

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ  
“НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР КОСМИЧЕСКОЙ  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ “ПЛАНЕТА”  
(ФГБУ “НИЦ “ПЛАНЕТА”)

На правах рукописи

Максимов Артем Алексеевич

**КОМПЛЕКСНЫЙ МОНИТОРИНГ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В  
КАСПИЙСКОМ МОРЕ НА ОСНОВЕ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ**

Специальность: 25.00.30 – «Метеорология, климатология, агрометеорология»

**ДИССЕРТАЦИЯ**

на соискание ученой степени кандидата географических наук

Научный руководитель:  
доктор географических наук, профессор Васильев А.А.

Москва – 2022

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение</b> .....	3
<b>Глава 1. Особенности гидрометеорологических и ледовых условий Каспийского моря и спутниковые данные, используемые для мониторинга его ледяного покрова</b> .....	12
1.1. Особенности гидрометеорологических условий Каспийского моря .....	12
1.2. Особенности ледовых условий Каспийского моря .....	26
1.3. Спутниковые данные, используемые для мониторинга морского ледяного покрова.....	39
<b>Глава 2. Развитие методов и технологий мониторинга морского ледяного покрова</b> .....	46
2.1. Анализ методического обеспечения картографирования параметров морского льда и построения ледовых карт.....	46
2.2. Рекомендации по визуальному дешифрированию характеристик морского ледяного покрова на спутниковых изображениях.....	54
2.3. Рекомендации по визуальному дешифрированию опасных ледяных образований на спутниковых изображениях.....	75
2.4. Усовершенствованная технология оперативного картографирования характеристик морского льда .....	80
<b>Глава 3. Анализ долговременных изменений ледового режима и климатических условий Каспийского моря</b> .....	95
3.1. Анализ изменчивости характеристик ледяного покрова Каспийского моря в период 2004-2021 гг.....	96
3.2. Выявление стамух при дешифрировании спутниковых изображений морского ледяного покрова Северного Каспия .....	122
<b>Список литературы</b> .....	131
<b>Приложение</b> .....	147

## Введение

### *Актуальность работы*

Каспийское море – крупнейший на Земле замкнутый водоем, расположенный в материковой части на границе Европы и Азии. В нем содержится 78 тыс. км<sup>3</sup> воды, более 40% всего объема озерных вод мира. В Каспийское море впадает 130 рек, самой крупной из которых является р. Волга со среднегодовым водостоком 220 км<sup>3</sup>. На шельфе Каспийского моря более двух веков производится добыча нефти. В настоящее время нефтяной ресурс моря оценивается в 18 млрд. т, что составляет 3% мировых запасов нефти. В Каспийском море водится более ста видов рыб, в том числе осетровых пород, численность которых оценивается в 80% от всех запасов осетровых рыб планеты. Каспийское море является зоной национальных интересов 5 прикаспийских государств (России, Казахстана, Азербайджана, Туркменистана и Ирана), имеющих множество нерешенных проблем, в том числе проблему раздела морского дна и недр. Охрана природной среды Каспийского моря относится к приоритетным направлениям государственной политики Российской Федерации на ближайшие годы.

Гидрометеорологические и ледовые условия Каспийского моря характеризуются значительной изменчивостью, так как находятся под переменным влиянием холодных арктических воздушных масс, влажных морских, формируемых над Атлантикой, сухих континентальных из Казахстана и теплых тропических из средиземноморского региона.

Наибольшую опасность в зимний период для хозяйственной деятельности на Каспии представляют его ледовые условия. Каспийское море относится к морям с сезонным ледяным покровом. В мелководной северной части моря лед образуется ежегодно, в средней части моря лед появляется у побережья только в суровые зимы, а в южной части он совсем отсутствует. Под воздействием гидрометеорологических факторов происходят динамические деформации льда (интенсивные подвижки, взлом, наслоение,

торошение), в результате чего возникают опасные ледяные образования, такие как навалы, торосы, гряды торосов, стамухи и др., представляющие угрозу безопасности для судоходства и объектов инфраструктуры, расположенных на шельфе. Кроме того, характер и интенсивность ледовых процессов существенно зависит от колебаний уровня моря. В последние годы активизировались работы по разведке, добыче и транспортировке углеводородов на шельфе северного Каспия, требующие проведения регулярных наблюдений ледовой обстановки.

Большое значение имеет изучение ледяного покрова Каспийского моря не только для морских отраслей, но и для биологических экосистем региона. В частности, изменение площади морского льда и продолжительности ледового периода оказывают существенное влияние на основные жизненные циклы каспийского тюленя, который занесен в Красную Книгу.

К наиболее эффективным средствам наблюдения ледяного покрова Каспийского моря относятся спутниковые данные оптического, инфракрасного и микроволнового диапазонов, которые представляют информационную основу космического ледового мониторинга. Задачи изучения космическими средствами Каспийского моря условно можно разбить на три класса:

- оперативный обзорный спутниковый мониторинг всего моря;
- оперативный детализированный спутниковый мониторинг районов сосредоточения опасных ледовых образований;
- анализ долговременных рядов спутниковой информационной продукции по морскому льду.

