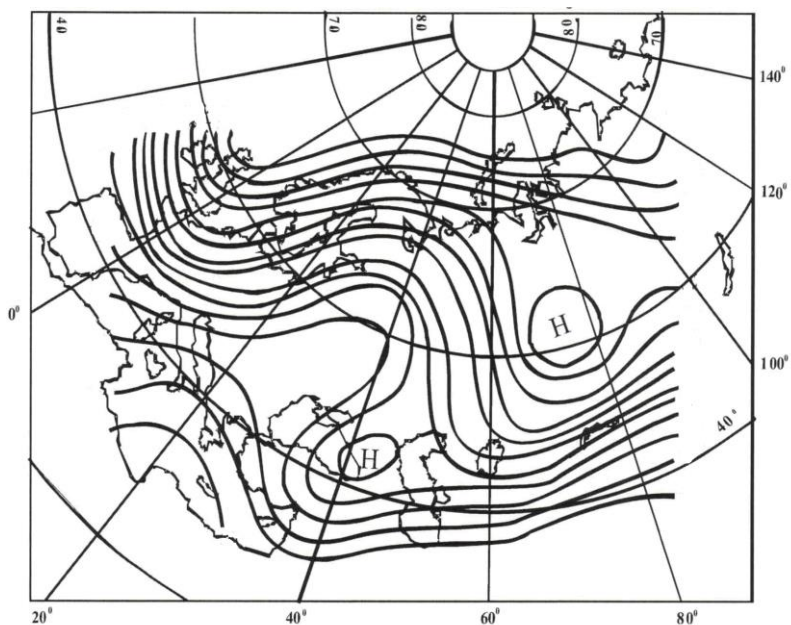


Рис. 3.15. Среднее поле Н 500 при избытке осадков

При возникновении процессов данного типа вдоль ПВФЗ в центральных областях Западной Сибири и севере на северо-восток смещаются циклонические образования. Тыловые затоки за подвижными циклонами благоприятствуют существованию антициклонального поля в Западном Казахстане. Над югом Казахстана наблюдаются выходы южных циклонов (рис.3.16).

Проводя сравнительный анализ двух синоптических ситуаций, можно выделить следующее: синоптические ситуации в месяц с дефицитом осадков и в месяц с избытком осадков сильно отличаются, они даже противоположны. Антициклоническая погода характеризуется дефицитом осадков и ростом температуры воздуха, а циклоническая погода, наоборот, избытком осадков и понижением температуры.

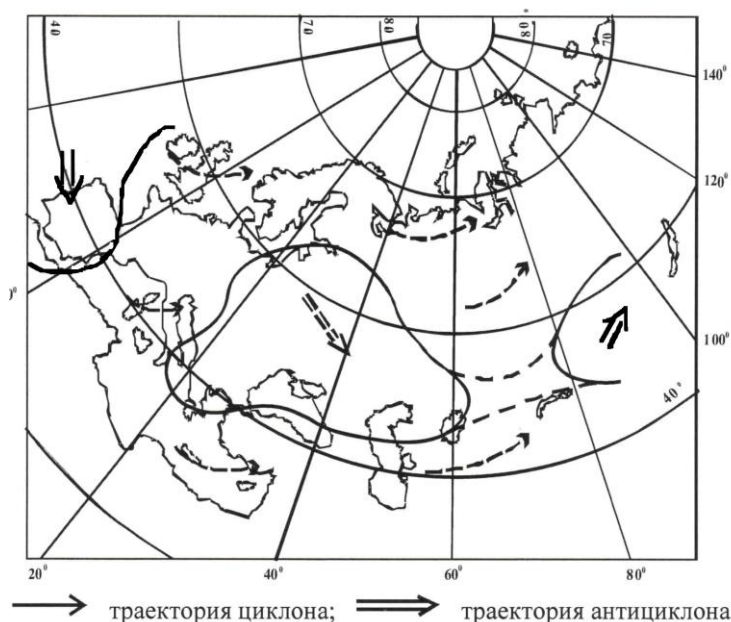


Рис. 3.16. Карта-схема развития синоптических процессов при избытке осадков

3.4 Показатели циркуляции атмосферы

Исследования в области атмосферных процессов как в прошлом, так и в настоящее время являются актуальными. Долгосрочные прогнозы погоды, объяснения колебания климата, познания закономерностей общей циркуляции атмосферы и формирующих ее факторов одни из важнейших задач метеорологии. Хотя исследованиями общей циркуляции атмосферы в целом и ее отдельных звеньев ученые занимаются уже около 200 лет, только в последние десятилетия получены более или менее надежные схемы как эмпирического, так и теоретического характера [112-113, 116-117].

Под общей циркуляцией атмосферы подразумевают систему крупномасштабных воздушных течений над Земным шаром, которые по своим размерам соизмеримы с большими частями материков и океанов [74, 104].

В 1932-1935 гг. Г.Я. Вангенгейм произвел типизацию макросиноптических процессов. Классификация основывалась на понятии элементарного синоптического процесса (ЭСП), которое было введено Г.Я. Вангенгеймом в 1933 году. Под ЭСП понимается процесс, в течение которого сохраняется географическое распределение знака барического поля и направление основных переносов воздуха в пределах Атлантико-евразийского сектора Северного полушария [26-28]. Для каждого элементарного синоптического процесса строились сборнокинематические карты. Последние затем сопоставлялись друг с другом с целью получения аналогичных групп ЭСП. Признаки аналогичности процессов считались:

- 1) аналогичное географическое распределение «дирижирующих» полей давления и аналогичный характер процессов формирования;
- 2) аналогичная ориентировка господствующих ветровых систем, т. е. «основных процессов»;
- 3) аналогичные характеристики основных вторжений воздушных масс.

Исходя из этих признаков, удалось все многообразие процессов, наблюдавшихся за 42 года, отобразить в 26 типах.

Для каждого из них были построены типовые сборнокинематические карты и графики хода метеорологических элементов. В дальнейшем указанные 26 типов процессов были обобщены в три типа атмосферной циркуляции: западный W, восточный E и меридиональный C, которые определялись по преобладающим переносам тропосферы умеренных широт. При этом 9 типовых схем были отнесены к процессам типа W, 10 – к процессам типа E и 7 – к процессам типа C. Иначе говоря, каждый из установленных ранее 26 типов рассматривался теперь как разновидность трех типов W, C и E. Сборнокинематические карты этих 26 разновидностей обычно применяют в практической работе при расчленении непрерывно протекающих процессов на ЭСП. Затем, пользуясь указанным выше распределением их по типам W, C и E, относят каждый ЭСП к тому или иному типу.

Таким образом, при расчленении макропроцессов на типы W, C, E учитывается все многообразие процессов, которое Г.Я.

Вангенгейму удалось заключить в 26 типах. В 1946 году Г.Я. Вангенгейм показал, что типы W, C, E являются, по существу формами общей циркуляции атмосферы. При форме W в толще тропосферы наблюдаются зональные движения воздуха. Преобразование процессов этой формы в E или C связано с возникновением в тропосфере стационарных волн большой амплитуды. При этом географическая локализация гребней и ложбин этих волн при формах E и C принципиально отлична. В настоящее время теория возникновения таких волн связывается с закономерностями и условиями вихреобразования в атмосфере. Г.Я. Вангенгейм работал над созданием своей классификации в те годы, когда не было полноценных ежедневных синоптических карт северного полушария. Поэтому классификация была построена в основном по приземным картам и для атлантико-европейского сектора полушария.

Западный тип (W) циркуляции характеризуется переносом воздушных масс с запада на восток. Этот процесс легко установить путем просмотра последовательных синоптических карт. Практически к этому типу относились все дни, в которых отмечалось общее движение с запада на восток, т. е. смещения в этом направлении барических систем, воздушных масс, изаллобарических областей падения и роста. В толще тропосферы при западной форме наблюдаются волны малой амплитуды, быстро смещающиеся с запада на восток. На наземных картах наблюдается зональное смещение барических образований с запада на восток: циклонов в умеренных и северных широтах и антициклонов в субтропических.

Меридиональный тип (C) циркуляции характерен нарушением западного переноса путем вторжения на север Скандинавии континентального Арктического воздуха (кАВ) и образованием меридиональной полосы высокого давления через Скандинавию на центральную часть Европы. Низкое давление, таким образом, захватывает юго-восток Европы, Западную Сибирь и Атлантику.

Тип циркуляции устанавливается по направлению основных переносов воздушных масс. Практически подсчитывается число дней с отклонениями от нормы с процессами широтного, а также

меридионального направлений. Так, например, если в данном месяце или сезоне наблюдалось превышение нормы процессами двух типов, то такой месяц или сезон относился к комбинированной или же к так называемой смешанной атмосферной циркуляции воздуха. При формах С и Е в толще атмосферы наблюдаются стационарные волны большой амплитуды.

Восточный тип (Е) циркуляции характеризуется либо нарушением западного переноса путем вторжения с востока или северо-востока антициклонов, развивающихся в континентальном полярном воздухе (кПВ) или континентальном арктическом воздухе (кАВ), либо при развитии на континенте мощных стационарных антициклонов. Локализация основных гребней и основных ложбин на полушарии, наблюдающаяся при форме Е, обратна той, которая наблюдается при форме циркуляции С. Там, где при форме С находятся основные гребни, при форме Е имеют место ложбины, и наоборот [26].

В Арктическом и Антарктическом научно-исследовательском институте (ААНИИ) ежемесячно проводится разбивка процессов по типам общей циркуляции атмосферы. Собранные данные по числу дней общей атмосферной циркуляции типов Е, С, W за период с 1891 по 2018 год позволили пересчитать нормы форм циркуляции, проанализировать временной ход и найти зависимости с ледовыми явлениями.

Как известно, норма индексов была определена за период с 1900 по 1968 гг. и довольно длительное время использовались. В данной работе предложена пересчитанная норма за период с 1918 по 2018 гг., которая отличается от прежних значений.

Таблица 3.5

Средние многолетние значения числа дней форм ОЦА за различные периоды

Период 1900-1968 гг.		Период 1918-2018 гг.	
Форма ОЦА	Норма	Форма ОЦА	Норма
W	127	W	113
С	93	С	89
Е	145	Е	163

Согласно таблице 3.5, можно заметить существенные отличия по типам E и W. В последние годы наблюдается преобладание типа E в годовом ходе. Как известно, существуют целые эпохи господства того или иного типа циркуляции [20, 35, 71, 85]. В таблице 3.6 приведены годы с преобладающими типами ОЦА за период с 1891 г. по 2018 г.

Таблица 3.6

Годы с преобладающими типами ОЦА за период с 1891 г. по 2018 г.

Год	Индекс	Год	Индекс	Год	Индекс	Год	Индекс
1891	W	1923	W	1955	E	1987	E
1892	W	1924	E	1956	E	1988	E
1893	W	1925	W	1957	E	1989	E
1894	W	1926	W	1958	E	1990	E
1895	W	1927	E	1959	E	1991	E
1896	W	1928	W	1960	E	1992	E
1897	W	1929	E	1961	E	1993	E
1898	W	1930	E	1962	W	1994	E
1899	W	1931	E	1963	E	1995	E
1900	E	1932	W	1964	E	1996	W
1901	E	1933	E	1965	E	1997	E
1902	C	1934	E	1966	E	1998	W
1903	W	1935	E	1967	E	1999	W
1904	W	1936	E	1968	E	2000	E
1905	W	1937	E	1969	E	2001	W
1906	W	1938	E	1970	E	2002	E
1907	W	1939	W+C	1971	E	2003	W+E
1908	E	1940	W	1972	E	2004	E
1909	E	1941	E	1973	E	2005	W+E
1910	E	1942	C	1974	E	2006	E+W
1911	W	1943	W	1975	E	2007	E
1912	W	1944	W	1976	E	2008	W+E
1913	W	1945	E	1977	E	2009	W
1914	W	1946	C	1978	E	2010	E
1915	W	1947	E	1979	E	2011	E
1916	W	1948	C	1980	E	2012	E+W
1917	W	1949	W	1981	E	2013	E
1918	E	1950	W	1982	E	2014	E
1919	E	1951	E	1983	E	2015	E
1920	E	1952	E	1984	E	2016	W
1921	W	1953	E	1985	E	2017	W
1922	W	1954	E	1986	E	2018	E

В последние десятилетия наблюдается преобладание двух типов: W и E. Оценка вклада каждой формы ОЦА представлена на рисунке 3.17 в процентном соотношении.

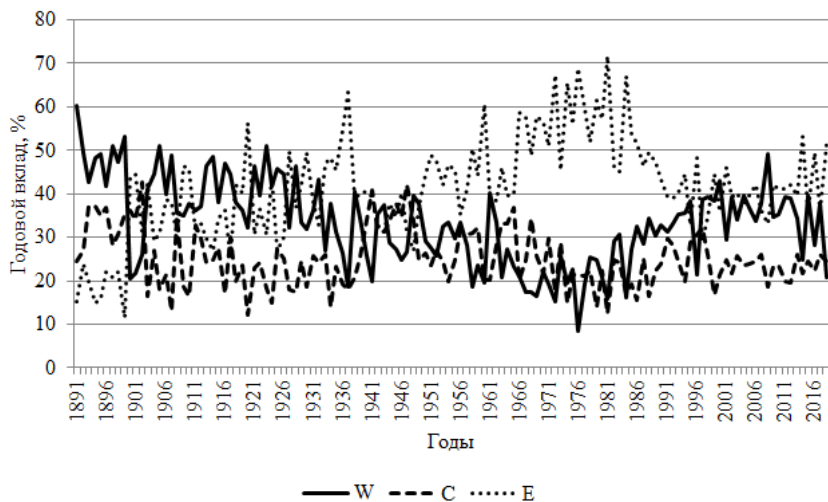


Рис. 3.17. Многолетние ряды годового вклада форм общей циркуляции атмосферы в процентах.

Согласно рисунку 3.17, в последние десятилетия наблюдается уменьшение повторяемости типа циркуляции E и увеличение вклада типа W. Нередко наблюдаются смешанные типы: W + E, E + W. Если рассматривать весь период наблюдений, то вклад формы W уменьшался до середины 1970-х, а потом начал расти. А вклад формы E, наоборот, рос до середины 1970-х, а потом резко уменьшился к концу 1980-х и стабилизировался.

Для оценки климатических изменений был выбран период с 1945 года в связи с тем, что данные по толщине льда имелись с этого года. По результатам исследования было заключено, что переход от одного стационарного режима к другому произошел в 1988 году для типов E и W, для типа C – в 1995 году (рисунок 3.18). Для оценки были использованы суммы числа дней за холодный период времени года (октябрь-март).

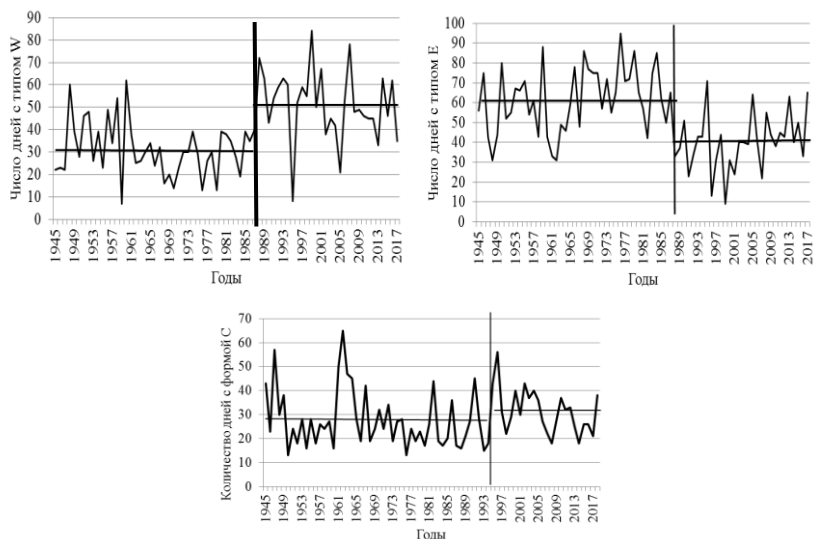


Рис. 3.18. Многолетние временные ряды числа дней с типом циркуляции W, E и C за декабрь – март и их аппроксимация моделью ступенчатых изменений среднего значения

Как показывают графики, суммарное количество дней с типом W увеличилось ступенчато в 1988 году в среднем с 32 до 51 день, а число дней с типом E уменьшилось с 61 до 40 дней, т.е. существенно, в 1.5 раза в обоих случаях. Если же рассматривать вклады трех разных типов атмосферной циркуляции в %, то вклад E в последний период времени уменьшился в среднем примерно с 55% до 35%, а вклад W увеличился в среднем с 20 до 40%, т.е. в 2 раза. Поэтому зимы с конца 1980-х годов стали существенно теплее из-за роста влияния теплого атлантического воздуха и уменьшения числа холодных воздушных масс, приходящих из Сибири. Изменения во временном ходе формы C не существенны, увеличение наблюдается всего на 4 дня в 1995 году.

Было проанализировано также и распределение типов циркуляции E, C и W по месяцам с 1970 года. Для типа E было выявлено, что более 20 дней форма циркуляции господствовала в основном в марте 1970-х – 1980-х, а именно: в 1971, 1978–1980,

1985–1988, 1991–1992, 1996 и 2015 годах. Менее трех дней форма циркуляции Е отмечалась преимущественно в январе – феврале.

Форма циркуляции С наблюдалась более 20 дней в четырех случаях: в феврале 1983 г. – 22 дня, в январе 1992 г. и 1997 г. – 20 и 21 день соответственно, в марте 2005 г. – 20 дней. В основном наблюдалось в пределах 10 дней.

Наибольшее число дней типа W было зафиксировано в зимние месяцы 1990-х – 2000-х гг. и в основном наблюдалось в пределах 15 дней.

Не смотря на то, что индексы W и E также ступенчато изменяются в конце 1980-х годов, как и суммы отрицательных зимних температур (ΣT) и максимальные толщины льда, зависимости между ΣT и индексами достаточно слабые с коэффициентами корреляции $R=0.43$ для $\Sigma T = f(W)$ и $R=0.39$ для $\Sigma T = f(E)$. Построить улучшенную зависимость от двух факторов $\Sigma T = f(W, E)$ также не представилось возможным, т.к. индексы W и E хорошо связаны между собой с $R= -0.86$, что не дает возможности применять их для предварительных прогнозов ΣT и степени суровости зимы.

Изменения в интенсивности типов W и E влияют на температурный фон, ветровой режим и, как следствие, на толщину льда и распределение ледового покрова. Как уже было отмечено, ветровой режим сменил основные сектора, сумма отрицательных температур уменьшилась и зимы перешли в разряд умеренных и мягких. Все это привело к уменьшению толщины льда, кромка льда смещена в более высокие широты. Эти изменения обусловлены изменениями циркуляции атмосферы. Западный перенос способствует притоку теплого воздуха с Атлантики, Черного моря. Меридиональная циркуляция способствует частым выходам южным теплым воздушным массам, а затоки воздуха с Арктики, Сибири и Монголии ослабли [26, 36, 91].

ГЛАВА 4 РАЗРАБОТКА МЕТОДИКИ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА НАРАСТАНИЯ ТОЛЩИНЫ ЛЬДА ДЛЯ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ

4.1 Обзор существующих методов прогноза ледовых явлений на Каспийском море

Большинство известных методик прогноза толщины льда основываются на прогнозах отрицательных температур воздуха и на суммах отрицательных температур за зимний период. Учитывается долгосрочный прогноз предстоящей зимы, точность которого не высока. Мелководная часть моря при резком понижении температуры воздуха в течение нескольких суток и даже часов может покрыться льдом. Поэтому первостепенную необходимость приобретают краткосрочные прогнозы нарастания толщины льда [1–2, 23, 92–94]. Краткосрочные прогнозы толщины льда имеют большое значение не только для перемещения людей и техники по льду, но и для представителей флоры и фауны. Эндемик моря, каспийский тюлень, очень чувствителен к изменению ледового покрова, дрейфу льда и сроков установления устойчивого льда толщиной более 20 см. Тюлени устраивают лежбища, линяют и щенятся на просторных площадях устойчивого льда. Недостаток места на лежбищах, то есть небольшие площади ледового покрова и тонкий лёд, приводят к более тесному скоплению особей и, впоследствии, большой вероятности возникновения эпидемий и болезней среди животных [38, 57–59, 70, 133]. В последние 20 лет наблюдается резкое сокращение их популяции и остро встал вопрос о внесении животного в Красную книгу [110]. Численность популяции уменьшилась с начала 20 века в десятки раз. 13 ноября 2020 года был подписан документ о внесении Каспийского тюленя в Красную книгу Казахстана [89].

Существуют различные эмпирические и теоретические формулы для расчета толщины льда по температуре воздуха. Широкое применение нашли формулы, предложенные Н.Н.

Зубовым, где учитывается сумма градуса-дней мороза; формула А.П. Колесникова, где добавляется учет снежного покрова на льду; формула Е.М. Саускана для расчета толщины льда в южных морях [1–2, 23, 25]. Современные методики долгосрочных прогнозов ледовых условий для европейских морей России были предложены И.О. Думанской [32]. Эффективность метода при расчете по зависимому ряду наибольшей за зиму толщины припайного льда для Каспийского моря составила 28 %. Метод был апробирован в Гидрометцентре России в 2008-2010 гг., но не дал положительных результатов, так как статистические связи оказались весьма неустойчивы и необходимы их обновления, а также учет смены макроциркуляционных эпох [32–33].

Известны также методики прогнозирования толщины льда на различных замкнутых водоемах, в том числе искусственных, например, водохранилищах [48–49]. Так как нарастание льда происходит нелинейно, скорость нарастания различна в начале зимнего периода и в конце. В работах Миковой К.Д. и Калинина В.Г. [72] рассматривается прогноз с заблаговременностью до 5 суток средней толщины льда, имеющий оправдываемость до 85–95 %. В работах Андреева М.Д. рассматривался метод среднесрочного до 10 суток прогноза появления льда и очищения моря ото льда для неарктических морей России [4]. Важен прогноз не только основных параметров ледового режима (дата появления льда, дата очищения, дрейф, положение кромки льда и пр.), но и торосистости, взломов припая, заторов и других сложных ледовых явлений, таких как дрейфующий подвижный лед, гряды торосов, стамухи и тонкий лед «резун» [24, 30, 108].

4.2 Методика прогноза нарастания льда

В процессе разработки методики краткосрочного прогноза нарастания суточной толщины льда для казахстанского северо-восточного сектора Каспийского моря, были проведены следующие исследования:

- выявление основных факторов, определяющих суточное изменение толщины льда, и построение регрессионных

зависимостей от этих факторов для каждого года;

- формирование общего прогностического уравнения для многолетнего периода и оценка его эффективности и применимости для каждого года на зависимом материале;

- оценка эффективности результатов краткосрочного прогноза суточного нарастания толщины льда и его оправдываемости на независимом от расчетов материале наблюдений.

Разработка прогностных зависимостей суточного нарастания льда осуществлялась для двух станций Северного Каспия: Пешной и Жанбай как наиболее репрезентативных морских станций данного региона. В качестве исходной информации рассматривались ежедневные наблюдения за нарастанием и уменьшением льда в течение периода ледостава и среднесуточной температурой воздуха с ноября по март в течение непрерывного периода с осени 2007 г. по весну 2018 г., что включало 11 зимних периодов. Кроме этого, рассматривалась срочная информация о скоростях и направлениях ветра, среднесуточные данные о температуре воды и некоторые другие предполагаемые факторы.

Первым шагом в разработке методики прогнозов является выбор предполагаемых факторов. Исторически одной из первых прогностных зависимостей, которые использовались в оперативной практике, является однофакторное уравнение, связывающее максимальную толщину льда с суммой отрицательных температур за зимний период. Проблема многофакторного прогнозирования является сложной и менее разработанной, требующей решения ряда методологических и теоретических вопросов. Многофакторные модели в основном являются динамическими моделями [17, 51, 86, 98].

Однофакторное уравнение, связывающее значение максимальной толщины льда и сумму отрицательных температур для станции Пешной за многолетний период с 1980 по 2019 гг., имеет вид:

$$H_{\text{макс}} = -0,034 \sum T_{\text{нмакс}} + 15,9 \quad r=0,75 \quad (4.1)$$

где: $H_{\text{макс}}$ – максимальная толщина льда в см;

$\Sigma T_{\text{нмакс}}$ – сумма отрицательных температур воздуха от начала устойчивого перехода температуры через 0°C в отрицательную область до даты максимальной толщины льда;

r – коэффициент корреляции однофакторной зависимости между $H_{\text{макс}}$ и $\Sigma T_{\text{нмакс}}$.

Использование суммы отрицательных температур не за весь зимний период, а только до даты фиксирования максимальной толщины льда даст лучший результат зависимости. В свою очередь сумму отрицательных температур можно представить в виде двух составляющих: средняя температура за зимний период ($T_{\text{ср}}$) и число дней с начала ледостава до максимальной толщины льда (D).

$$H_{\text{макс}} = 0,258D + 1,946 T_{\text{ср}} - 0,385, \quad r = 0,75 \quad (4.2)$$

Хотя коэффициент корреляции (r) и не увеличился, но в уравнении (4.2) уже можно оценить вклады отдельных составляющих, которые равны 71% и 29% соответственно для D и $T_{\text{ср}}$. Кроме того, свободный член уравнения (4.2) $b_0 = -0,385$ ближе к теоретически правильному, равному нулю при нулевых значениях факторов, в то время как в уравнении (4.1) $b_0 = 15,9$ см.

Для улучшения зависимости (4.1) рассматривалась возможность учета колебаний среднесуточной температуры воздуха внутри холодного периода. Величину такой изменчивости можно представить в виде среднего квадратического отклонения (СКО) от средней температуры. В результате удалось получить несколько улучшенное уравнение для $H_{\text{макс}}$:

$$H_{\text{макс}} = -0,0247\Sigma T_{\text{нмакс}} + 3,27\text{СКО} + 3,76, \quad r = 0,79 \quad (4.3)$$

где вклад фактора $\Sigma T_{\text{нмакс}}$ составляет 88,3%, а вклад СКО – 11,6%.

Построение зависимостей виды (4.1) – (4.3) за многолетний период еще раз подтвердило, что сумма отрицательных температур является главных фактором формирования толщины

льда и ее следует использовать и на внутригодовом масштабе времени для каждого зимнего периода. С другой стороны, полученные уравнения (4.1) – (4.3) могут быть применены для предварительной оценки $H_{\text{макс}}$ по долгосрочному сезонному прогнозу температур воздуха.

Следующей проблемой, решаемой до разработки методики прогноза, была оценка однородности процессов нарастания и таяния льда. Доказательством того, что процессы нарастания и таяния льда происходят по-разному, служат графики рисунка 4.1, на которых в качестве примера построены зависимости нарастания и таяния льда от суммы отрицательных для станции Пешной за два зимних периода: 2007–2008 гг. и 2017–2018 гг.

Как следует из графиков рисунка 4.1, кривые нарастания и таяния льда не совпадают, т. к. скорости процессов нарастания и таяния разные, что на графиках отображается в виде гистерезиса. Отсюда следует, что эти процессы должны рассматриваться по отдельности. К сожалению, для процесса таяния льда число наблюдений совсем небольшое и поэтому надежные уравнения и тем более за несколько лет получить не представляется возможным. Поэтому построение прогнозных зависимостей было ограничено только периодом нарастания льда до его максимального значения.

Последовательность разработки методики суточного прогноза толщины льда включает в себя следующие основные шаги, выполняемые для каждого пункта наблюдений.

1. Построение за каждый j -ый зимний период зависимостей вида $H_i=f(\Sigma t_i)$, желательно линейного вида:

$$H_{ij} = -b_{1j} \Sigma t_{ij} + b_{0j}, \quad (4.4)$$

где: H_{ij} – толщина льда в i -ый день j -го периода ледостава,
 Σt_{ij} – сумма среднесуточных температур на i -ый день от даты устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C в отрицательную область в j -ый период ледостава;
 b_{1j} и b_{0j} – коэффициенты уравнения регрессии j -го периода ледостава; $j=1, n$ и n – общее число лет или периодов ледостава.

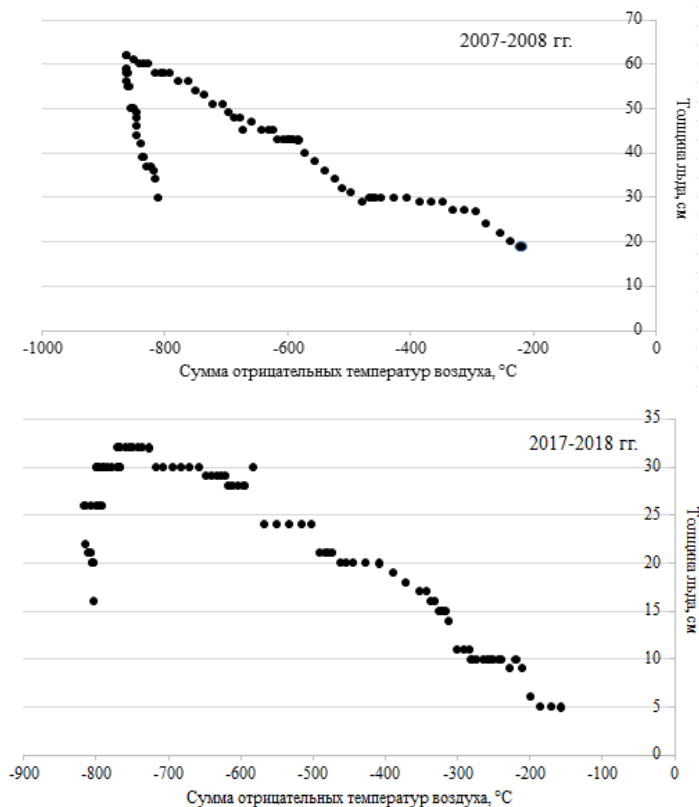


Рис. 4.1. Зависимости суточного нарастания и таяния льда за зимний период от суммы отрицательных температур воздуха на станции Пешной

2. Осреднение коэффициентов b_{1j} и b_{0j} зависимостей вида (4.4) за многолетний n -летний период и получение общей прогнозной зависимости:

$$H_{ij} = -b_{1cp} \Sigma t_{ij} + b_{0cp}, \quad (4.5)$$

где: b_{1cp} , b_{0cp} – средние многолетние коэффициенты b_{1j} и b_{0j} за период n лет.

3. Оценка стандартных случайных (σ_{aj}) и средних систематических погрешностей (Δ_j) расчета H_{ij} в каждый j -ый период ледостава на основе наблюдаемых Σt_{ij} по общей прогнозной зависимости (4.5). Данный вид проверки является проверкой на зависимой информации, т. к. коэффициенты b_{1cp} и b_{0cp} получены по информации по всем n периодам ледостава.

4. Построение $n-1$ общих прогнозных уравнений вида (4.5), где из осреднения последовательно исключаются коэффициенты b_{1j} и b_{0j} каждого j -го зимнего периода для последующей проверки на независимом от расчетов материале наблюдений.

5. Оценка стандартных случайных (σ_{enj}) и средних систематических погрешностей (Δ_{nj}) расчета H_{ij} на независимом материале в каждый j -ый период ледостава на основе наблюдаемых Σt_{ij} по общей прогнозной зависимости (4.5), полученной без этого j -го периода ледостава.

6. Оценка стандартных случайных (σ_{enpj}) и средних систематических погрешностей (Δ_{npj}) расчета H_{ij} на независимом материале в каждый j -ый период ледостава на основе прогнозных суточных температур воздуха t_{ijnp} заблаговременностью 1 сутки по общей прогнозной зависимости (4.5), полученной без этого j -го периода ледостава.

7. Оценка оправдываемости ежедневных прогнозов толщины льда в каждый j -ый период ледостава как на зависимой, так и на независимой от расчетов информации.

Фактически п.6 представляет собой оценку эффективности методики прогноза в реальных условиях ее применения, когда данный зимний период не включен в построение общего прогнозного уравнения и среднесуточная температура также является прогнозной.

Для подавляющего числа лет были получены эффективные уравнения линейного вида (4.4), в которых коэффициент b_1 характеризует среднюю скорость нарастания льда в см при условии, что сумма отрицательных температур увеличится на 1°C , а коэффициент b_0 должен быть близок к 0, т.к. при сумме отрицательных температур равной нулю толщина льда также должна быть нулевой. При расчете по методу наименьших квадратов (МНК) коэффициент b_0 может отличаться от нуля, так

как включает в себя систематические погрешности аппроксимации и неучтенные факторы [51, 60-61, 98].

Результаты расчета коэффициентов зависимостей вида (4.4) для всех рассматриваемых лет наблюдений с 2007 года по 2018 год и для двух пунктов Пешной и Жанбай приведены в табл.4.1.

Таблица 4.1

Коэффициенты уравнения (4.4) и другие характеристики зимнего периода для станций Пешной и Жанбай

Зимние периоды	r	b_1	b_0	H_{\max}	n	H_0	Σt	ΔH
Пешной								
2007-2008	0.99	-0.07	1.1	62	53	19	847	43
2008-2009	0.92	-0.05	2.3	24	53	12	492	12
2009-2010	0.94	-0.06	4.1	30	57	8	495	22
2011-2012	0.98	-0.05	3.0	50	89	10	916	40
2012-2013	0.98	-0.07	0.9	32	46	13	453	19
2013-2014	0.93	-0.11	4.0	45	61	9	437	36
2014-2015	0.95	-0.05	2.0	34	93	12	575	22
2015-2016	0.88	-0.08	3.6	17	26	10	166	7
2016-2017	0.94	-0.03	3.9	28	82	12	604	16
2017-2018	0.99	-0.04	-0.8	32	62	5	727	27
Среднее		-0.061	2.4					
Максимум		-0.11	4.1	62	93	19	916	
Минимум		-0.03	-0.8	17	26	5	166	
Жанбай								
2007-2008	0.99	-0.05	6.2	51	80	8	911	43
2008-2009	0.84	-0.02	8.2	22	47	15	645	7
2009-2010	0.98	-0.02	17.2	28	37	22	578	6
2011-2012	0.99	-0.07	0.8	58	77	7	763	51
2012-2013	0.93	-0.08	4.1	33	37	10	339	23
2013-2014	0.97	-0.07	4.9	39	47	7	462	32
2014-2015	0.96	-0.06	5.1	28	64	8	394	20
2015-2016	0.86	-0.08	3.0	19	27	6	154	13
2016-2017	0.93	-0.05	9.5	35	60	9	527	26
2017-2018	0.92	-0.11	2.7	38	50	1	359	37
Среднее		-0.06	5.9					
Максимум		-0.11	14.8	58	80	22	911	
Минимум		-0.02	0.8	19	27	1	154	

В табл.4.1:
 r – коэффициент корреляции зависимости (4.4),

H_{\max} – максимальная толщина льда за весь период (см),
 m – количество дней нарастания льда до максимальной толщины,
 H_0 – толщина льда на момент начала измерения (см),
 Σt – сумма отрицательных температур от момента устойчивого перехода через 0°C до даты наблюдения максимальной толщины льда ($^\circ\text{C}$).
 $\Delta H = H_{\max} - H_0$ – размах (суммарное увеличение) толщины льда, используемый при построении зависимости (4.4).

В таблице 4.1 жирным шрифтом выделены зимние периоды, в которые прирост толщины льда для построения уравнения регрессии был совсем небольшим от 6–7 см до 13 см. При этом, максимальная толщина льда была также небольшой (от 17 до 28 см) и измерения начались с H_0 , которая мало отличалась от H_{\max} . Например, зимний период 2015–2016 гг. в обоих пунктах наблюдений отличался небольшой суммой отрицательных температур и незначительной максимальной толщиной льда в 17–19 см. В эту зиму был поздний устойчивый переход температур воздуха в отрицательную область в начале января, а максимальная толщина льда наблюдалась уже в конце этого месяца. При этом среднесуточная температура воздуха колебалась около нуля, а низкие температуры в пределах -11 – -13°C были всего на протяжении трех – пяти дней. Таким образом, зимние периоды, имеющие маленький диапазон нарастания льда, были исключены из дальнейших расчетов.