Для решения задач первого класса необходимы: высокая оперативность получения данных в различных спектральных диапазонах; широкая обзорность; повышенное быстродействие обработки и распространения информации; привлечение данных наземных измерений и экспертных знаний. Для решения задач второго класса – высокое пространственное разрешение и высокая периодичность получения данных (в т.ч. всепогодных) в

определенные ледовые периоды. Для решения задач третьего класса - создание и ведение архива многолетних рядов спутниковых наблюдений морского льда (индикаторов климатических изменений); обеспечение их непрерывности, а также геометрической и радиометрической совместимости.

Решение задач космического мониторинга требует создания эффективных методик и технологий обработки спутниковых данных. Создаваемые методики и технологии должны быть основаны на сочетании методических положений, выпущенных в 70 – 80-е годы прошлого столетия и современных сведений, полученных на опыте использования информации с новых космических аппаратов, новой бортовой аппаратуры, в т.ч. высокого пространственного разрешения (включая радиолокационной), а также более, чем тридцатилетнем опыте проведения в ФГБУ «НИЦ «Планета» космического мониторинга морского ледяного покрова Арктики, Антарктики и замерзающих морей России, включающего построение ледовых карт.

Кроме того, технологии должны обеспечивать соответствие выходной информационной продукции, архивов и каталогов данных внутренним ведомственным и международным стандартам Всемирной метеорологической организации (WMO), Комитета по спутникам наблюдения Земли (CEOS), Координационной группы по метеорологическим спутникам (CGMS), а также требованиям Мирового центра данных по морскому льду (МЦД МЛ), в котором хранятся ледовые карты Каспийского моря, созданные в ФГБУ «НИЦ «Планета».

Решение этих проблем позволит осуществлять массовую обработку текущей и архивной спутниковой информации по Каспийскому морю, проводить оперативное картирование и исследовать его многолетнюю динамику ледяного покрова и, тем самым, глубже понять процессы формирования и развития ледяного покрова в связи с глобальными изменениями климатических процессов, происходящими в современный период.

### ***Цель и задачи работы***

Цель диссертационной работы состоит в развитии и усовершенствовании методик и технологий космического мониторинга, предназначенных для решения задач оперативного картирования ледовой обстановки, контроля опасных ледовых образований и изучении долговременных характеристик ледяного покрова Каспийского моря.

Для достижения поставленной цели в диссертационной работе решаются следующие задачи:

1. Анализ особенностей гидрометеорологического и ледового режимов Каспийского моря.
2. Развитие методов космического мониторинга морского ледяного покрова.
3. Развитие технологии оперативного построения ледовых карт по спутниковым данным в многофункциональной программной среде «PlanetaMultiSat».
4. Изучение долговременных характеристик ледяного покрова Каспийского моря по результатам многолетних спутниковых наблюдений.

### ***Методы исследования***

Работа выполнялась поэтапно в соответствии с поставленными задачами. Проведен анализ и обобщение литературных источников. Основные результаты диссертационной работы получены с использованием методов комплексирования спутниковых данных различных спектральных диапазонов и разного пространственного разрешения с привлечением результатов наземных измерений ледовых параметров, а также экспертных знаний; автоматизированных методов цифровой обработки многозональных спутниковых изображений; методов интерактивного дешифрирования ледовых характеристик на спутниковых изображениях оптического, инфракрасного и микроволнового диапазонов; статистических методов исследования.

### ***Научная новизна***

Усовершенствованы технологии оперативного построения ледовых карт в растровом и векторном форматах по спутниковым данным, в том числе с новых космических аппаратов (включая радиолокационные).

Разработано и одобрено на заседании ЦМКП Росгидромета Методическое пособие по созданию карт морского ледяного покрова на основе спутниковых данных оптического, инфракрасного и микроволнового диапазонов в многофункциональной программной среде «PlanetaMultiSat».

Изучены условия формирования и пространственно-временной изменчивости опасных ледовых образований в Каспийском море на основе спутниковых данных среднего и высокого пространственного разрешения. Сформулированы требования для изучения по спутниковым данным опасных ледяных образований – стамух в Каспийском море.

Построены карты границ распространения припая и плавучего льда Каспийского моря с периодичностью 1 раз в неделю за 2004-2021 гг. и проведен их совместный анализ с синоптическими материалами.

В технологии ледового картирования Каспийского моря впервые использованы данные МСУ-ИК-СРМ российского космического аппарата Канопус-В-ИК (длина волны 8,4 – 9,4 мкм, пространственное разрешение 200 м, ширина обзора 2000 км) для детализированного мониторинга ледовой обстановки, что особенно важно для построения ледовых карт в бухтах, заливах, проливах и в других непротяженных акваториях.

### ***Практическая значимость***

Внедрение в оперативную практику ФГБУ «НИЦ «Планета» усовершенствованного многофункционального отечественного программного комплекса «PlanetaMultiSat», в программной среде которого проводится полный цикл построения ледовых карт по спутниковым данным, в том числе в международном векторном формате Sigrid-3.

Усовершенствованные технологии построения ледовых карт внедрены в

оперативную практику ФГБУ «НИЦ «Планета». Ежегодно по данным технологиям выпускается более 20 карт-схем ледовой обстановки Каспийского моря и столько же карт границ распространения припая и плавучего льда.

Внедрение усовершенствованной технологии картирования ледовой обстановки в ФГБУ «Северное УГМС» Росгидромета.