В таких ситуациях коэффициенты b_1 и b_0 не могут быть надежно определены, и они не использовались при осреднении за многолетний период для определения $b_{1\text{cp}}$ и $b_{0\text{cp}}$. В результате осреднения остальных коэффициентов были получены следующие прогнозные уравнения за многолетний период:

$$\text{для пункта Пешной} \quad H_{ij} = -0,06 \Sigma t_{ij} + 2,28 \quad (4.6)$$

$$\text{для пункта Жанбай} \quad H_{ij} = -0,07 \Sigma t_{ij} + 4,76 \quad (4.7)$$

При среднем значении коэффициента $b_{1\text{cp}} = -0,06$ для Пешного его изменения по годам составляли от $-0,03$ до $-0,11$,

т.е. почти в 4 раза, а при среднем $b_{\text{ср}} = -0,07$ для Жанбая изменения составили от $-0,02$ до $-0,11$, т.е. более, чем в 5 раз. Изменчивость коэффициента b_0 также достаточно большая. При средних значениях $b_{\text{ср}}$ равных 2 см для Пешного и 5 см для Жанбая, их погодичные значения для Пешного достигают 4 см, а для Жанбая 6–9 см и даже 17 см, что может приводить к большим систематическим погрешностям при расчете по среднему значению.

Несмотря на достаточно большую межгодовую изменчивость b_1 и b_0 , каких-либо закономерностей во времени за такой небольшой период установлено не было и поэтому осреднение вполне обосновано. Также в связи с большими коэффициентами корреляции $r > 0,9$ включение в уравнения других факторов, например, скорости ветра, наличие снега на льду не имело практического смысла, также, как и использование другой функции кроме прямолинейной.

4.3 Оценка эффективности методики и оправдываемости прогнозов

В соответствии с пп.3–6 методики были рассчитаны стандартные случайные и средние систематические погрешности прогноза как на зависимой, так и на независимой информации. Результаты оценки эффективности прогнозных зависимостей приведены в табл.4.2 для двух пунктов наблюдений. Кроме того, в этой таблице приведены СКО толщин льда за каждый j -ый ледовый период (σ_y) и стандарт остатков каждого j -го уравнения (σ_ε) вида (4.5), рассчитываемый по формуле:

$$6_\varepsilon = 6_y \sqrt{1 - r^2} \quad (4.8)$$

Жирным шрифтом в таблице 4.2 обозначены ситуации предельных систематических погрешностей.

Таблица 4.2

Результаты оценки эффективности прогноза нарастания ледового покрова

Холодные периоды	σ_y	σ_ϵ	Зависимая информация		Независимая информация	
			σ_{ej}	Δ_j	σ_{enj}	Δ_{nj}
Пешной						
2007-2008	12.4	2.5	2.6	5.3	2.6	5.2
2008-2009	2.2	0.9	5.9	-2.0	5.9	-2.0
2009-2010	6.1	1.9	2.8	3.9	2.8	4.1
2011-2012	11	1.9	5.4	-3.5	5.4	-3.4
2012-2013	5.5	1.9	1.9	2.8	1.9	2.6
2013-2014	10.4	2.5	3.8	11.9	4.8	13.4
2014-2015	5.8	2.2	3.9	-0.2	3.9	-0.2
2016-2017	4.9	1.5	5.1	-5.5	5.1	-5.3
2017-2018	8.2	1.4	2.4	-9.1	2.4	-9.5
Среднее	7,4	1,9	3,8	0,4	3,9	0,5
Жанбай						
2007-2008	14.7	2.1	5.7	-6.3	5.7	-6.0
2011-2012	14.4	2.0	1.6	-2.9	1.6	-3.6
2012-2013	6.4	2.1	2.4	2.4	2.4	2.3
2013-2014	9.4	2.1	2.1	1.3	2.1	1.3
2014-2015	5.7	1.4	3.3	-2.9	3.3	-2.8
2016-2017	6.1	2.1	2.9	0.9	2.9	1.7
2017-2018	12.3	5.5	5.6	4.9	6.1	6.8
Среднее	10	2,5	3,4	-0,4	3,4	-0,04

По результатам таблицы 4.2 следует, что наименьшие стандартные случайные погрешности имеют место при использовании коэффициентов уравнений каждого j -го холодного периода и равны в среднем 1,9 см для Пешного (при наименьшей $\sigma_\epsilon = 0,9$ см и наибольшей $\sigma_\epsilon = 2,5$ см) и 2,5 см (при наименьшей $\sigma_\epsilon = 1,4$ см и наибольшей $\sigma_\epsilon = 5,5$ см) для Жанбая.

При оценке на зависимой информации, когда в каждый j -ый ледовый период применяется одно и тоже уравнение со средними коэффициентами b_{1cp} и b_{0cp} получены средние стандартные погрешности 3,8 см для Пешного (при наименьшей $\sigma_{ej} = 0,9$ см и наибольшей $\sigma_{ej} = 5,9$ см) и 3,4 см (при наименьшей $\sigma_{ej} = 1,6$ см и наибольшей $\sigma_{ej} = 5,6$ см) для Жанбая. Поэтому применение

общего за многолетний период уравнения вместо индивидуальных за каждый год увеличивает стандартную случайную погрешность более, чем в 2 раза. Однако, кроме случайной погрешности при применении общего уравнения вместо индивидуальных имеет место и систематическая погрешность, равная в среднем 0,4 см для Пешного при вариации Δ_j от -9,1 см до +11,9 см и равная в среднем -0,4 см для Жанбая при вариации Δ_j от -6,3 см до +4,9 см.

При оценке на независимой информации при задании фактической среднесуточной температуры средние стандартные случайные погрешности по сравнению с зависимой информацией практически не увеличиваются и равны 3,9 см для Пешного (при вариации σ_{enj} от 1,9 см до наибольшей $\sigma_{\text{ej}} = 5,9$ см) и также 3,4 см (при наименьшей $\sigma_{\text{enj}} = 1,6$ см и наибольшей $\sigma_{\text{ej}} = 6,1$ см) для Жанбая. Аналогичным образом практически не изменились и систематические погрешности, которые в среднем также близки к 0, а предельные Δ_{nj} составляют -9,5 см и +13,4 см для Пешного и -6,0 см и +6,8 см для Жанбая. Поэтому замена индивидуальных уравнений каждого ледового сезона на среднее многолетнее существенно больше увеличивает погрешности, чем применение этого общего уравнения для зависимой или независимой информации. С другой стороны построить новое индивидуальное уравнение за тот зимний сезон, когда даются прогнозы, не представляется возможным.

В последней ситуации проверки на независимой информации, когда учитываются погрешности суточного прогноза температуры, была теоретически оценена только σ_{enprj} , а систематическая погрешность суточного прогноза температуры принималась равной нулю ($\Delta_{\text{prj}}=0$). Считая, что стандартная случайная погрешность суточного прогноза температуры за зимние периоды небольшая и может составлять в среднем $\sigma_{\text{enprj}}=2^\circ\text{C}$ (интервал градации суточного прогноза), по уравнениям (4.6) и (4.7) можно оценить насколько изменится толщина льда при задании суточной температуры в интервале $\pm 2^\circ\text{C}$. Очевидно погрешность будет тем меньше, чем больше сумма предыдущих накопленных отрицательных температур, т.к. на следующий день прогнозное значение заменяется на фактически наблюдаемое и

вклад следующей прогнозной температуры в общую сумму уменьшается. Если считать, что средняя сумма температур за зимний период равна -516°C , то на основе уравнений (4.6) и (4.7) можно рассчитать разность при задании суммы в -514°C и в -518°C за счет погрешности прогноза последних суток в $\pm 2^{\circ}\text{C}$. Эта разность соответствует $\sigma_{\text{сгрj}}$ и будет составлять всего 0,2 см. Если же задать начальную небольшую сумму, например, в 20°C , то разность в определении суточной толщины льда будет также всего 0,2 см. Поэтому погрешность суточного прогноза температуры практически не будет влиять на точность прогнозирования суточной толщины льда.

Согласно наставлению по службе прогнозов, раздел 3, часть III, служба морских гидрологических прогнозов, оценка прогнозов толщины льда может производиться как для отдельного пункта (порта), так и для района моря. При оценке прогнозов толщины льда допустимая ошибка прогноза устанавливается равной 30% от фактического ее изменения за период заблаговременности прогноза [76, 93-94]. Если прогноз толщины льда не выходит за пределы допустимой ошибки, он считается оправдавшимся. При малом изменении толщины льда ($\leq 5\text{см}$) допустимая погрешность является постоянной и равна $\Delta H_{\text{п}} = \pm 1\text{см}$, в диапазоне изменения 6–10 см $\Delta H_{\text{п}} = \pm 3\text{см}$, в диапазоне 11–15 см $\Delta H_{\text{п}} = \pm 4\text{см}$ и т.д.

Оценка оправдываемости прогнозов осуществлялась на независимой информации различной заблаговременности от 1 до 10 суток за каждый зимний сезон всех лет наблюдений на двух станциях. При этом изменение температуры воздуха за период заблаговременности прогноза задавалось фактическим, а не прогнозным. Результаты оправдываемости краткосрочных (1–3 суток) и среднесрочных (5–10 суток) прогнозов в % для общего числа прогнозов n за каждый зимний сезон приведены в таблице 4.3.

Как следует из результатов таблицы 4.3, оправдываемость суточных прогнозов высокая и составляет в среднем 89-90% при вариации от 82% до 98%, средняя оправдываемость прогнозов с заблаговременностью 3 суток ниже – всего 67% при существенной вариации от 51% до 80%. Средняя

оправдываемость среднесрочных прогнозов еще ниже и составляет 55–56% на 5 суток и 43–55% на 10 суток с большой вариацией от 12% до 90%.

Таблица 4.3

Результаты оценки оправдываемости прогноза нарастания ледового покрова

Холодные периоды	1 сутки		3 суток		5 суток		10 суток	
	n	% опр.	n	% опр.	n	% опр.	n	% опр.
	Пешной							
2007-2008	52	88	50	64	48	56	43	58
2008-2009	51	88	49	61	47	40	42	12
2009-2010	56	95	54	65	52	60	47	53
2011-2012	88	82	86	69	84	60	79	51
2012-2013	45	87	43	58	41	37	36	42
2013-2014	51	96	49	65	47	60	42	43
2014-2015	92	89	90	69	88	57	83	47
2016-2017	81	94	79	80	77	65	72	33
2017-2018	54	93	52	73	50	58	45	47
	Жанбай							
2007-2008	79	86	77	51	75	41	70	51
2011-2012	76	89	74	80	72	82	67	90
2012-2013	37	89	35	63	33	61	28	54
2013-2014	46	87	44	68	42	64	37	59
2014-2015	84	87	82	72	80	55	75	52
2016-2017	59	85	57	75	55	55	50	48
2017-2018	53	98	51	59	49	31	44	32

Эти значения оправдываемости прогнозов нарастания льда получены при фактическом задании температур, т.е. при прогнозах их 100%-ной оправдываемости. Если же принять среднюю оправдываемость суточных прогнозов температуры воздуха 90%, а прогнозов на 3 суток – 80% и рассматривать самые неблагоприятные условия, когда погрешности прогнозов температур воздуха и льда не связаны между собой (что маловероятно), то на основе произведения вероятностей независимых событий, получим среднюю оправдываемость прогнозов нарастания льда на сутки 80%, на трое суток – примерно 54%. При прогнозах ледовых явлений методику краткосрочного прогнозирования следует считать эффективной,

если с помощью ее оправдываемость составляет 75 % [76, 93-94]. Поэтому можно сделать вывод, что достаточно надежный прогноз нарастания толщины льда в северо-восточной части Каспия имеет заблаговременность одни сутки, может иногда и 3 суток, но не больше.

Разработанная методика краткосрочных прогнозов нарастания толщины льда была апробирована и для условий фактического прогноза температур воздуха для станции Пешной за период трех зим с 2016 по 2019 гг. Суточный прогноз температур был взят по ближайшей метеостанции Атырау с диапазоном прогноза температуры в 2 °С. По уравнению связи с суммой отрицательных температур были получены независимые прогнозы суточного прироста толщины льда в диапазоне, но его величина составляла всего 0,2 см и не сказывалась на оценке оправдываемости. В результате за зимний период 2016–2017 гг. с заблаговременностью 1 сутки оправдалось 94 % прогнозов из общего числа – 72 прогноза; за 2017–2018 гг. – 91 % из 56 прогнозов; за 2018-2019 гг. – 94% из 77 прогнозов. Если сравнить результаты с данными таблице 4.3 за 2016–2017 гг. и 2017–2018 гг., то можно сделать вывод, что применение вместо фактических наблюдений прогнозных среднесуточных температур воздуха практически не изменило оправдываемость прогнозов: за зимний период 2016–2017 гг. она так и осталась 94%, а за зимний период 2017–2018 гг. снизилась всего на 2% (в таблица 4.3 – 93%). Поэтому можно сделать вывод, что из-за высокой точности прогнозов температуры воздуха на сутки и малого влияния точности отдельного суточного прогноза на уже накопленную сумму отрицательных температур, погрешность прогноза температуры практически не влияет на оправдываемость прогнозов суточного нарастания толщины льда.

Для практической реализации разработанной методики прогноза суточного нарастания льда необходимо начинать суммирование отрицательных температур от даты ее устойчивого перехода в отрицательную область, а надежные прогнозы будут иметь место при линейной зависимости $H=f(\Sigma t)$, которая начинается при $\Sigma t = -110 - -130$ °С, что соответствует толщине льда около 10 см.

В результате проведенного исследования разработана методика краткосрочного прогноза нарастания толщины льда в северо-восточной части Каспийского моря по уникальным данным наблюдений суточной толщины льда за последний период с 2007 по 2019 гг. на двух морских станциях Пешной и Жанбай. Установлено, что наиболее эффективной для этой цели является линейная зависимость между толщиной льда и суммой отрицательных температур для фазы нарастания льда до максимальной его толщины с полученными коэффициентами корреляции $r > 0,9$.

Оценка эффективности применения такой зависимости со средними многолетними коэффициентами осуществлена на зависимом и независимом от расчетов материале наблюдений. Полученная оправдываемость суточных прогнозов нарастания толщины льда при задании фактических температур воздуха составила в среднем 89–90% при вариации в отдельные годы от 82% до 98%. При использовании прогнозов суточных температур за 3 последних зимних сезона оправдываемость прогнозов не уменьшилась и составила 91–94%.

Проверка возможности применения разработанной методики для прогнозов большей заблаговременности показала, что в лучшем случае она может быть использована для краткосрочных прогнозов на 3 суток, а для среднесрочных прогнозов на 5–10 суток уже не эффективна, т. к. оправдываемость становится 50% и ниже [80].

ГЛАВА 5 ОЦЕНКА БУДУЩИХ МАКСИМАЛЬНЫХ ТОЛЩИН ЛЬДА

5.1 Методика и модели климата

Использование климатических моделей является, по сей день спорным моментом в научных исследованиях. В науке о климате существует общее мнение, что все климатические модели должны рассматриваться как имеющие одинаковую производительность, или, другими словами, все прогнозы равновероятны. С другой стороны, модели климата должны лучше проектировать изменения будущего состояния с региональной адаптацией в течение исследуемого периода. Дискуссия, по-видимому, носит отчасти философский характер, поскольку имеется недостаточное количество исследований по прогнозированию будущих изменений климата. Значимые климатические изменения влияют на все сферы деятельности человека, фауну и флору Земли. Оценка климатической изменчивости и будущего климата позволит решить ряд задач по ожидаемым изменениям, оценкам рисков [52–53, 63–64].

На основе многолетних данных наблюдений были получены эмпирические зависимости максимальной толщины льда на каждой гидрологической станции от суммы отрицательных температур за три зимних месяца, а также от средних температур за каждый зимний месяц, имеющие следующий вид:

$$\text{Атырау } H_{\max} = -0,08 \sum t, \quad R=0,83, \quad n = 72 \quad (1944\text{--}2015 \text{ гг.}) \quad (5.1)$$

$$\text{Атырау } H_{\max} = -2,4T_{12} - 2,3T_1 - 1,1T_2 + 12,0, \quad R=0,84, \quad n = 71 \quad (5.2) \\ (21,6\%) \quad (69,8\%) \quad (8,6\%)$$

$$\text{Астрахань } H_{\max} = -0,09 \sum t, \quad R=0,79, \quad n = 72 \quad (1944\text{--}2015 \text{ гг.}) \quad (5.3)$$

$$\text{Астрахань } H_{\max} = -0,6T_{12} - 1,9T_1 - 1,6T_2 + 15,8, \quad R=0,82, \quad n = 72 \quad (5.4) \\ (1,9\%) \quad (70,7\%) \quad (27,4\%)$$

$$\text{О. Тюлений } H_{\max} = -0,12 \sum t, \quad R=0,78, \quad n = 18 \quad (1959\text{--}2015 \text{ гг.}) \quad (5.5)$$

$$\text{О. Тюлений } H_{\max} = -1,8T_{12} - 1,1T_1 - 2,2T_2 + 14,1, R=0,82, n = 18 \quad (5.6) \\ (13,1\%) (31,9\%) (54,8\%)$$

$$\text{Жанбай } H_{\max} = -0,07 \Sigma t, R=0,52, n = 65 (1945\text{--}2017 \text{ гг.}) \quad (5.7)$$

$$\text{Пешной } H_{\max} = -0,07 \Sigma t, R=0,73, n = 68 (1929\text{--}2017 \text{ гг.}) \quad (5.8)$$

$$\text{О. Кулалы } H_{\max} = -0,08 \Sigma t, R=0,84, n = 29 (1941\text{--}2017 \text{ гг.}) \quad (5.9)$$

$$\text{Лагань } H_{\max} = -0,09 \Sigma t, R=0,62, n = 34 (1959\text{--}2016 \text{ гг.}) \quad (5.10)$$

$$\text{Форт-Шевченко } H_{\max} = -0,17 \Sigma t, R=0,93, n=30 (1982\text{--}2016 \text{ гг.}), \quad (5.11)$$

где H_{\max} – максимальная толщина льда в см; Σt – сумма отрицательных температур за три зимних месяца в °С; T_{12}, T_1, T_2 – среднемесячные температуры декабря, января и февраля; в круглых скобках под уравнением приведены вклады каждого фактора в %; n – период наблюдений в годах; R – коэффициент корреляции уравнения.

Полученные уравнения (5.1) – (5.11) являются основой для расчета будущих проекций максимальных толщин льда на основе проекций среднемесячных температур воздуха, полученных по разным моделям климата и разным сценариям.

Полученные ранее зависимости (3.1) – (3.11) в третьей главе не были использованы для расчета будущих проекций максимальных толщин льда в связи с тем, что в основу расчета были заложены все значения температуры воздуха за холодное полугодие, то есть с октября по март. А в уравнениях (5.1) – (5.11) учитываются именно те месяцы, температурный фон которых играет ключевую роль в формировании ледового покрова.

Метод исследования при этом включал в себя следующие основные шаги:

- выбор наиболее подходящей модели климата для рассматриваемого региона и особенно для пунктов наблюдений

за максимальной толщиной льда на основе сопоставления данных наблюдений и результатов исторического эксперимента по климатическим моделям;

- расчет и корректировка средних многолетних температур воздуха за будущие 3 периода 21 века (2011–2040 гг., 2041–2070 гг., 2071–2100 гг.) по выбранной наиболее подходящей климатической модели и для разных климатических сценариев;

- получение пространственных распределений сценарных сумм отрицательных температур за зимний период и сопоставление с современным их распределением;

- расчет средних многолетних максимальных толщин льда по зависимостям (5.1) – (5.11) на основе средних многолетних сценарных температур;

- получение пространственных распределений сценарных максимальных толщин льда и сопоставление с современным их распределением [60-61].

5.2 Выбор эффективной климатической модели

В настоящее время для моделирования климата во всем мире разработано около 50 физико-математических моделей, которые включают в себя не только атмосферу и океан, но и все остальные составляющие климатической системы, а также учитывают химический состав атмосферы, взаимодействия между стратосферой и атмосферой и многие другие особенности, что выводит эти модели на уровень моделей системы планета Земля [127]. Благодаря международному проекту по сравнению климатических моделей CMIP3 и его продолжению в виде проекта CMIP5, результаты экспериментов по моделям климата стали унифицированы и находятся в свободном доступе в интернете [114-115, 119-120, 123-125]. Использование климатических моделей отражено в немалом количестве работ, в том числе не только глобального масштаба, но и регионального [66-67, 109]. В настоящей работе были использованы результаты экспериментов по следующим 10 климатическим моделям:

1. Модель пекинского климатического центра, Китай (Beijing

Climate Centre, China, BCC Model).

2. Модель канадского центра моделирования и анализа климата с разрешением T63 (Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, CanESM2, CGCM3,1 Model, T63 resolution).

3. Модель национального центра атмосферных исследований CCSM3.0, США (National Center for Atmospheric Research, CCSM3,0).

4. Модель центра метеорологических национальных исследований, Франция (Meteo-France, Centre National de Recherches Meteorologiques, CNRM, CM3 Model).

5. Модель центра атмосферных исследований Австралии версии Mk3,5 (CSIRO Atmospheric Research, Australia).

6. Модель HadCM3 Хэдли центра прогноза климата, Великобритания (Hadley Centre for Climate Prediction, Met Office, UK, HadCM3 Model).

7. Модель института вычислительной математики РАН, Россия (Institute for Numerical Mathematics, Russia, INM CM4,0 Model).

8. Модель института Макса Планка, Германия (Max Planck Institute for Meteorology, Germany, ECHAM5 / MPI OM).

9. Японская модель MIROC3,2 с высоким разрешением (CCSR/NIES/FRCGC, Japan, MIROC3,2, high resolution), MIROCESM.

10. Французская модель CM4 V1 института Лапласа (IPSL/LMD/LSCE, France, CM4 V1).

Для каждой из этих моделей в интернете были представлены результаты двух основных экспериментов: исторический эксперимент по моделированию многолетних рядов наблюдений с 1850 по 2005 гг. и будущие проекции для трех основных сценариев климата: RCP 2.6, RCP 4.5 и RCP 8.5, на основании которых к концу 21 века ожидается суммарное антропогенное воздействие на климат в $2,6 \text{ Вт/м}^2$, $4,5 \text{ Вт/м}^2$ и $8,5 \text{ Вт/м}^2$ соответственно.

Оценка эффективности и выбора наиболее подходящей климатической модели для региона Северного Каспия осуществлялась на основе сопоставления средних многолетних

наблюденных и смоделированных температур. Коэффициенты корреляции между наблюдаемыми и смоделированными многолетними рядами среднемесячных температур были очень низкими и даже статистически незначимыми, что подтверждает результаты выполненных ранее исследований и вывод о том, что модели климата не могут воспроизводить фактическую межгодовую климатическую изменчивость [62, 68-69]. Для сопоставления смоделированные температуры интерполировались в координаты 29 метеостанций и многолетние средние рассчитывались за период с 1960 по 2005 гг. как по данным исторического эксперимента, так и по данным наблюдений.

В таблице 5.1 приведены результаты оценки эффективности климатических моделей в виде разности средних многолетних температур между наблюдаемыми и смоделированными данными за период 1960–2005 гг., осредненные за 3 месяца зимы для метеостанций Северного и Среднего Каспия.

Таблица 5.1

Разности между средними многолетними смоделированными и наблюдаемыми температурами зимнего сезона за 1960-2005 гг. для метеостанций Северного и Среднего Каспия

Модель	Номер метеостанции								Cp1	Cp2
	1	2	3	4	5	6	7	8		
BCC	7,6	6,2	5,0	5,4	4,9	5,5	5,3	6,6	5,8	5,8
CanESM2	11,0	9,0	8,4	8,6	7,5	8,7	7,8	8,7	8,7	8,7
CCSM	9,8	8,4	7,2	7,4	7,7	7,5	8,1	9,8	8,2	8,0
CNRM	6,7	4,1	4,1	5,0	5,5	5,0	5,9	8,0	5,5	5,1
CSIRO	8,4	5,4	5,8	7,2	6,1	7,2	6,4	6,5	6,6	6,7
Hadley	5,7	4,4	3,1	4,9	6,3	4,9	6,6	9,3	5,6	4,9
INM	6,8	5,2	4,2	4,9	5,9	4,9	6,3	7,3	5,7	5,3
MPI	7,7	6,5	5,1	5,5	6,9	5,6	7,1	9,3	6,7	6,2
MIROC	11,9	10,3	9,3	8,8	6,9	8,9	7,3	7,3	8,8	9,4
IPSL	8,2	6,1	5,6	5,5	4,8	5,6	5,1	6,6	5,9	6,0
CKO	3,8	4,0	3,4	3,0	2,5	3,1	2,9	3,0	3,2	3,3

Примечание. 1– Пешной, 2 – Атырау, 3 – Астрахань, 4 – Лагань, 5– о. Тюлений, 6 – о. Кулалы, 7– Форт Шевченко, 8 – Актау

В последних двух колонках приведены средние отклонения: Cp1 – для всех 8 метеостанций, Cp2 – для первых 6 метеостанций без 2х, которые находятся в средней части Каспия с

неустойчивыми ледовыми условиями. В последней строке табл.5.1 приведены средние квадратические отклонения (СКО) рядов наблюдений за период 1960–2005 гг. Жирным шрифтом в таблице 5.1 выделены ситуации с наименьшими погрешностями.

Основной вывод из результатов таблицы 5.1 состоит в том, что все модели систематически завышают среднюю температуру воздуха от 3 °С и почти до 12 °С, превышая, иногда и в несколько раз, естественную изменчивость, которая в среднем равна 3,2 °С. Подобное завышение зимней температуры моделями климата обусловлено тем, что они плохо учитывают локальные условия или подсеточные процессы, связанные в данных условиях с большим выхолаживанием прикаспийских степей и сильными ветрами. За исключением южных станций наилучшей для остальных является английская модель Hadley-центра, дающая наименьшую среднюю систематическую погрешность в 4,9 °С для 6 северных станций и 5,6 °С для всех станций. Близкие к ней по эффективности результаты дают еще 2 модели климата: немецкая модель MPI со средней погрешностью 5,3 °С и французская модель CNRM при средней погрешности 5,1 °С, которая для всех 8 метеостанций дает даже и наилучшие результаты при погрешности в 5,5 °С.

Оценка эффективности моделей климата была осуществлена для всех 29 метеостанций в Прикаспийском регионе и подтвержден вывод об эффективности тех же трех выбранных моделей климата, к которым добавилась еще и китайская модель BCC. В то же время систематические погрешности моделей имеют пространственные закономерности. На рисунке 5.1, в качестве примера, показаны систематические погрешности российской, английской и китайской моделей для температур воздуха февраля.

Интересно отметить, что систематические погрешности увеличиваются с запада на восток от 2–4 °С до 9–10 °С, что обусловлено большим проявлением азональных климатических особенностей в зимний период для степных и полупустынных зон на востоке рассматриваемой территории.

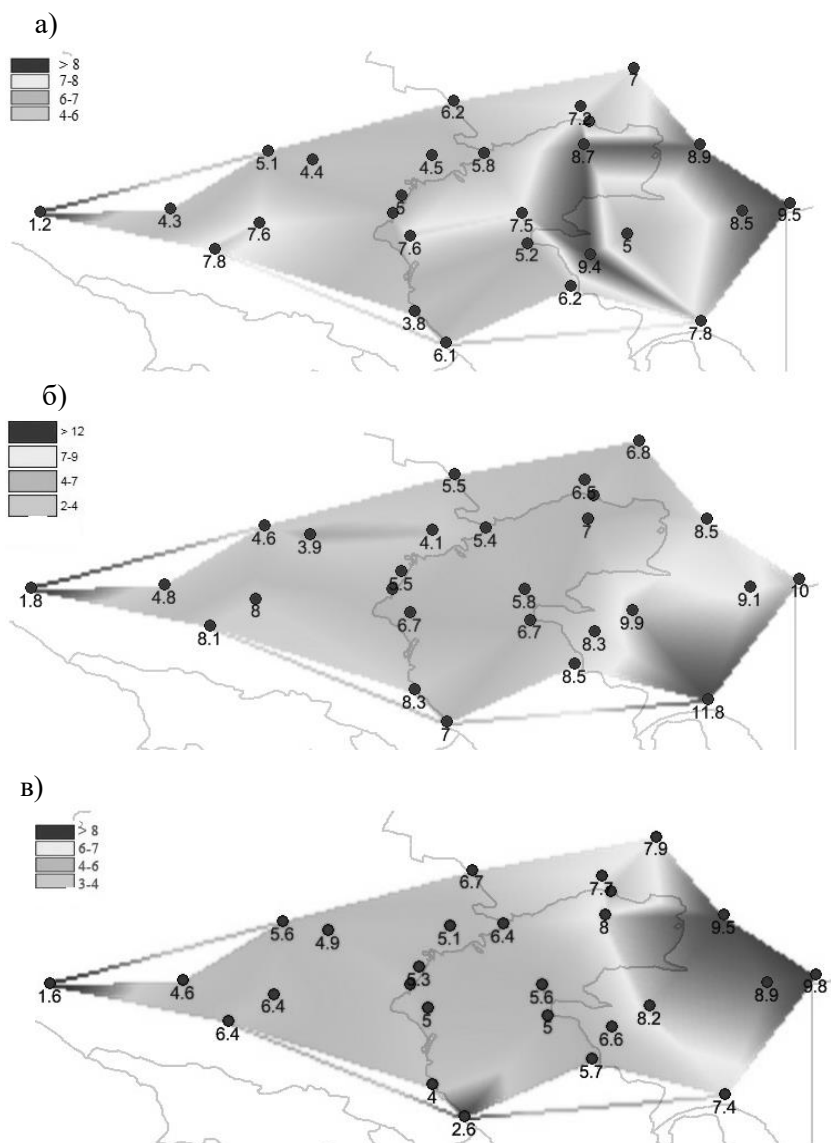


Рис. 5.1. Пространственные распределения систематических погрешностей моделей INM (а), Hadley (б) и BCC (в) для температур воздуха февраля

5.3 Оценка сценарных температур воздуха

Для трех выбранных наиболее эффективных моделей климата (Hadley, INM и CNRM) были рассчитаны сценарные значения средних многолетних температур (норм) трех зимних месяцев для трех 30-летних периодов 21 века: 2011–2040 гг., 2041–2070 гг. и 2071–2100 гг. и для трех основных сценариев RCP 2.6, RCP 4.5 и RCP 8.5. В связи с тем, что результаты исторического эксперимента имеют систематические погрешности из-за недоучета азональных факторов, то вполне естественно, что эти погрешности будут проявляться и в сценарных оценках. Поэтому необходимо корректировать сценарные средние температуры воздуха и вводить как систематическую, так градиентную поправки, как было предложено и реализовано в работах [65-66, 109].

Градиентная поправка основывается на расчете среднего градиента между тремя сценарными нормами и сопоставлении его с градиентом норм последнего периода наблюдений (1981–2010 гг.) и первого сценарного периода (2011–2040 гг.).

Средний сценарный градиент норм температуры (dT) вычисляется по формуле:

$$dT = (T_{н3} - T_{н1})/2, \quad (5.12)$$

где $T_{н1}$, $T_{н3}$ – нормы температур за периоды 2011–2040 гг., и 2071–2100 гг., а градиент между наблюдаемыми и сценарными нормами (dT') рассчитывался как:

$$dT' = (T_{н1} - T_{н0}), \quad (5.13)$$

где $T_{н0}$ – нормы температур за последний наблюдаемый период 1981–2010 гг.

И, если $dT' - dT > 1^\circ\text{C}$, то сценарные нормы уменьшались на эту разность, а если $T_{н1} - T_{н0} < 0$, т.е. сценарные нормы были меньше наблюдаемых, то градиентная поправка рассчитывалась как: $T_{н0} - T_{н1} + dT$ и на нее сценарные нормы увеличивались.

Пример корректировки сценарных норм температур января

на метеостанции Пешной для трех моделей климата и для сценария RCP 4.5 показан на рисунке 5.2.

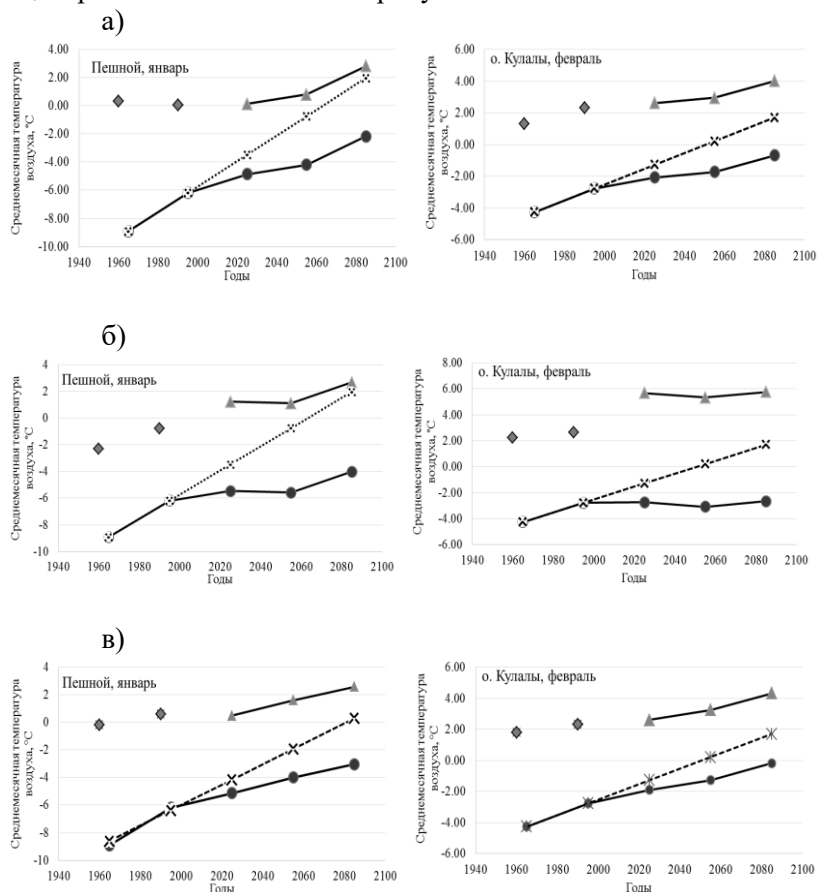


Рис. 5. 2. Корректировка сценарных норм температур для метеостанции Пешной и о. Кулалы по моделям INM (а), Hadley (б) и BCC (в)

На рисунке 5.2 кружками показаны нормы температур за 2 периода фактических наблюдений (1951–1980 гг. и 1981–2010 гг.) и скорректированные нормы за 3 будущих периода. В виде ромбов представлены нормы температур, полученные по данным исторического эксперимента, а треугольниками – нормы по

сценариям без корректировки. На этих графиках все нормы, рассчитанные по модельным экспериментам (исторический и сценарный) существенно больше, чем наблюдаемые и поэтому должны быть уменьшены на разность между нормами исторического эксперимента и наблюдаемыми (систематическая поправка) и на разность проэкстраполированной последней наблюдаемой нормы со средним градиентом сценарных норм (градиентная поправка). В результате для модели INM градиентная поправка, которую следует вычесть из сценарных оценок составляет 5,0 °C, а для модели Hadley 6,7 °C. Поэтому, если не рассматривать нормы фактических температур в качестве ориентира для будущих проекций, то увеличение норм температур по сравнению с современной нормой к концу 21 века следует ожидать на 10 °C, что нереалистично и является предельным даже для высоких широт и для самого неблагоприятного сценария RCP 8.5.

Помимо этого, на рисунке 5.2 пунктирной линией показана экстраполяция по тренду, т.е. при условии, что установленный по данным наблюдений градиент роста средних за два периода температур сохранится и в будущем до конца 21 века. Здесь можно отметить, что на ближайшие 30 лет проэкстраполированное по тренду среднее ненамного отличается от сценарных значений на этот же период. Однако, если применять экстраполяцию по тренду до конца 21 века, то можно получить такие же нереалистичные результаты, как и для сценарных оценок без корректировки.