Ледовые карты Каспийского моря размещаются в Мировом центре данных по морскому льду, наряду с ледовой продукцией различных национальных ледовых служб и ведущих спутниковых центров мира.

Карты ледовой обстановки Каспийского моря применяются в качестве исходной информации для оперативной прогностической модели Каспийского моря в Лаборатории морских прикладных исследований ФГБУ «Гидрометцентр России», что позволяет использовать модель в ледовый период.

Долговременные ряды ледовой продукции по Каспийскому морю размещаются на русскоязычном (СЕАКЦ) и англоязычном (SEAKC) сайтах Северо-Евразийского климатического центра и используются в качестве индикаторов изменения климата.

Результаты работы использовались при реализации (в кооперации с ФГБУ «АНИИ», ФГБУ «Гидрометцентр России», ФГБУ «ГОИН им. Н.Н. Зубова») по заказу нефтяной компании «Лукойл» масштабного проекта по исследованию гидрометеорологических и ледовых условий в районе обустройства нефтегазового месторождения им. В. Филановского на шельфе Каспийского моря.

***Положения, выносимые на защиту:***

1. Методики обработки спутниковых данных оптического, инфракрасного и микроволнового диапазонов новых космических аппаратов, в том числе высокого пространственного разрешения (включая радиолокационные).
2. Усовершенствованная технология оперативного построения на основе



спутниковых данных ледовых карт в растровом и международном векторном формате Sigrid-3.

3. Результаты совместного анализа многолетних рядов ледовых карт Каспийского моря, построенных по спутниковым данным, и синоптических материалов, как индикаторов изменения климата.
4. Результаты использования разработанных методик и технологий для оперативного картирования ледовой обстановки, мониторинга опасных ледовых образований и изучения долговременных характеристик ледяного покрова Каспийского моря.

#### ***Обоснованность и достоверность полученных результатов и выводов***

подтверждается результатами апробации созданных технологий на реальных данных, сравнением с результатами, полученными в других российских и зарубежных ледовых центрах, а также с данными наземных наблюдений, результатами массовой обработки спутниковой информации в оперативном режиме, стабильным спросом потребителей на выходную информационную продукцию, созданную с помощью разработанных методик и технологий.

#### ***Апробация работы***

Результаты исследований докладывались и обсуждались на ряде совещаний, семинарах, международных и российских конференциях, в том числе: конференция молодых специалистов, посвящённая 50-летию НПО «Тайфун» (Обнинск, ноябрь, 2010 г.); Всероссийская конференция с международным участием «Состояние арктических морей и территорий в условиях изменения климата», (Архангельск, сентябрь, 2014 г.); международная научно-практическая конференция «Обеспечение гидрометеорологической и экологической безопасности морской деятельности» (Астрахань, октябрь, 2015 г.); 8-я международная конференция пользователей данных метеорологических и других спутников наблюдения Земли среди стран Азиатского региона и Океании AOMSUC-8 (Владивосток,

октябрь, 2017 г.); II Всероссийская конференция молодых ученых «Комплексные Исследования Мирового Океана» (Москва, апрель, 2017 г.); Международная конференция «Трансграничное сотрудничество России и Казахстана: формирование единого геоинформационного обеспечения системы рационального природопользования». ИНТЕРЭКСПО ГЕО-СИБИРЬ 2018 XIV Международная выставка и научный конгресс «Электронное геопространство на службе общества» (Новосибирск, апрель, 2018 г.); XII-XVIII Всероссийских открытых ежегодных конференциях «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, ноябрь, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018, 2019, 2020 гг.); 8-я международная научно-техническая конференция «Актуальные проблемы создания космических систем дистанционного зондирования Земли» (Москва, 2020 г.); заседания Совета РАН по космосу (Москва, апрель, 2022 г.).

### ***Публикации***

По теме диссертации опубликовано 19 работ, в том числе 5 в рецензируемых научных изданиях, 3 из которых в рекомендованном действующим перечне ВАК и индексируемых Scopus и Web of Science, 14 публикации в материалах международных и всероссийских научно-практических конференций. Получено 2 свидетельства о государственной регистрации программы для ЭВМ.

### ***Личный вклад автора***

Постановка рассматриваемых в работе задач и основные научные и практические результаты принадлежат лично автору. Из работ, в которых он участвовал в качестве соавтора, в диссертацию вошли только те результаты, в получении которых автор принимал непосредственное творческое участие на всех этапах работы.

При создании технологий обработки спутниковой информации и мониторинге опасных ледовых образований учитывались достижения и опыт

специалистов ФГБУ «ААНИИ», ФГБУ «Гидрометцентр России», ФГБУ «ГОИН им Н.Н. Зубова», ФГБОУ ВО «РГРТУ им. В.Ф. Уткина».

### ***Внедрение***

При выполнении настоящей работы было подготовлено Методическое пособие по созданию карт морского ледяного покрова на основе спутниковых данных оптического, инфракрасного и микроволнового диапазонов в многофункциональной программной среде «PlanetaMultiSat» (в соавторстве). Пособие одобрено ЦМКП Росгидромета и рекомендовано к использованию в практике работы учреждений и НИУ Росгидромета (Приказ № 140-08930/20и от 23 ноября 2020 г.).

Осуществлено внедрение усовершенствованной технологии картирования ледовой обстановки в многофункциональной программной среде «PlanetaMultiSat» в ФГБУ «Северное УГМС» Росгидромета. Акт внедрения прилагается.