Градиентные поправки были рассчитаны для каждой из трех выбранных моделей климата, для трех сценариев и для температур каждого из трех зимних месяцев для 8 метеостанций Каспия и также для метеостанций в окрестностях моря. Пример градиентных поправок для 8 метеостанций Каспия и для трех моделей климата и среднего сценария RCP 4.5 показан в табл.5.2 и полученные поправки следует вычитать из сценарных данных.

Из данных таблицы 5.2 следует, что поправки изменяются в широких пределах от менее чем 1°C до 10 – 11°C. Причем наибольшие поправки относятся к метеостанциям Среднего Каспия и к модели Hadley. Для моделей INM и CNRM

максимальные значения поправок составляют 7 – 8 °С.

Таблица 5.2

Поправки к сценарным значения температуры воздуха

Название	INM, месяц			Hadley, месяц			CNRM, месяц		
	12	1	2	12	1	2	12	1	2
Астрахань	3,7	2,4	3,8	4,6	4,2	7,2	3,1	3,9	4,6
Лагань	4,5	3,6	4,4	6,3	5,8	8,1	3,7	4,9	5,9
Атырау	5,4	5,9	7,1	6,6	8,2	11	4,1	6,6	6,6
о. Тюлений	5,6	5,5	5,9	7,5	7,4	9,0	4,0	5,7	6,5
Пешной	0,7	5,0	0,9	6,7	6,7	9,9	1,3	6,4	0,8
о. Кулалы	4,3	3,7	4,7	6,2	5,9	8,4	3,6	5,0	6,2
Форт-Шевченко	6,2	5,8	5,9	8,1	7,7	8,9	4,5	6,1	6,4
Актау	7,5	7,2	6,4	11,2	10,6	10	7,1	8,2	7,5

Примечание: 12,1,2 – номера зимних месяцев

По значениям сценарных среднемесячных температур воздуха и путем введения градиентных поправок получены многолетние ряды и рассчитаны средние значения для отдельных их частей до конца столетия. В качестве примера на рис.5.3 приведены нормы температур января за четыре 30-летних периода, начиная с современного и до конца 21 века по модели Hadley.

В первый период по фактическим данным с 1981 по 2010 гг. на самой северной станции Карабау температура воздуха –9 °С, Актау –0.5 °С, а на самой южной станции Дербент 3 °С. Сценарные значения среднемесячной температуры воздуха в январе в период с 2041–2070 гг. в Карабау –7.9 °С, в Пешном – 5.6 °С, Актау 0.2 °С, в Дербенте 3.7 °С. А уже в конце столетия температура повысится до –4.0 °С в Пешном и до 1.1 °С и 4.4 °С в Актау и Дербенте соответственно.

На рисунке 5.3 видно, как изотермы –5°С и 0 °С смещаются к северу.

Следующий этап – это получение суммы отрицательных температур за ледовый период. Рассчитав среднемесячные значения температуры воздуха с ноября по март для всех станций по историческим и смоделированным данным были получены

суммы отрицательных температур и их нормы.

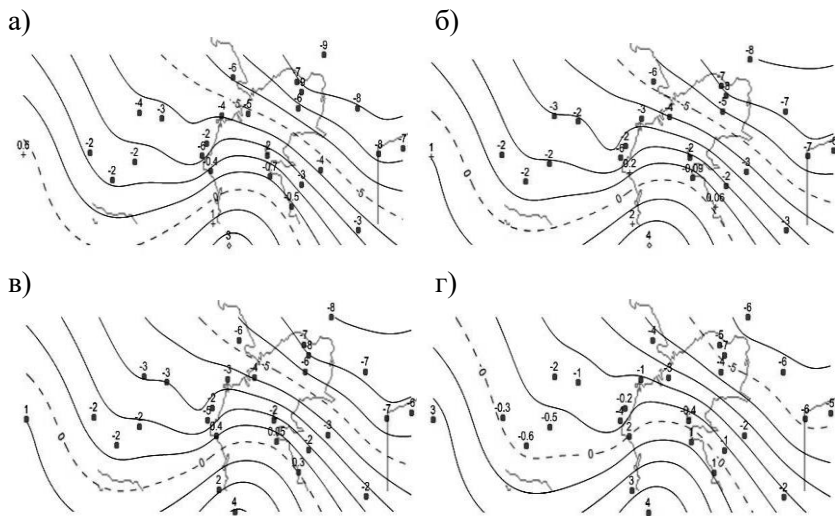


Рис. 5.3. Средняя температура воздуха января за периоды: а) 1981-2010; б) 2011-2040; в) 2041-2070; г) 2071-2100

Для расчета были использованы только зимние месяцы, ввиду того, что за временной ряд длиною 150 лет влияние ноября далеко не во все годы имеет значение, март не был включен из-за процессов таяния льда в данном месяце и его влияние на максимальную толщину льда отсутствует. Примеры результатов расчетов приведены на рисунке 5.4 для климатических моделей INM и Hadley и для сценария RCP4.5.

Первые два значения на графиках – это средняя сумма отрицательных температур по фактическим данным по 30-летиям, и три значения по модели. На всех станциях наблюдается уменьшение суммы отрицательных температур. Для Северного Каспия по станции Пешной и Атырау сумма отрицательных температур уменьшается, согласно классификации зим до 60-х годов 21 века зимы умеренные и мягкие, а после мягкие и очень мягкие. Для остальных станций Северного Каспия (Астрахань, Лагань, о. Тюлений и о. Кулалы) зимы будут мягкие и очень

мягкие. И даже в отдельные годы будут зимы без становления устойчивого покрова.

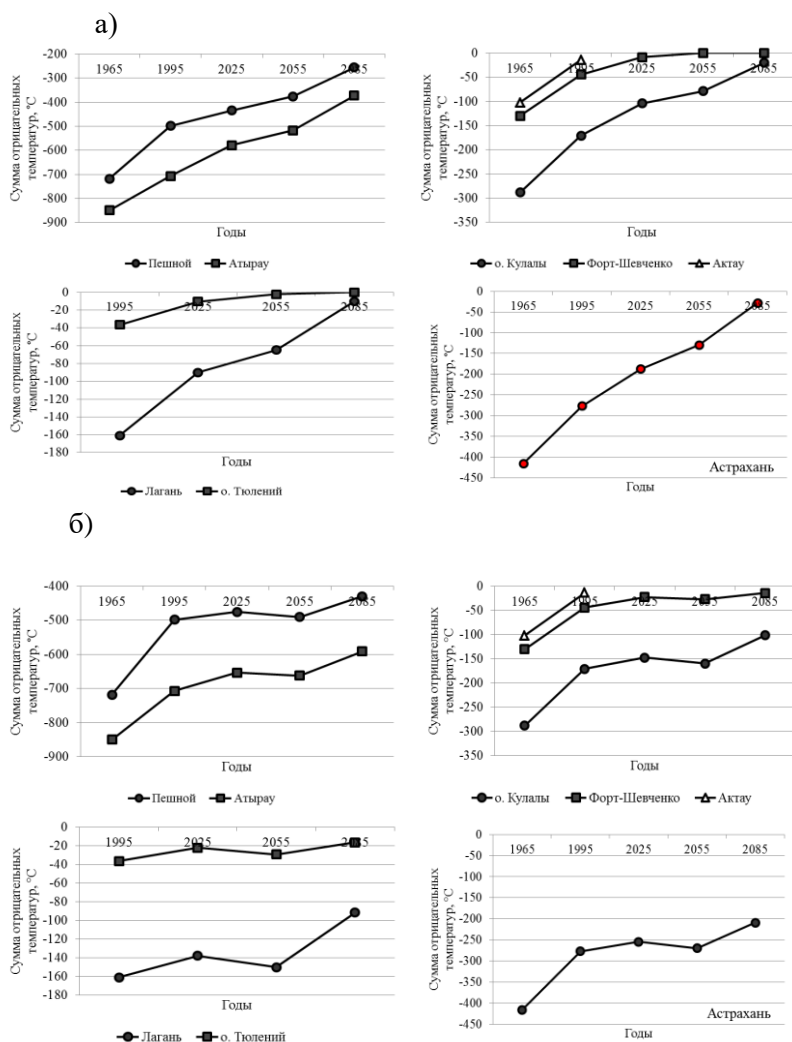


Рис. 5.4. Сценарные суммы отрицательных температур воздуха по моделям INM (а) и Hadley (б)

Что касается станций Среднего Каспия (Форт-Шевченко, Актау), то с конца 2040-х годов устойчивый лед практически не будет формироваться. А до 2040-х годов зимы очень мягкие, и по суммам отрицательных температур устойчивый лед не образуется, т.к. значения недостаточны для его формирования и поддержания. Станции Актау, Форт-Шевченко, острова Кулалы и Тюлений, Лагань, Астрахань по модели INM к концу века будут иметь среднюю сумму отрицательных температур равную нулю.

На рисунке 5.5 показаны изменения суммы отрицательных температур по модели Hadley за 4 периода на всех станциях с изолиниями.

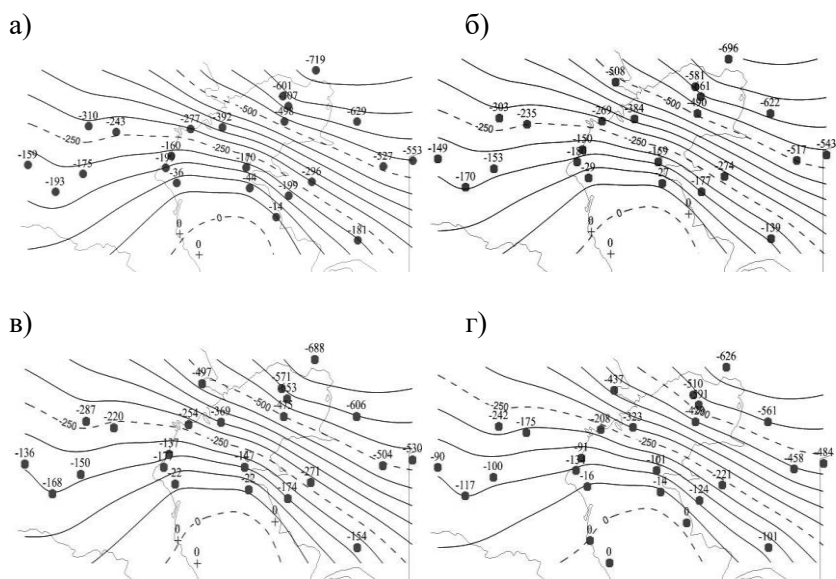


Рис. 5.5. Изолинии сумм отрицательных температур воздуха по модели Hadley за периоды: а) 1981-2010; б) 2011-2040; в) 2041-2070; г) 2071-2100

Сумма отрицательных температур уменьшается на всех станциях и если в первый период на самой северной станции Карабау сумма была -719°C , то в последний период она составляет уже $-626,2^{\circ}\text{C}$. На станциях Среднего Каспия сумма отрицательных температур уменьшилась практически до нуля.

Если рассматривать более детально только морские

станции (рисунок 5.6), то можно увидеть как изменяется зона низких значений сумм отрицательных температур. В период 2071–2100 гг., по сравнению с периодом 1981–2010 гг. сумма увеличивается в среднем на 70–80 градусов.

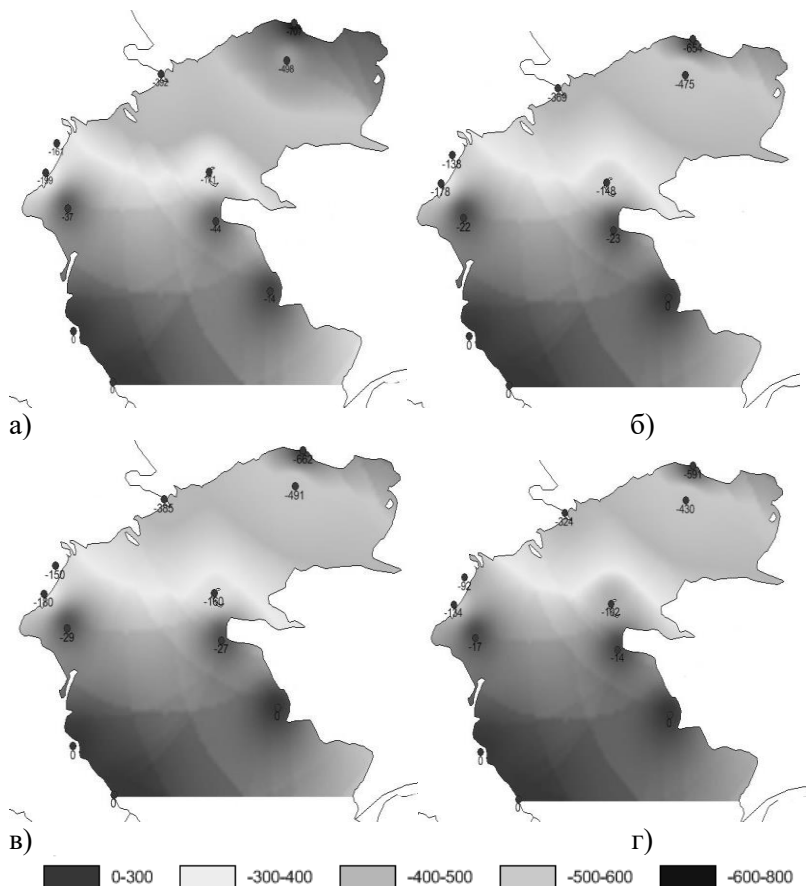


Рис. 5.6. Пространственные распределения сумм отрицательных температур воздуха на морских станциях по модели Hadley за периоды: а) 1981-2010; б) 2011-2040; в) 2041-2070; г) 2071-2100

Территориально зона малых сумм заметно увеличивается во

2-й и в 4-й периоды, зона больших температур сильно уменьшается.

Модель INM дает также пространственное уменьшение сумм отрицательных температур на морских станциях (рис.5.7).

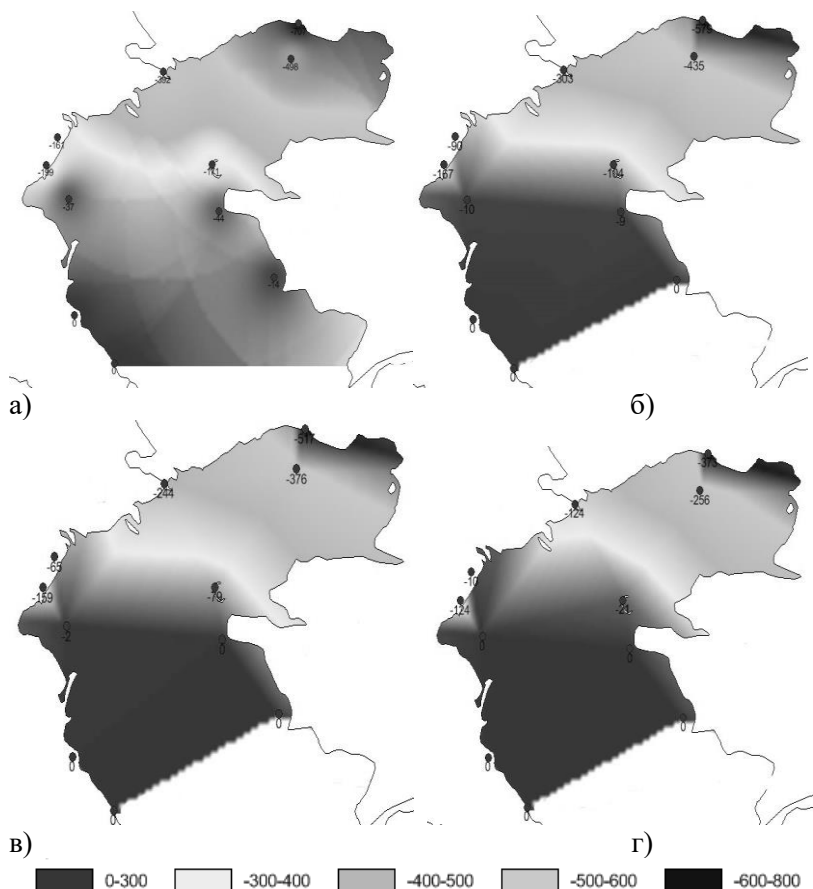


Рис. 5.7. Пространственные распределения сумм отрицательных температур воздуха на морских станциях по модели INM за периоды: а) 1981-2010; б) 2011-2040; в) 2041-2070; г) 2071-2100

К концу века сумма уменьшается в 2–2,5 раза на северных

станциях, вся акватория Среднего Каспия практически имеет сумму равную 0.

Как следует из сопоставления пространственных распределений, площадь области с суммами температур менее -500°C к концу 21 века уменьшится более чем в 2 раза и умеренные зимы будут наблюдаться только в северо-восточной части моря. На остальной акватории будут преобладать мягкие и очень мягкие зимы.

Аналогичные результаты получены и по другим моделям, и разным сценариям. В качестве примера в таблице 5.3 приведены средние суммы отрицательных температур для метеостанций Атырау, о. Кулалы и Пешной, которые получены по разным моделям и разным сценариям на три периода до конца 21 века: 1 (2011–2040 гг.), 2 (2041–2070 гг.) и 3 (2071–2100 гг.), а 0 – это современный период 1981–2010 гг.

Таблица 5.3

Сценарные оценки суммы отрицательных температур (в $^{\circ}\text{C}$)

Средние значения температуры (в °С)										
Модель	0	RCP2.6			RCP4.5			RCP8.5		
		1	2	3	1	2	3	1	2	3
Атырау										
CNRM	-707	–	–	–	-582	-445	-381	-495	-310	-121
Hadley	-707	-682	-634	-632	-654	-662	-591	-542	-451	-263
INM	-707	–	–	–	-579	-517	-373	-598	-648	-370
Тренд		-565	-423	-281	-565	-423	-281	-565	-423	-281
о. Кулалы										
CNRM	-171	–	–	–	-117	-53	-39	-51	0	0
Hadley	-171	-144	-85	-90	-148	-160	-102	-85	-44	0
INM	-171	–	–	–	-104	-79	-21	-93	-101	0
Тренд		-53	64	182	-53	64	182	-53	64	182
Пешной										
CNRM	-498	–	–	–	-329	-250	-234	-259	-151	-34
Hadley	-498	-476	-436	-431	-475	-491	-430	-426	-353	-182
INM	-498	–	–	–	-435	-376	-256	-314	-340	-189
Тренд		-278	-59	161	-278	-59	161	-278	-59	161

Из данных таблицы 5.3 следует, что по самому благоприятному из сценариев RCP2.6 сумма отрицательных температур уменьшится с сегодняшних -171°C до -80°C – -90°C по модели Hadley. По среднему сценарию RCP4.5 сумма

температур варьирует в больших пределах от -102°C до всего -10°C , причем наименьший рост температур ожидается по модели Hadley, а наибольший – по модели INM. По самому неблагоприятному сценарию RCP8.5 устойчивый ледовый покров практически будет отсутствовать при суммах отрицательных температур -30°C – -44°C в этих пунктах уже к середине 21 века.

5.4 Оценка сценарных максимальных толщин льда

По сценарным оценкам сумм отрицательных температур за зимний сезон и на основе зависимостей (5.1) – (5.11) были рассчитаны сценарные значения максимальных толщин льда на метеостанциях Северного Каспия и также получены их пространственные распределения. На рисунках 5.8 и 5.9 представлены сценарные значения максимальных толщин льда по моделям INM и Hadley за период с 1951 по 2100 гг. для сценария RCP 4.5.

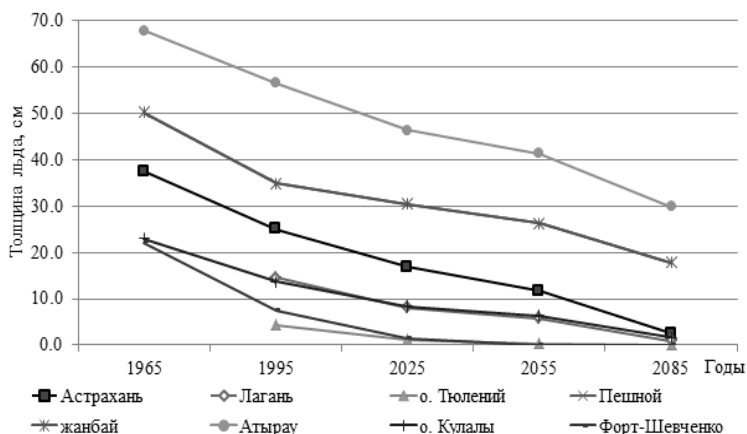


Рис. 5.8. Средняя максимальная толщина льда в период с 1951 по 2100 гг. по модели INM для сценария RCP 4.5.

На станциях западной акватории Северного Каспия и Среднего Каспия к концу столетия толщина льда будет менее 10 см в среднем. На северо-востоке толщина уменьшится до 30 см. Максимум в Атырау до 47 см.

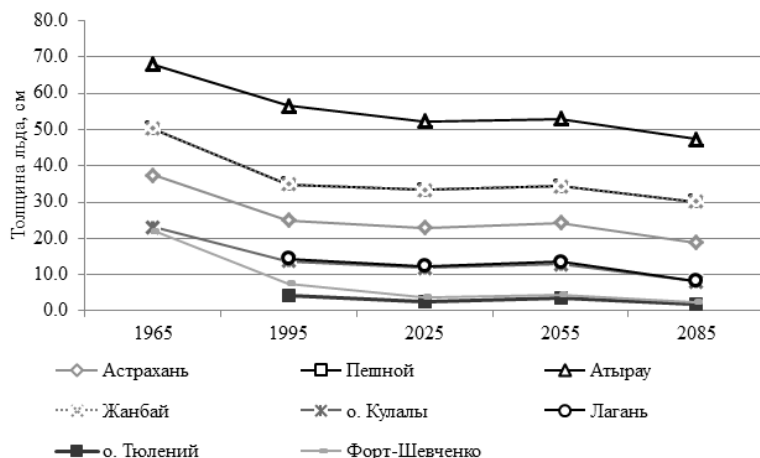


Рис. 5.9. Средняя максимальная толщина льда в период с 1951 по 2100 гг. по модели Hadley для сценария RCP 4.5

Пример пространственных распределений максимальных толщин льда за современный период (1981–2010 гг.) и за последние 30 лет 21 века представлен на рисунке 5.10 для модели INM и среднего сценария RCP 4.5.

На рисунке 5.10 в виде изолиний и разных цветов представлены следующие градации максимальных толщин льда: от 0 до 10 см – когда лед неустойчивый и выходить на него запрещено; от 10 до 20 см – относительно устойчивый лед для нахождения на нем человека и отдельных животных, например, тюленей; и более 20 см – устойчивый лед для передвижения транспорта. Также темным цветом представлена акватория свободная ото льда.

Из сопоставления двух пространственных распределений следует, что в современных условиях устойчивый лед толще 20 см

занимает значительную площадь Северного Каспия, а в последней трети 21 века эта площадь устойчивого льда должна уменьшиться в несколько раз и сохраниться только на крайнем северо-востоке моря.

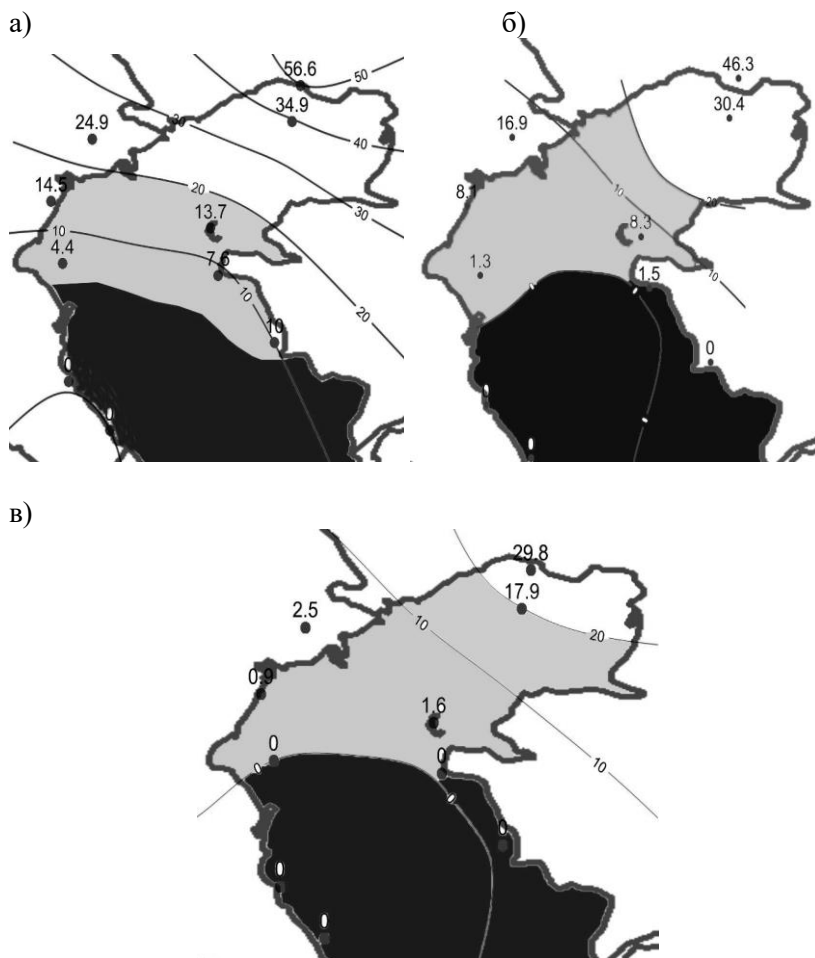


Рис. 5.10. Пространственные распределения средней максимальной толщины льда (в см) за периоды 1981-2010 гг. (а), 2011-2040 гг.(б) и 2071-2100 гг. (в) по модели INM и сценарию RCP 4.5

Также интересно отметить, что граница безледных условий, которая сейчас находится даже южнее Актау, в последней трети 21 века существенно сместится на север и будет на линии о. Тюлений – Форт-Шевченко. В тот же период в несколько раз увеличится площадь неустойчивого льда и его граница будет находится даже несколько севернее устья р. Волги, в то время как сейчас она проходит на широте Форт-Шевченко, и существенно повлияет на экологию этой части моря и особенно на популяцию каспийского тюленя, что является уже проблемой настоящего времени.

Рассчитанные значения средних максимальных толщин льда для разных периодов времени в настоящем и в будущем, и по разным моделям для среднего сценария RCP 4.5 приведены в таблице 5.4.

Таблица 5.4

Нормы максимальных толщин льда (см) за современный и будущие периоды по трем моделям климата и сценарию RCP 4.5.

Период	Модель	Станция							
		1	2	3	4	5	6	7	8
1951-1980	наблюдения	38	-	-	50	50	68	23	22
1981-2010	наблюдения	25	14	4	35	35	57	14	8
2011-2040	INM	17	8	1	30	30	46	8	2
	Hadley	23	12	3	33	33	52	12	4
	CNRM	17	9	1	23	23	46	9	2
	Тренд	12	-	-	19	-	41	4	0
2041-2170	INM	12	6	0	26	26	41	6	0
	Hadley	24	14	4	34	34	53	13	5
	CNRM	8	4	0	18	18	36	4	0
	Тренд	0	-	-	4	-	28	0	0
2071-2100	INM	2	1	0	18	18	30	2	0
	Hadley	19	8	2	30	30	47	8	2
	CNRM	7	2	0	16	16	30	3	0
	Тренд	0	-	-	0	-	14	0	0

Примечание. 1- Астрахань, 2 – Лагань, 3 - о. Тюлений, 4 –Пешиной, 5 - Жанбай, 6 - Атырау, 7- о. Кулалы, 8– Форт Шевченко

Из результатов таблицы 5.4 следует, что общая тенденция уменьшения максимальных толщин льда имеет место для всех пунктов наблюдений, как в современный, так и будущий период до конца 21 века. Единственно, что по модели Hadley получено некоторое увеличение максимальной толщины льда в середине 21 века в связи с соответствующим сценарным падением зимней температуры, что сказалось на меньшем общем уменьшении толщины льда за 21 век. В целом по моделям INM и CNRM получены близкие результаты, а модель Hadley показывает более медленное уменьшение толщины льда. Так для северо-западных станций (Астрахань, Лагань, о. Тюлений) по моделям INM и CNRM уменьшение средней максимальной толщины льда за будущий период составляет 10–15 см до отсутствия ледостава уже к середине столетия. В тоже время модель Hadley дает уменьшение максимальной толщины льда всего на 1–4 см. Для северо-восточных станций (Пешной, Жанбай, Атырау) по моделям INM и CNRM уменьшение составляет до 16 см, а по модели Hadley всего 3–5 см.

При экстраполяции по тренду практическое отсутствие льда будет наблюдаться для станций центрального Каспия (Форт-Шевченко, Кулалы) уже в первую тридцатилетку к 2035 году, а к середине второго 30-летнего периода (2055 г.) лед практически исчезнет уже во всех пунктах кроме северо-востока (Пешной и Атырау).

Суммы отрицательных температур, полученные при экстраполяции средних значений по тренду для пункта Атырау оказались ближе к сценарию RCP8.5. Для о. Кулалы правдоподобные результаты и близкие к сценарным оценкам получены только для первого периода (2011–2040 гг.) и сценария RCP8.5, а для остальных периодов в будущем температура за зиму становится уже большой положительной, что маловероятно. Аналогичная ситуация наблюдается и для пункта Пешной, где экстраполяция по тренду реалистична в лучшем случае на один 30-летний интервал в будущее, а после этого суммы зимних температур переходят в положительную область.

Результаты сценарной оценки по модели INM и по самому неблагоприятному сценарию RCP 8.5 представлены на рисунке

5.11. При сценарной оценке по RCP 8.5 толщина на станции Пешной упадет до 13 см в последней четверти века, а в Атырау до 29 см. Остальная часть акватории будет свободна от устойчивого льда.

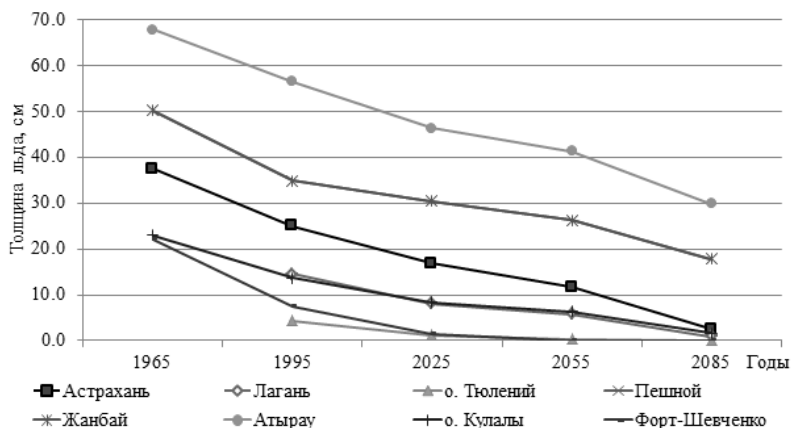


Рис. 5.11. Средние за 30-летние периоды максимальные толщины льда по модели INM для сценария RCP 8.5

Еще одна задача, которая решалась на основе рассчитанных будущих сценарных максимальных толщин льда была оценка вероятности зим будущего периода без устойчивого ледового покрова или расчет вероятности максимальной толщины льда равной нулю. Принимая, что отклонения от среднего климатического тренда в сценариях распределены по нормальному закону, можно на основе среднего за 30-летний период ($H_{\max\text{ср}}$) и соответствующего среднего квадратического отклонения ($\text{СКО}_{\text{ср}}$) рассчитать вероятность событий, которые отклонятся от среднего больше, чем само его значение ($H_{\max 0}$), т.е. $P(H_{\max 0} \leq H_{\max\text{ср}}) = f(H_{\max\text{ср}}, \text{СКО}_{\text{ср}})$ по таблице накопленных вероятностей для нормального распределения [60-61].

Особенностью сценарных будущих проекций является то, что помимо уменьшения среднего значения $H_{\max\text{ср}}$ в них заложено и уменьшение дисперсии колебаний относительно среднего. Поэтому между сценарными средними значениями и средними

квадратическими отклонениями (СКО) имеют место тесные региональные зависимости для пунктов наблюдений на Каспии с коэффициентами корреляции $R=0,90-0,95$. По данным же наблюдений за период 1981–2010 гг. такая региональная зависимость более слабая и имеет коэффициент корреляции $R=0,56$. В результате модели могут искусственно уменьшать вероятность будущих безледовых условий на Каспийском море. Поэтому при оценке вероятности безледных условий задавались два вида СКО: то, которое получено по ежегодным сценарным оценкам каждого 30-летнего периода в будущем и фактические СКО за последний период наблюдений.

Полученные вероятности безледных условий в виде числа лет, на которые приходится 1 год с безледной зимой приведены в таблице 5.5

Таблица 5.5

Число лет, на которые приходится 1 зимний период без устойчивого ледового покрова

Станция	Модель	1981-2010	СКО модели			СКО наблюдений		
			2011-2040	2041-2070	2071-2100	2011-2040	2041-2070	2071-2100
Атырау	INM	100	100	50	25	100	100	11
	Hadley		100	100	100			
Пешной	INM	100	50	25	5	12.5	7.1	3.1
	Hadley		33	100	33			
о. Тюлений	INM	2.8	3.1	2.5	2	2.6	1.8	1.8
	Hadley		3.1	3.1	2.8			
о. Кула-лы	INM	3.8	4.2	3.6	3.1	2.8	2.7	1.8
	Hadley		3.7	7.1	5.5			
Форт-Шевченко	INM	3.3	3.1	2.6	2.1	2.6	2.5	2
	Hadley		3.1	3.2	2.8			
Астрахань	INM	33	4.1	5	2.9	5.5	4	2.5
	Hadley		6.6	20	5.5			
Лагань	INM	50	4	3.6	2.9	3.6	3.3	2.5
	Hadley		4.5	5.8	4.3			

Из результатов таблицы 5.5 следует, что число лет, на которые приходится 1 случай безледных условий в будущем

закономерно уменьшается. Особенно наглядно это проявляется для северо-восточных станций. Например, в Пешном число лет уменьшается с 50 до 5 к концу 21 века, т. е. вероятность безледных условий возрастает в 10 раз по модели INM. Если же принять СКО по наблюдаемым данным, то вероятность резко возрастает уже в период 2011–2040 гг. и число лет, на которые приходится 1 случай без ледостава резко уменьшается со 100 по наблюдаемым данным до 12,5 для первого сценарного периода. По модели Hadley из-за заложенного в ней сценарного понижения температуры в середине 21 века, вероятность безледных условий повышается медленнее и даже уменьшается в середине 21 века. Так, для того же пункта Пешной, число лет в первый будущий период упадет со 100 до 33, затем во второй увеличится до 100 и в последний снова упадет до 33 лет.

В результате проведенного исследования можно сделать следующие основные выводы.

1. Для гидрометеорологических станций и постов Каспийского моря получены вполне надежные эмпирические зависимости с коэффициентами корреляции в среднем равными 0,8, связывающие максимальную толщину льда с зимними температурами воздуха.

2. Для района Каспийского моря на основе сопоставления наблюдаемых и смоделированных температур месяцев зимнего сезона выбраны наиболее эффективные модели климата, к которым относятся: английская Hadley, российская INM и французская CNRM, хотя и они дают систематическое завышение температуры на 4,9–5,7 °C из-за недоучета локальных климатических особенностей, связанных с сильными ветрами и выхолаживанием степных и пустынных территорий.

3. Для выбранных климатических моделей были получены сценарные оценки температур зимних месяцев за три периода до конца 21 века: 2011–2040 гг., 2041–2070 гг. и 2071–2100 гг. В сценарные значения среднемесячных температур введены градиентные поправки, без которых будущие температуры по сравнению с современными были бы до 10–11 °C выше, что неправдоподобно.

4. На основе откорректированных суммарных зимних

температур получены карты изотерм будущих температур, которые показывают, что для среднего сценария RCP 4.5 площадь области с суммами температур менее -500°C к концу 21 века уменьшится более чем в 2 раза и умеренные зимы будут наблюдаться только в северо-восточной части моря. На остальной территории будут преобладать мягкие и очень мягкие зимы.