# **Глава 1. Особенности гидрометеорологических и ледовых условий Каспийского моря и спутниковые данные, используемые для мониторинга его ледяного покрова**

## **1.1. Особенности гидрометеорологических условий Каспийского моря**

*Каспийское море расположено* в Арало-Каспийской низменности, которая представляет собой обширную равнину в Центральной Азии вокруг Аральского моря и северной части Каспийского моря. Часть её в пределах бассейна Каспийского моря называется Прикаспийская низменность. Пустынная часть к востоку от Прикаспийской низменности и Каспийского моря называется Туранская низменность.

Каспийское море является крупнейшим на земном шаре замкнутым водоёмом. Оно расположено на южной границе Европы и Азии, омывает берега России, Казахстана, Туркмении, Ирана и Азербайджана. Из-за своих размеров, разнообразия природных условий и сложности гидрологических процессов Каспий принято относить к классу замкнутых внутриматериковых морей. Каспийское море вытянуто в меридиональном направлении протяженностью около 1200 км, а его средняя ширина составляет 310 км. Площадь моря в настоящее время — примерно 371 000 км<sup>2</sup>, значение которой может изменяться в зависимости от колебаний уровня моря.

Геометрические размеры моря (площадь, глубина, длина и ширина) непрерывно меняются в связи с сезонными и многолетними изменениями среднего уровня моря и в результате воздействия стонно-нагонных явлений и аккумулятивной деятельности рек, впадающих в Каспийское море, прежде всего Волги, Терека и Урала, несущих большое количество твердых наносов.

Средняя глубина моря составляет 208 м, максимальная глубина – 1025 м. По величине максимальной глубины Каспий уступает лишь двум самым глубоким озерам мира – Байкалу (1620 м) и Танганьике (1435 м). В зоне материковой отмели глубина достигает 200 м. На эти глубины приходится около 69 % общей площади моря, а на мелководье с глубинами до 10 м – 28 %.

По особенностям физико-географических условий и особенностям рельефа дна в Каспийском море принято выделять Северный, Средний и Южный Каспий. Граница между Северным и Средним Каспием проходит по линии о. Чечень – м. Тюб-Караган, между Средним и Южным Каспием – по линии о. Жилой – м. Куули-Маяк. Гидрометеорологический режим северной и южной части Каспийского моря имеет значительные различия [35, 87].

*Северная часть Каспийского моря* имеет наиболее извилистую береговую черту и отличается своей мелководностью. Ее средняя глубина составляет около 4,4 м. Пологие и низкие берега Северного Каспия от Аграханского и Кизлярского заливов на западе и до полуострова Мангышлак на востоке являются частью обширной Прикаспийской низменности. Впадающие в северную часть Каспийского моря реки Волга и Урал образуют обширные дельты, заросшие густой растительностью. Дельта р. Волги занимает всю северо-западную часть побережья, а дельта р. Урала – оставшуюся часть северного участка. Берега Северного Каспия окаймлены широкой отмелью, обсыхающей при сгонах, область глубин менее 2-3 м простирается от уреза воды на расстояние от 10 м до 70 км. На границе со Средним Каспием глубины не превышают 23-25 м. Между дельтой р. Урал и Мангышлакским заливом расположена обширная впадина под названием Уральская бороздина с глубинами 5-8 м. Севернее полуострова Тюб-Караган находится еще одна бороздина – Мангышлагская (глубины до 12 м), которая является древней речной равниной. Рельеф дна изобилует банками, отмелями и подводными косами. Морфологически граница Северного и Среднего Каспия выделяется в виде своеобразного Мангышлакского порога с глубинами 10-18 м.

В условиях Северного Каспия береговая линия не имеет постоянного положения и зависит от разномасштабных колебаний уровня моря. Наибольшие перемещения береговой линии (до десятков километров) происходят из-за многолетних колебаний уровня Каспийского моря. Под

воздействием сезонных колебаний уровня моря береговая черта может смещаться на 3-5 км.

Из-за речных наносов, образующих множество отмелей, рельеф дна Северного Каспия неровный. Берега Северного Каспия пологие и низкие, в основном аккумулятивные. Наносы рек, откладываясь в дельтах впадающих рек, постепенно их наращивают. Благодаря этому процессу появляются новые косы, банки и острова. Наличие обширных мелководий, малые уклоны дна являются причиной того, что даже небольшие понижения или повышения уровня моря влекут за собой осушение или затопление обширных прибрежных территорий моря.

Большая часть островов расположена в Северной части Каспийского моря (более 1800 км<sup>2</sup>). Самый крупный из них – о. Чечень (122 км<sup>2</sup>), образовался, как и о. Тюлений (68 км<sup>2</sup>), за счет выхода мелководий при понижении уровня моря в западной части Северного Каспия. В противоположной восточной части Северного Каспия расположен архипелаг Тюленьих островов, среди которых выделяются о. Кулалы (73 км<sup>2</sup>), о. Морской (65 км<sup>2</sup>) и много мелких островов. Множество островов, находящихся в пределах мелководного устьевого взморья Волги, со временем сольются с растущей за счет выноса речных наносов дельтой р. Волги.

*Средняя часть Каспийского моря* представляет собой обособленную котловину, глубины в которой резко увеличиваются. Средняя глубина 192 м. В этой части море имеет наименьшую ширину, которая составляет около 200 м. Западные берега Среднего Каспия до г. Махачкала низменные. Далее к югу до г. Баку вдоль береговой черты тянутся отроги Кавказских гор, в ряде мест подступающие близко к морю. На восточном берегу Среднего Каспия далеко в море выступают мысы (Песчаный, Ракушечный, Суэ) и косы, между которыми располагаются заливы Казахстанский, Кара-Богаз-Гол – самый большой залив Каспийского моря.

В северной части Среднего Каспия глубины находятся в пределах 15-25 м. Южнее они плавно, а начиная с изобаты 50 м, резко увеличиваются,

особенно в центральной части, где лежит сдвинутая к западному берегу глубокая Дербентская впадина с максимальной глубиной около 790 м.

*Южная часть Каспийского моря* наиболее глубоководная так как занимает впадину, относящуюся к области альпийской складчатости со сложным рельефом и большими глубинами. Средняя глубина 344 м, максимальная – 1025 м). Рельеф дна и шельфовой зоны осложнен многочисленными грязевыми вулканами и тектоническими поднятиями. Берега Южного Каспия разнообразны. На западе от г. Баку до м. Алят вдоль берега тянутся юго-восточные отроги Кавказских гор. Южнее начинается сухая полупустынная степь Куро – Араксинской низменности. Вдоль западного берега от бухты Бакинской тянется почти на 130 км цепь островов Бакинского архипелага. Южный берег моря окаймлен высоким горным хребтом Эльбурс. Восточный берег Южного Каспия до полуострова Челекен на севере низменный, у берега преобладают песчаные пустыни [12, 39, 31].

В Каспийское море впадает более 130 рек. По данным среднегодовых наблюдений, они приносят 290 км<sup>3</sup> воды в год. В многоводные годы суммарный сток может увеличиваться до 370 км<sup>3</sup> в год, а в маловодные уменьшаться до 240 км<sup>3</sup> в год. Более 90% от общего материкового стока дает суммарный годовой сток рек Волга, Урал, Терек, которые впадают в северную часть моря. Реки впадающие в Каспийское море с запада, такие как: Сулак, Самур, Кура и более мелкие реки, в сумме дают около 9% стока. На долю рек Иранского побережья приходится примерно 1% материкового стока [35].



Рис. 1. Физическая карта Каспийского моря

**Климат** над Каспийским морем определяется географическим положением моря, условиями атмосферной циркуляции, характером подстилающей поверхности и орографией берегов. Каспийское море расположено в сравнительно низких широтах, что обуславливает большой приток солнечной энергии. На формирование климата западного и южного побережья Каспийского моря оказывают Кавказские горы, а северного и восточного – прикаспийские степи и полупустыни. Климат северной и восточной частей более континентален, чем западной и южной, где проникновению континентальных воздушных масс препятствуют горные системы. Климатические условия региона Каспийского моря определяются влиянием холодных арктических воздушных масс, влажных морских, формирующихся над Атлантикой, сухих континентальных из Казахстана, теплых тропических, приходящих со Средиземного моря [1].



Большую часть года гидрометеорологические условия Каспийского моря формируются под влиянием антициклонических процессов: в теплый сезон года гребнем Азорского антициклона, в холодный сезон года Сибирским антициклоном и вторжением арктического воздуха. Антициклонические процессы составляют за год 55%, увеличиваясь летом до 62–65%. Циклонические процессы в течение года составляют 38%, наибольшее количество южных и Атлантических циклонов наблюдается в марте (47%) и в октябре (54%), минимумы приходятся на июль (26%) и декабрь (36%). В среднем за год проходит 35-40 циклонов из них максимально в феврале-марте, до 6-9 циклонов за месяц. За последние 10 лет уменьшилось влияние Сибирского антициклона – до 12%. Редкими стали вторжения континентального арктического воздуха по ультраполярной оси – 1,8% в год. Главный максимум повторяемости антициклонов отмечается в августе (65%), второй – в ноябре (52%), а также два минимума – в марте (45%) и октябре (43%) [16].

Атлантические циклоны, образуясь над Северной Атлантикой, смещаются от Балтики до нижнего течения р. Волги. Траектория их движения проходит севернее Астрахани. В результате чего на формирование погодных условий на Северном Каспии оказывают влияние ложбины этих циклонов. Происходит ухудшение погоды: усиливается северо-западный ветер, наблюдается выпадение обложных осадков, зимой – метели.

Южные циклоны образуются к югу от параллели 45° с.ш. К этим циклонам относятся черноморские и каспийские. При выходе этих циклонов резко ухудшаются погодные условия, сопровождаясь обильными осадками, метелями, сильными ветрами. По данным многолетних наблюдений, в среднем с ноября по март через Астрахань проходит около 23 циклонов, из них 2 черноморских и 4 каспийских.

Зимой большое влияние оказывает сибирский максимум, который может иметь давление в центре 1040 гПа и выше. Один из его гребней, как правило, ориентирован на Каспийское море. Расположенный над северной частью

Атлантики исландский минимум обеспечивает частое прохождение циклонов и ложбин, которые перемещаются с запада на юг Европейской территории России и Северный Кавказ.