5. Уменьшение рассчитанных по эмпирическим зависимостям сценарных максимальных толщин льда составит 10–15 см, что приводит к отсутствию ледостава уже к середине столетия по моделям INM и CNRM. В тоже время модель Hadley дает уменьшение максимальной толщины льда всего на 1–4 см. Для северо-восточной части моря по моделям INM и CNRM уменьшение составит до 16 см, а по модели Hadley всего 3–5 см. Граница безледных условий, которая сейчас находится даже южнее Актау, в последней трети 21 века существенно сместится на север и будет на линии о. Тюлений – Форт-Шевченко. В тот же период в несколько раз увеличится площадь неустойчивого льда, и его граница будет находится даже несколько севернее устья р. Волги, в то время как сейчас она проходит на широте станции Форт-Шевченко.

6. Повторяемость безледных зимних периодов существенно увеличится даже в северо-восточном секторе Каспия и если сейчас она составляет там 1 безледный зимний период на 100 лет, то к концу и даже к середине 21 века в зависимости от модели и сценария эта вероятность увеличится в 8–10 раз, т.е. будет составлять 8–10 безледных зим на 100 лет.

7. Будущие оценки, полученные по разным подходам (экстраполяция тренда и сценарии), сопоставимы только на ближайшую перспективу в 20–30 лет, а далее результаты существенно расходятся, что свидетельствует о ненадежности оценок на дальнюю перспективу.

Результаты полученных исследований опубликованы также в работах [77-83].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные выводы, полученные в монографии состоят в следующем.

1. Сформирована уникальная база данных, осуществлен анализ качества и однородности информации, восстановлены пропуски наблюдений и увеличена продолжительность рядов.
2. Установлено, что максимальная толщина льда уменьшилась: на северо-востоке на 20–28 см; на северо-западе Северного Каспия на 20–25 см; в Среднем Каспии - на 13–17 см. Толщина льда на Среднем Каспии уже достигла критических значений, участились годы безледного зимнего периода.
3. Сумма отрицательных температур уменьшилась с разной интенсивностью, в среднем до -200 °С. Повторяемость мягких и умеренных зим, согласно принятой типизации зим, увеличивается. Период ледостава уменьшился в обоих секторах Каспийского моря: в Северном Каспии в среднем на 18 дней (Пешной), в Среднем – на 27 дней (о. Кулалы). Стоит отметить, что в Среднем Каспии увеличилась повторяемость количества зим с отсутствием устойчивого льда с 28% до 48% от общего числа зим. Уменьшение периода ледостава обусловлено тем, что дата начала ледостава стала позже на 13 дней для Пешного и на 5 дней для о. Кулалы, а дата окончания наступает раньше на 6 дней для Пешного и на 22 дня для о. Кулалы. Дата появления первых ледовых явлений в Пешном стала позже в среднем на 4 дня, а на о. Кулалы – на 24 дня, тем самым она переходит на январь следующего года. Что касается дат фиксирования максимальной толщины льда, то на станции Пешной они сместились на 13 дней к началу года, а на о. Кулалы не изменилась.
4. Повторяемость ветров западных румбов (З, СЗ, ЮЗ) увеличится. Максимальные скорости ветра стали меньше (скорость более 20 м/с практически не

наблюдается). Среднемесячная скорость ветра на станции Пешной до 1980-х годов была в пределах 5–7 м/с, в последние десятилетия она снизилась до отметки 4 м/с. На остальных станциях изменения не столь существенны и уменьшение составляет 2–3 м/с. Повторяемость максимальных скоростей ветра на станции Пешной свыше 20 м/с значительно сократилась, во все месяцы подобные скорости фиксировались только в 1940-1950е годы. В настоящее время скорость ветра редко достигает отметки 15 м/с и наблюдается в основном в марте и декабре. Установлена взаимосвязь изменения направлений ветра с показателями атмосферной циркуляции.

5. Увеличилось ступенчато суммарное число дней формы циркуляции W в 1988 году в среднем с 32 до 51 дня за холодный период, а число дней с типом E уменьшилось с 61 до 40 дней, т.е. существенно, в 1,5 раза в обоих случаях. Если же рассматривать вклады трех разных типов атмосферной циркуляции в %, то вклад E в последний период времени уменьшился в среднем примерно с 55% до 35%, а вклад W увеличился в среднем с 20 до 40%, т.е. в 2 раза.
6. Разработана методика краткосрочного прогноза нарастания толщины льда и оценена ее эффективность. Оправдываемость суточных прогнозов в среднем составляет 89–90% при вариации в отдельные годы от 82% до 98%. Проверка возможности применения разработанной методики для прогнозов большей заблаговременности показала, что в лучшем случае она может быть использована для краткосрочных прогнозов на 3 суток, а для среднесрочных прогнозов на 5–10 суток уже не эффективна, т. к. оправдываемость становится 50% и ниже.
7. Наиболее эффективными физико-математическими моделями климата для Северного Каспия являются INM, Hadley, CNRM и BCC. На основе скорректированных сценарных оценок климатических характеристик были

получены пространственно-временные закономерности будущих характеристик ледового режима до конца 21 века. Согласно результатам моделирования, сумма отрицательных температур уменьшается к 2100 году, а устойчивый лед толщиной более 20 см будет только на северо-востоке. Уменьшение рассчитанных по эмпирическим зависимостям сценарных максимальных толщин льда составит 10–15 см, что приводит к отсутствию ледостава уже к середине столетия по моделям INM и CNRM. Для северо-восточной части моря по моделям INM и CNRM уменьшение составит до 16 см, а по модели Hadley всего 3–5 см. Граница кромки льда сместится на 150–200 км к северу. Сейчас она находится несколько южнее Актау, а в последней трети 21 века существенно сместится на север и будет на линии о. Тюлений – Форт-Шевченко. В тот же период в несколько раз увеличится площадь неустойчивого льда, и его граница будет находится даже несколько севернее устья р. Волги, в то время как сейчас она проходит на широте станции Форт-Шевченко. Повторяемость безледных зимних периодов существенно увеличится даже в северо-восточном секторе Каспия и если сейчас она составляет там 1 безледный зимний период за 100 лет, то к концу и даже к середине 21 века в зависимости от модели и сценария эта вероятность увеличится в 8–10 раз, т.е. будет составлять 8–10 безледных зим за 100 лет.

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

ААНИИ	Научно-исследовательский институт Арктики и Антарктики
АВМ	Арктическая воздушная масса
БС	Балтийская система
ВМО	Всемирная метеорологическая организация
г./ гг.	год/годы
ГГИ	Государственный гидрологический институт
ГОИН	Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова
ЕСИМО	Единая государственная система информации об обстановке в мировом океане
ЕТР	Европейская территория России
КАСПКОМ	Каспийский координационный комитет по гидрометеорологии
кАВ	Континентальный арктический воздух
КаспМНИЦ	Каспийский морской научно-исследовательский центр
км	километр
кПв	Континентальный полярный воздух
м	метр
МГ	Морская гидрометеорологическая станция
МС	Метеорологическая станция
МГЭИК	Межправительственной группой экспертов по изменению климата
млн.	миллион
НГМС	Национальная гидрометеорологическая служба
о.	остров
ООН	Организация Объединённых Наций
ОЦА	Общая циркуляция атмосферы
ПВФЗ	Планетарная высотная фронтальная зона
р.	река
РГП	Республиканское Государственное Предприятие

РК	Республика Казахстан
РФ	Российская Федерация
САК	Северо-Атлантическое колебание
СГВ	Среднее время по Гринвичу (англ. Greenwich Mean Time, GMT), или гринвичское время
СКО	Среднеквадратическое отклонение
см	сантиметр
СССР	Союз Советских Социалистических Республик
УГМИКМ	Управление гидрометеорологических исследований Каспийского моря
ЮНЕП	Программа ООН по окружающей среде, (англ. UNEP, United Nations Environment Programme)
ЭСП	Элементарный синоптический процесс
CMIP5	Coupled Model Intercomparison Project phase5
CLIMAR	Marine Climatology
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
JCOMM	Joint Technical Commission for Oceanography and Marine Meteorology
RCP	Representative concentration pathways

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1 Абузяров З.К., Кудрявая К.И., Серяков Е.И., Скриптунова Л.И. Морские прогнозы. Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 319 с.
- 2 Абузяров З.К., Шамраев Ю.И. Морские гидрологические информации и прогнозы. Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 219 с.
- 3 Аллахвердиев З.С. О ветро-волновом режиме Апшеронского морского района (на примере острова Песчаный) // Гидрометеорология и экология, 2012. № 3 (66). – С. 90-95. <https://elibrary.ru/item.asp?id=27249260>
- 4 Андреев М. Д. Среднесрочный прогноз ледовых условий на неарктических морях Европейской территории: автореферат дис. кандидата географ. наук: 11.00.08 / Гидрометеорол. науч.-исслед. центр Рос. Фед., М., 1992. 21 с.: ил. РГБ ОД, 9 92-4/2128-6
- 5 Атлас льдов Каспийского моря // под ред. В. С. Назарова. - Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 85 с.
- 6 Байдал М.Х., Ханжина Д.Г. Многолетняя изменчивость макроциркуляционных факторов климата. – М.: Гидрометеиздат, 1986. – 107 с.
- 7 Берг Л.С. Климат и жизнь.- М.: Гидрометеиздат.– 1947. - 356 с.
- 8 Болгов М.В., Красножон Г.Ф., Любушин А.А. Каспийское море экстремальные гидрологические события. – М.: Наука, 2007. – 381 с.
- 9 Бухарицин П.И. Исследования Каспийских льдов. – Palmarium Academic Publishing. 2019. 122 с.
- 10 Бухарицин П.И., Болдырев Б.Ю., Новиков В.И. Комплексная система гидрометеорологического обеспечения безопасности мореплавания, портов и транспортных комплексов на Каспийском море. Астрахань, 2014. 319 с.
- 11 Бухарицин П.И. Динамика Каспийских льдов. Учебно-методическое пособие по дисциплине «ГИС и мониторинг водных объектов». Ч.1. Астрахань, Астраханский государственный технический университет. 2011. – 92 С.
- 12 Бухарицин П.И. Особенности ледового режима и методы прогноза ледовых условий северной части Каспийского моря. – Автореф. дис. к. г. н. Л.: Изд. ААНИИ, 1986. – 20 с.
- 13 Бухарицин П.И. Особенности процессов торошения ледяного покрова северной части Каспийского моря // Водные ресурсы. – 1984.– № 6.– с. 115–123.
- 14 Бухарицин П.И., Андреева С.В., Болдырев Б.Ю. Особенности ветрового режима над акваторией Каспийского моря. // Геология, география и глобальная энергия. Астраханский государственный университет, 2009. № 4 (35). – С. 81-89 <https://elibrary.ru/item.asp?id=13412032>
- 15 Бушуев А. В., Волков Н. А., Лощилов В. С. Атлас ледовых образований. - Л.: Изд-во ААНИИ, 1974. – 139 с.

- 16 Валлер Ф.И. Некоторые черты ледового режима северной части Каспийского моря // Сб. работ Астраханского ГМО. – 1970. Вып. 1.– с. 112–131.
- 17 Вентцель Е.С., Овчаров Л.А. Теория случайных процессов и ее инженерные приложения. – М.: Наука, 1991. – 379 с.
- 18 Веселова Л.Е. Ледяной покров Каспийского моря, условия его образования и развития // Тр. ГОИН. – 1956.– Вып. 24. с. 56–147.
- 19 Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря. Моделирование и прогноз. Под ред. Нестерова Е.С. – М.: Триада ЛТД, 2016. – 378 с.
- 20 Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме/ Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). М. 2014. – 60 с.
- 21 Выручалкина Т.Ю., Дианский Н.А., Фомин В.В. Влияние на эволюцию уровня Каспийского моря многолетних изменений режима ветра над его регионом в 1948-2017 гг. Водные ресурсы. Изд.: Институт водных проблем РАН, Российская академия наук, Российская академия наук (Москва), 2020. Т. 47. № 2. – С. 230-240 <https://elibrary.ru/item.asp?id=42339971>
- 22 Генеральный каталог уровня Каспийского моря. Официальный сайт КАСПКОМ. – [Электронный ресурс]. – 2019. – Режим доступа – <http://www.caspcom.com/index.php?razd=sess&lang=1&sess=17&podsess=61>
- 23 Георгиевский Ю.М. Краткосрочные гидрологические прогнозы. Л.: ЛГМИ, 1982. – 99 с.
- 24 Гидрометеорология и гидрохимия морей, том VI. Каспийское море. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. Вып. 1. –359 с.
- 25 Гидрологические расчеты. Под. ред. Чеботарева А.И. – Л.: гидрометиздат. 1970. – 459 с.
- 26 Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – С. 7-31.
- 27 Гирс А.А., Кондратович К.В. Методы долгосрочных прогнозов погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – С. 347,
- 28 Гирс А.А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – С. 171-200
- 29 Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. М., Изд-во МГУ, 1982. –192 с.
- 30 Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е. Морской лед. Л.: Гидрометеиздат, 1975. –318 с.
- 31 Дрейпер Н. Прикладной регрессионный анализ. – М. : Статистика, 1973. – 392 с.

- 32 Думанская И.О. О методике долгосрочного прогноза ледовых условий на европейских морях России. // Метеорология и гидрология. – М.: 2011. № 11. – с. 64–77
- 33 Думанская И.О., Федоренко А.В. Анализ связи ледовых характеристик неарктических морей европейской части России с макроциркуляционными атмосферными процессами. // Метеорология и Гидрология. – М.: 2008. № 12. – с. 82–95
- 34 Думанская И.О. Ледовые условия морей Европейской части России. – М.: ФГБУ «Гидрометцентр России», 2014. – 608 с.
- 35 Ежегодный бюллетень мониторинга состояния и изменения климата Казахстана: 2017 год. Республиканское государственное предприятие «Казгидромет». Алматы. 2018. – 60 с.
- 36 Жаков С.И. Общие климатические закономерности Земли. М.: Просвещение, 1984. – 159 с.
- 37 Закс Л. Статистическое оценивание. – М.: Статистика, 1976. – 598 с.
- 38 Зайцев В. Ф., Мелякина Э.И., Ноздрина Л.Ю. Оценка численности популяции каспийского тюленя. // Вестник Астраханского государственного технического университета. серия: рыбное хозяйство. № 2. 2009. – с. 29–32.
- 39 Зонн И.С., Костяной А.Г., Косарев А.Н., Жильцов С.С. Моря России. Энциклопедия. Каспийское море. – М.: Международные отношения, 2015. – 544 с.
- 40 Ивкина Н.И., Наурузбаева Ж.К. Изменение характеристик ледового режима казахстанской части Каспийского моря, в связи с изменением климата // Гидрометеорология и экология, 2015. № 2. – С. 28-35.
- 41 Ивкина Н.И., Наурузбаева Ж.К., Саиров С.Б. Экстремально холодные зимние периоды на Казахстанской части Каспийского моря за последние десятилетия. // Водные ресурсы Центральной Азии и их использование Материалы научно-практической конференции, посвященной подведению итогов объявленного ООН десятилетия «Вода для жизни». Алматы, Казахстан, 22-24 сентября 2016 года Книга 2. – С. 394-400
- 42 Ивкина Н.И., Султанов Н.К. Особенности ледообразования в северо-восточной части Каспийского моря. // Гидрометеорология и экология, 2012. № 4. – с. 42-51.
- 43 Ивкина Н.И., Васенина Е.И., Елтай А.Г. Сгонно-нагонные явления в северо-восточной части каспийского моря в современных условиях. // Гидрометеорология и экология, 2019. № 2. – с. 77-85.
- 44 Ивкина Н.И., Строева Т.П., Васенина Е.И. Оценка ледовой обстановки в казахстанской части Каспийского моря по данным космических снимков // Материалы Международной научной конференции «Суверенный Казахстан: 15-летний путь развития космической деятельности», Алматы, 4-6 октября 2006 г.– с.117–119
- 45 Ивкина Н.И. Ветровые условия в Северной и Средней частях Каспийского моря // Гидрометеорология и экология, 2011. № 4. – С. 27-38.

- 46 Искаков Н.А., Медеу А.Р. Казахстан: Природа. Экомика. Экология. – Алматы, 2007. – 206 с.
- 47 Исследования льдов южных морей СССР / Под. ред. К.К. Гюль, Кан С.И., Цуриков В.Л. Изд. Наука, 1973. – 58 с.
- 48 Калинин В.Г. Оценка пространственно-временной динамики толщины ледяного покрова на реках водосбора Воткинского водохранилища // Географический вестник. Пермский государственный национальный исследовательский университет. 2009. №1 (9). С. 5–9
- 49 Калинин В.Г., Микова К.Д. О зависимостях сроков наступления ледовых явлений и критериях их оценки (на примере Камских водохранилищ). // Ежемесячный научно-тех журн. Метеорология и гидрология. ГУ «Научно-исслед. центр космической гидрометеорологии «Планета» 2006. №12. С. 96–100.
- 50 Каспийское море у берегов Казахстана. – Алматы, 2000.– 24 с.
- 51 Кильдишев Г.С., Френкель А.А. Анализ временных рядов и прогнозирование. М.: Статистика. 1973. – 103 с.
- 52 Кислов А.В. Климатология. М.: Издательский центр «Академия». 2011. 223 с.
- 53 Кислов А.В. Климат в прошлом, настоящем и будущем. М.: МАИК Наука/Интерпериодика. 2001. 351 с.
- 54 Координационный комитет по гидрометеорологии Каспийского моря. Официальный сайт КАСПКОМ. – [Электронный ресурс]. – 2019. – Режим доступа – <http://www.caspcom.com/index.php?razd=main&lang=1>
- 55 Кошинский С.Д. Региональные характеристики сильных ветров на морях Советского Союза, /Т.1. Каспийское море. Л. ГМИ.1975. –412с.
- 56 Кошинский С.Д. Типы распределения ветров над Каспийским морем, их повторяемость, устойчивость и преемственность. /Тр. НИИАК. 1964. В. 26. – с. 85–127.
- 57 Кузнецов В.В., Шипулин С.В. Экологический мониторинг каспийского тюленя (*phoca caspica*) в 2017-2018 гг. // Сборник научных трудов по материалам X Международной конференции, посвященной памяти А.В. Яблокова. 2019 Издательство: РОО "Совет по морским млекопитающим" (Москва). 2019. – с. 163–171.
- 58 Кузнецов В.В. Экологический мониторинг каспийского тюленя в ледовый период на акватории северной части Каспийского моря. Сборник научных трудов по материалам VIII Международной конференции. 2015 изд. РОО "Совет по морским млекопитающим" (Москва). 2015. – с. 256-262.
- 59 Кузнецов В.В., Черноок В.И., Шипулин С.В. Оценка численности популяции каспийского тюленя в современный период // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. № 5. 2013. – с. 86–91.
- 60 Лобанов В.А., Смирнов И.А., Шадурский А.Е. Практикум по климатологии. Часть 1. (учебное пособие). - Санкт-Петербург, 2011. – 144с.