В течение всего холодного периода на формирование погоды над акваторией Каспийского моря оказывает влияние Сибирский антициклон. Взаимодействие этого антициклона с циклонами, которые формируются зимой над теплой водной поверхностью Средиземного моря, приводит к установлению юго-восточных ветров, облачной погоды с морозящими осадками и туманами. При выходе в район г. Астрахани отрога Сибирского антициклона устанавливается ясная, холодная погода. Обычно это происходит с середины января до конца февраля.

В весенний период значительно уменьшается интенсивность сибирского максимума и повышается давление в исландском минимуме. Интенсивность азорского максимума практически не изменяется. Каспийское море остается под воздействием юго-западной периферии сибирского максимума.

В летний период процессы циркуляции в регионе Каспийского моря определяются воздействием усиливающегося по интенсивности азорского максимума.

В осенний период Каспийское море находится под влиянием юго-западной периферии сибирского максимума и набирающего силу исландского минимума [39, 101].

Синоптические процессы, формирующие гидрометеорологические условия Каспийского моря были подробно проанализированы Архангельским В.Л. и Полянской В.А. в работах [2, 89], выделено шесть основных синоптических процессов:

- тип 1 - цикличность на арктическом фронте и тыловые вторжения арктического воздуха;
- тип 2 - стабилизация над Нижним Поволжьем и смежными районами антициклонов, сформированных в прежнем арктическом воздухе, и трансформация этого воздуха в умеренный и тропический;

- тип 3 - воздействие зимнего Азиатского антициклона;
- тип 4 - воздействие субтропического (Азорского) антициклона;
- тип 5 - выход южных (Каспийских) циклонов;
- тип 6 - циклоничность на полярном фронте.

Е.А. Полянская в работе «Синоптические процессы и явления погоды Нижнего Поволжья» [2] пришла к выводу о том, что воздействие арктических антициклонов на погоду Каспийского моря осуществляется в течение всего года, но чаще в переходные сезоны. Поэтому отнесла все случаи воздействия арктических антициклонов ко второму типу данной классификации, а к первому типу только циклоническую деятельность на арктическом фронте. В типе 5 синоптических процессов южные (каспийские) циклоны подразделены на:

- циклоны, возникающие в районе Каспийского моря на полярном фронте, расположенном меридионально, и смещающиеся с юга на север;
- южно-каспийские циклоны – выходят на юг Каспия через горные хребты Кавказа и Ирана; - орографические циклоны, возникающие в районе Чечни и Ингушетии, с подветренной стороны Большого Кавказа;
- термические циклоны в северной части Каспия.

**Ветровой режим** над акваторией Каспийского моря отличается своим разнообразием, что обусловлено большой меридиональной протяженностью моря, орографией, термической неоднородностью суши и моря. В северной и средней частях Каспийского моря до залива Кара-Богаз-Гол режим скоростей ветра примерно одинаков. Среднегодовые скорости ветра составляют 5-6 м/с и увеличиваются до 7 м/с в районе полуострова Мангышлак и у мысов.

В холодный период года при выходе атлантических циклонов на Каспийское море увеличивается повторяемость ветров северной и северо-западной четвертей в западной половине моря и ветров восточной и юго-восточной четвертей у восточного побережья. В декабре-феврале средние месячные скорости ветра над Северным Каспием достигают 6-7 м/с, а в свободных ото льда районах Среднего и Южного Каспия – 8 м/с. [35, 39].

*Температура воздуха.* Среднегодовая температура воздуха от 9 °С на севере моря и до 17 °С – на юге. Устойчивый период со среднесуточными температурами ниже 0 °С наблюдается только на северо-западном побережье до г. Махачкала и на северо-восточном до Казахского залива. Продолжительность морозного периода уменьшается с севера на юг и с востока на запад. Так, если в районе о. Пешной среднемесячная температура января может составлять -18...-16 °С, то в г. Баку – только -0.5 °С.

В северной части Каспийского моря переход через 0 °С к отрицательным значениям осенью происходит в среднем в середине ноября, на юго-западе Северного Каспия в районе г. Астрахань – в первой декаде, в районе о. Тюлений – в конце декабря. Весной переход температуры воздуха через 0 °С к положительным значениям температуры в районе о. Тюлений происходит в первой декаде марта, в районе г. Астрахань – в середине марта, в устье р. Урал – в третьей декаде марта.

На северо-восточном побережье Северного Каспия первые заморозки отмечаются обычно уже в конце октября, на западном – во второй половине ноября. В открытом море они наступают позже, чем на побережье, что связано с большой теплоемкостью воды. Даже в прибрежной мористой части сроки их наступления сдвинуты на две недели относительно береговых.

В северной части Каспийского моря число дней с отрицательной температурой воздуха с декабря по март составляет 90 дней, в районе Куули-Маяка уменьшается до 50 дней. В январе-феврале среднемесячные температуры воздуха на севере достигают -8...-10 °С, на Среднем Каспии +3...-5 °С и на юге +8...+12 °С. Особо резкие понижения температуры воздуха наблюдаются при вторжении арктического воздуха. В отдельные дни на севере моря температура воздуха может опускаться до -30 °С. Значения абсолютного минимума температуры воздуха на Северном Каспии составляют -37...-35 °С, в районах Среднего Каспия эти значения равны -27...-25 °С, а в районах Южного Каспия они колеблются в пределах -20...-18 °С. Обычно морозные периоды на Каспийском море отличаются неустойчивостью и часто

прерываются оттепелями в результате активной циклонической деятельности [35, 42, 59].

**Температура воды.** Широтные изменения поверхностной температуры воды в Каспийском море наиболее выражены в зимний период. Температура воды изменяется от 0...0,5 °С у кромки льда на севере моря до 10...11 °С – на юге моря. Для мелководных районов с глубинами менее 25 м годовая амплитуда может достигать 25-26 °С. В среднем температура воды у западного побережья на 1-2 °С выше, чем у восточного берега, а в открытом море температура воды выше, чем у побережий, на 2-4 °С.

В апреле-мае область минимальных температур перемещается в Средний Каспий, что связано с более быстрым прогревом вод в мелководной северной части моря. Правда, в начале сезона в северной части моря большое количество тепла тратится на таяние льда, но уже в мае температура повышается здесь до 16-17 °С. В средней части температура в это время составляет 13-15 °С, а на юге увеличивается до 17-18 °С. Прогрев поверхностного слоя, начинающийся в марте, нарушает однородность в распределении температуры с глубиной.

Температура поверхностного слоя моря в августе в среднем составляет 24...26 °С в северной и средней частях Каспийского моря, 29 °С – в южной части моря, 32 °С – в заливе Туркменбаши и 35 °С – в заливе Кара-Богаз-Гол. В июле-августе у восточных берегов наблюдается апвеллинг и связанные с ним понижения температуры воды до 10...15 °С. Апвеллинг наблюдается ежегодно вдоль всего восточного побережья Среднего Каспия и частично проникает в Южный Каспий.

С началом осенне-зимней конвекции в октябре-ноябре происходит быстрая перестройка полей температуры воды Южного и Среднего Каспия к зимнему режиму. В открытом море температура воды в поверхностном слое понижается в средней части до 12...15 °С, в южной – до 16...17 °С. В вертикальной структуре слоя резкого изменения температуры размывается за счет конвективного перемешивания и к концу ноября исчезает. В районе

мелководного Северного Каспия вертикальные термические различия в октябрь-ноябре практически отсутствуют. Температура воды в северной части Каспийского моря в это время составляет в среднем 10...15 °С, увеличиваясь от побережья в сторону открытой части моря.

Наибольшие годовые разности температуры воды на поверхности моря (до 20 °С), обусловленные интенсивным летним прогревом и зимним охлаждением мелководий, наблюдаются в северных районах моря, а также у восточных берегов Южного Каспия.

**Режим осадков.** Режим осадков на Каспийском море в значительной степени зависит от взаимодействия различных по происхождению воздушных масс [56, 94].

Осадки по площади моря распределены неравномерно. Наибольшее количество осадков (до 1700 мм/год) выпадает на юго-западном побережье моря во влажных субтропиках Ленкоранской низменности, через которую проходит с запада на восток основная масса средиземноморских циклонов; наименьшее количество осадков выпадает на восточном побережье моря. В центральной части западного побережья в зоне субтропиков годовая сумма осадков составляет 115-220 мм, уменьшаясь в направлении моря. На большей части восточного побережья годовая сумма осадков не превышает 95-125 мм.

Наименьшее количество осадков выпадает в летний период. Ежегодное повышение уровня моря в результате выпадения осадков составляет примерно 20 см, причем на восточном засушливом берегу 9-10 см, а в субтропической юго-западной части побережья 17 см. Отклонения количества осадков от нормы могут обусловить отклонения в годовых приращениях уровня в среднем на  $\pm 3-7$  см, что составляет 10-15 % размаха его внутригодовых колебаний [55, 39].

**Соленость воды.** Пространственные изменения солености наиболее значительны в северной части Каспийского моря, где она возрастает от 0,1-0,2 ‰ вблизи устьев рек Волги и Урала до 10-12 ‰ на границе со средним Каспием. В глубоководных частях моря соленость на поверхности

увеличивается в целом с севера на юг и с запада на восток. Такое распределение солености связано с влиянием пресного речного стока вдоль западного побережья и осолонением вод у восточного берега, в условиях полного отсутствия здесь пресного стока и интенсивного испарения. В открытых районах моря соленость редко выходит за пределы 12,7-13,2 ‰. Вертикальное распределение солености в Среднем и Южном Каспии весьма неоднородное: от поверхности до дна её увеличение не превышает десятых долей промилле.

Максимальные величины годового диапазона изменений солености на поверхности, превышающие 1 ‰, отмечаются на северной границе Среднего Каспия и в приустьевых районах. В открытом море они весьма малы и составляют в среднем 0,2–0,4 ‰.

Однородное распределение солености в глубоководных частях Каспийского моря является важной чертой его гидрологической структуры, обуславливающей её сезонную изменчивость, главным образом за счет температуры воды. Температура воды при мало изменяющейся солености определяет основные особенности поля плотности в зимний и летний сезоны и оказывает влияние на вертикальную устойчивость вод, особенно в верхних слоях.

**Течения.** Важную роль в перераспределении вод в Каспийском море играют течения, которые имеют сложный характер. Обычными факторами, формирующими режим течений, являются ветры, пространственная неоднородность плотности воды, конфигурация береговой линии и рельеф дна, а в северной части моря, кроме того, речной сток.