- 61 Лобанов В.А., Смирнов И.А., Шадурский А.Е. Практикум по климатологии. Часть 2. (учебное пособие). - Санкт-Петербург, 2012. – 141 с.
- 62 Лобанов В.А., Наурызбаева Ж.К. Климатические изменения толщины льда на северном Каспии // Ученые записки РГГМУ. 2018. № 53. с. 172—187. <http://www.rshu.ru/university/notes/archive/issue53/>
- 63 Лобанов В.А. Лекции по климатологии. Часть 2. Динамика климата. Кн.1. СПб.: изд. РГГМУ, 2016. – 332 с.
- 64 Лобанов В.А. Лекции по климатологии. Часть 2 Динамика климата. Кн. 2 в двух книгах: учебник. СПб.: изд. РГГМУ, 2018. – 377 с.
- 65 Лобанов В.А., Кандов А.Л., Шукри О.А.А. Методические указания по выполнению лабораторной работы: «Сценарные оценки будущего климата на основе моделей общей циркуляции атмосферы и океана и данных проекта CMIP5» Санкт-Петербург, издание РГГМУ. 2015. – 46 с.
- 66 Лобанов В.А., Кириллина К.С. Современные и будущие изменения климата Республики Саха (Якутия). Монография - Санкт-Петербург, Изд-во РГГМУ. 2019. – 157 с.
- 67 Лобанов В.А., Тощакова Г.Г. Особенности и причины современных климатических изменений в России. // Географический вестник, Пермский университет, 2016. № 3(38). – с. 79–89.
- 68 Лобанов В.А., Маммедов С.А., Наурызбаева Ж.К., Фань Сяо Цинь. Методы и результаты оценки современных региональных изменений климата. // Материалы Второй Всероссийской научно-практической конференции «Современные тенденции и перспективы развития гидрометеорологии в России». Иркутск. 2019. – с. 494–507
- 69 Лобанов В.А., Маммедов С.А., Наурызбаева Ж.К., Григорьева А.А. Проявление современного изменения климата на региональном уровне. Сборник материалов Международной научно-практической конференции «Современные проблемы гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды на пространстве СНГ» посвященной 90-летию Российского государственного гидрометеорологического университета, Санкт-Петербург 22 – 24 октября 2020 г. Стр. 179-182 http://hydromet2020.rshu.ru/wp-content/uploads/2020/11/Сборник-тезисов_конференции-Современные-проблемы-гидрометеорологии_РГГМУ-2020.pdf
- 70 Люшвин П.В. Причина колебаний численности каспийских и беломорских тюленей. Морские исследования и образование MARESEDU – 2018. // Труды VII международной научно-практической конференции 2018. ООО "Полипрес М., 2018. – с. 124-128.
- 71 Мадат-заде А.А., Джабарова М.А. О макроциркуляционных процессах, обуславливающих экстремально холодные зимы на Каспии, и методике их предсказания // Изв. АН АзССР. Сер. наук о земле. 1974. №3.– с. 36–44.

- 72 Микова К.Д., Калинин В.Г. К методике оценки прогнозов толщины ледового покрова на водохранилищах (на примере Воткинского) // Ежемесячный научно-тех журн. Метеорология и гидрология. ГУ «Научно-исслед. центр космической гидрометеорологии «Планета» 2008. №10. – с. 94-99.
- 73 Медеу А.Р., Мальковский И.М., Толеубаев Л.С., Алимкулов С.К. Водная безопасность Республики Казахстан: проблемы устойчивого водообеспечения. – Алматы, 2015. – 582 с.
- 74 Метеорологический словарь, Хромов С.П., Мамонтова Л.И., . – Л.: гидрометиздат. – 1974. – 568 с.
- 75 Морской лед. Под. ред. Фролова Е.И., Гаврило В.П. С-Петербург, Гидрометеиздат. 1997. – 402 с.
- 76 Наставление по службе прогнозов, раздел 3, часть III, служба морских гидрологических прогнозов. Зарегистрирован ЦМТР ФГБУ "НПО "Тайфун", за номером РД 52.27.759-2011 от 21.11.2011 г. – 193 с.
- 77 Наурызбаева Ж.К. Современное состояние ледового режима Каспийского моря. Труды VIII Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование: MARESEDU 2019». Т. 1. М. 2019. – с. 260-263 <https://www.maresedu.com/materials>
- 78 Наурызбаева Ж.К., Лобанов В.А. Изменение ветрового режима северного и среднего Каспия в холодное полугодие. // Ежеквартальный научно-технический журнал «Гидрометеорология и экология» 2020 г.
- 79 Наурызбаева Ж.К. Макроциркуляционные процессы и их влияние на изменения ледовых явлений Каспийского моря. // Казахский Национальный университет имени аль-Фараби «Вестник. Серия географическая» №2 (57). Алматы «Қазақ университеті», 2020. – 41-53 с.
- 80 Наурызбаева Ж.К., Лобанов В.А. Методика краткосрочного прогнозирования нарастания толщины льда в северо-восточном секторе Каспийского моря. Научный журнал «Географический вестник» Пермского государственного национального исследовательского университета. 2020. № 3(54). Стр. 81-97 <http://press.psu.ru/index.php/geogr/article/view/3733>
- 81 Наурызбаева Ж.К., Лобанов В.А. Особенности климатических изменений в Прикаспийском регионе и их влияние на ледовый режим. // Труды III Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология. Достижения и перспективы развития» Санкт-Петербург, 2019. – с.647-651.
- 82 Наурызбаева Ж.К. Изменения климата и его влияние на толщину льда Каспийского моря. // Материалы Международной научной конференции студентов и молодых ученых «ФАРАБИ ЭЛЕМІ». Казахский Национальный университет имени аль-Фараби, Алматы, 2019. – с. 310-311

- 83 Наурызбаева Ж.К., Лобанов В.А. Основные климатические характеристики и ледовый режим Каспийского моря. // Материалы Второй Всероссийской научно-практической конференции «Современные тенденции и перспективы развития гидрометеорологии в России». Иркутск. 2019. – с. 508 – 520
- 84 Нестеров Е.С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. М.: ТРИАДА ЛДТ, 2013. – 144 с.
- 85 Обобщающий доклад. Вклад Рабочих групп I, II и III в Пятый оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата. / Под. ред. Р.К. Пачаури и Л.А. Мейер. МГЭИК, Женева, Швейцария, 2014. –163 с.
- 86 Определение основных расчетных гидрологических характеристик. СП 33-101-2003, М.: Госстрой России, 2004. – 73 с.
- 87 Официальный сайт РГП «Казгидромет». Гидрометеорологические исследования Каспийского моря – [Электронный ресурс]. – 2017. – Режим доступа – <https://www.kazhydromet.kz/kaspiyskoe-more/gidrometeorologicheskie-issledovaniya-kaspiyskogo-morya>
- 88 Официальный сайт NASA GIBS Worldview Team [Электронный ресурс]. <https://wvs.earthdata.nasa.gov/?COORDINATES=35,45,49,56>
- 89 Официальный сайт Zakon.kz. Информационный сайт [Электронный ресурс]. <https://yandex.kz/turbo/zakon.kz/s/5047646-kaspiyskogo-tyuleny-zanesli-v-krasnuyu.html>
- 90 Панин Г.Н., Мамедов Р.М., Митрофанов И.В. Современное состояние Каспийского моря. М.: Наука, 2005. – 356 с.
- 91 Пиловец Г.И. Метеорология и климатология: учеб.пособие. Минск: Новое знание; М.: ИНФРА-М, 2015. – 399 с.
- 92 Попов Е.Г. Гидрологические прогнозы. Л.: Гидрометеиздат, 1979 г. – 256 с.
- 93 Руководство по гидрологическим прогнозам. Прогноз ледовых явлений на реках и водохранилищах. Выпуск 3. Л.: Гидрометиздат, 1989. – 165 с.
- 94 Руководство по морским гидрологическим прогнозам. Санкт-Петербург. Гидрометеиздат. 1994. – 525 с.
- 95 Справочно-аналитический обзор гидрологического режима устьевых областей рек Волги, Терека, Сулака. – М.: ФГБУ «ГОИН», 2016. – 74 с.
- 96 Справочник по климату Казахстана. Многолетние данные – Раздел 2. Атмосферные осадки. Выпуск 7. Мангистауская область, Алматы.– 2004.– 32 с.,
- 97 Справочник по климату Казахстана. Многолетние данные – Раздел 2. Атмосферные осадки. Выпуск 6. Атырауская область, Алматы.– 2004.– 32 с
- 98 Статистические методы в гидрологии. Под ред. Алексеева Г.А. Л.: Гидрометеорологическое издательство. 1970. – 271 с.

- 99 Тегеранская конвенция. Официальный сайт. – [Электронный ресурс]. – 2019. – Режим доступа – <http://www.tehranconvention.org/spip.php?article19>
- 100 Тегеранская конвенция. Принятые протоколы. Официальный сайт. – [Электронный ресурс]. – 2019. – Режим доступа – <http://www.tehranconvention.org/spip.php?article59>
- 101 Третье-четвертое Национальное сообщение Республики Казахстан к Рамочной Конвенции ООН об изменении климата (РКИК ООН). Астана, 2013. – 274 с.
- 102 Утешев А.С. Климат Казахстана. 1959.– Л.: Гидрометеиздат.– 368 с].
- 103 Федеральное государственное бюджетное учреждение "Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии "Планета" (ФГБУ "НИЦ "Планета") Спутниковый климатический мониторинг. – Официальный сайт [Электронный ресурс]. – 2019. – Режим доступа – <http://planet.iitp.ru/index1.html>
- 104 Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. – М.: МГУ, 1994. – 491 с.
- 105 Шиварева С.П. Особенности гидрометеорологического режима Каспийского моря вдоль казахстанского побережья // Гидрометеорология и экология. – 1995. – № 1. – с. 39–57
- 106 Шиварева С.П., Соколова Л.М., Васенина Е.И. О ледообразовании в казахстанской части Каспийского моря // Гидрометеорология и экология. – 2003.– № 2.– с. 62–73.
- 107 Шлямин Б.А. Каспийское море. М. Географгиз. 1954г. 128с.
- 108 Шулейкин В.В. Физика моря. Изд.стереотип. – М.: ЛЕНАНД. 2019. – 1096 с.
- 109 Шукри О.А.А., Лобанов В.А., Хамид М.С. Современный и будущий климат Аравийского полуострова. Монография - Санкт-Петербург, Изд-во РГГМУ. 2018. – 190 с.
- 110 Экология сегодня. Официальный сайт. – [Электронный ресурс]. – 2019. – Режим доступа – <https://ecologynow.ru/knowledge/kaspiiskii-tulen-vymiranie-i-zanesenie-v-krasnou-knigu>
- 111 About the WCRP CMIP5 Multi-Model Dataset Archive at PCMDI: http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about_ipcc.php
- 112 Atmospheric circulation epochs and climate changes. Sidorenkov N.S., Orlov I.A. Russian meteorology and hydrology. T. 33. № 9. 2008. P.553-559. allerton press, inc. (New York)
- 113 Atmospheric circulation variability in Europe and northern Asia (1901 to 2010). Hoy A., Matschullat J., Sepp M. Theoretical and applied climatology T. 113. №: 1-2. 2013. P. 105-126. Springer Verlag Wien
- 114 Atmospheric Model Intercomparison Project: – [Электронный ресурс]. – 2020. – Режим доступа – <http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/amip/index.php>

- 115 About the WCRP CMIP5 Multi-Model Dataset Archive at PCMDI: – [Электронный ресурс]. – 2020. – Режим доступа – http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about_ipcc.php
- 116 Climate and climate system. P. Hupfer. Climate of the 21st Century: changes and risk. Scientific facts. Editors: J.L. Lozan, H. Grabl, P. Hupfer. 2001. P.15-21
- 117 Climate change in the northern Asia in the second half of the 20th century. Savelieva N.I., Semiletov I.P., Weller G.E. Vasilevskaya L.N., Yusupov V.I. Pacific oceanography. T. 2. № 1-2. 2004. P. 74-84.
- 118 Climate Change 2013. The Physical Science Basis. Working Group I. Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Edited by Thomas F. Stocker, Dahe Qin, Gian-Kasper Plattner, Melinda M.B. Tignor, Simon K. Allen, Judith Boschung, Alexander Nauels, Yu Xia, Vincent Bex, Pauline M. Midgley Cambridge University Press. Cambridge, New York, Melbourne, Madrid, Cape Town, Singapore, Sro Paolo, Delhi, Mexico City. 1552 p.
- 119 Comparison of CMIP6 and CMIP5 models in simulating climate extremes. HuopoChen, JianqiSun, WenqingLin, HuiwenXu. Science Bulletin. 20 May 2020.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2095927320303169>
- 120 Impacts of weighting climate models for hydro-meteorological climate change studies. JieChen, François P.Brissette, PhilippeLucas-Picher, DanielCaya. Journal of Hydrology. Volume 549, June 2017, P. 534-546
- 121 Ivkina N., Naurozbayeva Zh., Klove B. “Influence of climate change to the ice regime of the Caspian sea” 2017. 15 p. <https://water-ca.org/article/intra-seasonal-variation-of-rainfall-and-climate-characteristics-in-kabul-river-basin-2>
- 122 IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change: Climate Change). 2013. The physical science basis. In Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Thomas F. Stocker, Dahe Qin, Gian-Kasper Plattner, Melinda M.B. Tignor, Simon K. Allen, Judith Boschung, Alexander Nauels, Yu Xia, Vincent Bex, Pauline M. Midgley (eds). Cambridge University Press: Cambridge. 1552 p.
- 123 Gates W.L., 1992: AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project. Bull. Amer. Meteor. Soc., 73, p. 1962-1970.
- 124 Glaciers as Key Indicator of Global Climate Change. W. Haeberli, M. Hoelzle, M. Maisch. Climate of the 21st Century: changes and risk. Scientific facts. Editors: J.L. Lozan, H. Grabl, P. Hupfer. 2001. P. 212-220
- 125 Komijani F., Chegini V., Siadatmousavi S.M. Seasonal variability of circulation and air-sea interaction in the Caspian Sea based on a high-resolution circulation model. Great Lakes Research. Volume 45, Issue 6, 2019, P. 1113-1129
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0380133019301881>

- 126 Naurozbayeva Zh. Influence of climate change to the ice thickness on the Northern Caspian. CLIMAR-5 Fifth JCOMM Workshop on Advances in Marine Climatology. Hamburg, Germany. 2019. P.36 www.dwd.de/climar-5
- 127 Houghton J.T. Climate change 2001: the scientific basis Contribution of working group I to the Third assessment report of the intergovernmental panel on climate change / J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. Van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C.A. Johnson, eds. // Cambridge/ New York: Cambridge University Press, 2001. 881 p.
- 128 Hydrometeorological conditions of the Volga region and current climate changes. Anisimov O.A., Borzenkova I.I., Zhil'tsova E.L., Zakharova O.K., Kokorev V.A., Reneva S.A., Strel'chenko Y.G. Russian meteorology and hydrology T 36. № 5. 2011. P. 307-314. allerton press, inc. (New York)
- 129 Precipitation and temperature of the southwest Caspian Sea region during the last 55 years: their trends and teleconnections with large-scale atmospheric phenomena. M. Molavi-Arabshahi, K. Arpeb, S.A.G.Leroy. International Journal of Climatology published by John Wiley & Sons Ltd on behalf of the Royal Meteorological Society. 2015. <https://www.researchgate.net/publication/281769313>
- 130 Satellite monitoring of sea ice cover and water parameters for the Caspian Sea. Asmus V.V., Vasilenko E.V., Zatyagalova V.V., Ivanova N.P., Krovotyntsev V.A., Maksimov A.A., Trenina I.S. Russian meteorology and hydrology. T: 43, № 10. 2018 p. 686-696. allerton press, inc. (New York)
- 131 Sea-ice monitoring over the Caspian Sea using geostationary satellite data. Temimi M., Ghedira H., Khanbilvardi R., Smith K., Romanov P. International journal of remote sensing. T. 32. №: 6. 2011. P 1575-1593 Taylor & Francis
- 132 Sea ice cover in the Caspian and Aral Seas from historical and satellite data. A. V. Kouraev, F. Papa, N.M. Mognard, P.I. Buharizin, A. Cazenave, J-F. Cretaux, J. Dozortseva, F. Remy. Journal of Marine Systems. Volume 47, Issues 1–4, June 2004, P. 89–100
- 133 Simon J. Goodman. Caspian seal: Pusa caspica. Encyclopedia of Marine Mammals (Third Edition). 2018, P. 164-166

Научное издание

Владимир Алексеевич Лобанов,
д-р техн. наук, профессор кафедры МКОА РГГМУ

Наурызбаева Жанар Куанышевна,
аспирант кафедры МКОА РГГМУ

**ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА ЛЕДОВЫЙ
РЕЖИМ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ**

Монография

Печатается в авторской редакции.

Подписано в печать 22.03.2021. Формат 60×90 ¹/₁₆.
Гарнитура Times New Roman. Печать цифровая.
Усл. печ. л. 8,75. Тираж 15 экз. Заказ № 1050.
РГГМУ, 192007, Санкт-Петербург, Воронежская ул., 79.