Основное течение Каспийского моря образует круговорот, направленный против часовой стрелки. Внутри общего круговорота существует два циклонических круговорота в средней и южной части моря, разделенные подводным продолжением Большого Кавказа.

В северной мелководной части моря преобладают ветровые течения, направление которых в целом совпадает с направлением господствующих

ветров. В глубоководной части моря течение отклоняется от направления ветра вправо примерно на 45°. Скорость течений колеблется в пределах от 15 до 30 см/с. Наибольшей скоростью и постоянством отличается течение в заливе Кара-Богаз-Гол вследствие более низкого его уровня по сравнению с морем.

Вдоль западных берегов Среднего и Южного Каспия в слое от поверхности до дна доминируют течения в южном направлении (за исключением района устья р. Куры, где течения чаще направлены на север). Вдоль восточных берегов течения менее стабильны. В теплое полугодие в поверхностном слое преобладают южные течения, в холодное – северные. В придонном слое северный перенос вод преобладает круглый год. [35, 59].

**Волнение.** Каспийское море является довольно беспокойным в отношении волнения, особенно его средняя и южная часть. Наибольшую повторяемость в течение года на Северном и Среднем Каспии имеет волнение юго-восточного и северо-западного направлений. Наиболее опасное направление волнения в этом районе, когда оно направлено на юго-восток, так как волны в этом случае развиваются на большом разгоне и могут достигать больших значений. В северной части моря развитие волнения ограничено мелководьем, а, кроме того, с ноября по март – наличием льда. Высоты волн, как правило, не превышают 4 м, и лишь в приглубом юго-западном районе моря они достигают 8 м. В течение всего года в Каспийском море преобладают высоты волн менее 2 м, повторяемость их колеблется от 65 до 90 %. Повторяемость высот волн 2-4 м составляет 10-30 %. В средней и южной частях моря в течение всего года могут отмечаться высоты волн 6 м и более. Особенно беспокойным является район Нефтяных Камней и район, расположенный к северо-западу от него. Здесь высоты волн во время сильных штормов могут достигать 12 м.

**Уровень моря.** Изменения уровня Каспийского моря подвержен значительным циклическим колебаниям различной продолжительности и величины. Они подразделяются на два основных типа: эвстатические и



деформационные. К эвстатическому типу относятся вековые (многолетние, межгодовые) и сезонные колебания уровня моря, которые отражают изменения объема вод. К деформационному типу относятся стонно-нагонные колебания уровня моря, сейши, бризовые колебания, оказывающие влияние на перераспределение вод по акватории моря. Приливные колебания уровня вносят незначительный вклад в изменения уровня Каспийского моря.

Основными факторами влияющими на многолетние колебания уровня моря являются: климатические изменения, тектонические процессы, изменяющие объем водной впадины, и хозяйственная деятельность человека.

Климатические факторы (солнечная активность, циркуляция атмосферы и др.) влияют на составляющие водного баланса моря и приводят к нарушению соотношения между отдельными его элементами и, следовательно, к резким изменениям положения уровня моря. Крупная атмосферно-циркуляционная аномалия в 30-е гг. 20 века, охватившая всё Северное полушарие, привела к резкому снижению уровня Каспия (с 1930 по 1941 гг. – на 1,8 м). В 70-х гг. сложились аналогичные, антициклонические условия, которые привели к уменьшению увлажненности, резкому сокращению поверхностного притока и повышению испарения с поверхности моря, что привело к дефициту водного баланса и снижению к 1977 г. уровня моря на 0,7 м. С 1978 по 1995 гг. произошло повышение уровня Каспийского моря на 2,3 м, после этого уровень моря вновь начал медленно снижаться.

На фоне изменений среднегодового уровня Каспия отмечаются его сезонные изменения. Эти колебания в течение года имеют четко выраженный циклический характер, что отчетливо прослеживается по среднемесячным значениям уровня. Самое низкое положение уровня моря наблюдается в зимний период (декабрь-февраль), затем начинается его повышение до июля с наибольшей интенсивностью роста в мае. Самые высокие значения уровня обычно отмечаются в июне-июле, затем уровень начинает понижаться до зимнего минимума. Причиной таких колебаний уровня являются сезонные

изменения составляющих водного баланса моря (неравномерность поступления воды и ее расходование на испарение в течение года) [31].

Наиболее высокие и низкие среднемесячные значения уровня наблюдаются в различные месяцы на протяжении разных годов. Основной причиной этого являются сгонно-нагонные колебания. Величины сгонов и нагонов зависят от направления, скорости и продолжительности действия ветра, а также от береговой черты и распределения глубин в прибрежной зоне. В северной части Каспийского моря отмечаются большие величины сгонов (до 2,5 м) и нагонов (до 3,5 м). При сильных нагонах происходит подтопление прибрежной полосы на расстояние до 15-25 км [39, 100].

В работах [12, 31] подробно рассматриваются вопросы комплексного мониторинга уровня Каспийского моря, включающего развитие сети уровенных наблюдений и спутниковые технологии, описаны особенности пространственно-временной изменчивости уровня моря в различных временных масштабах и их связь с атмосферными процессами, проведен обзор исследований причин многолетних колебаний, в том числе показано роль климатического, тектонического и антропогенного факторов в многолетних колебаниях уровня Каспийского моря. Большое внимание уделено методам долгосрочного и сверхдолгосрочного прогноза уровня моря и описаны условия возникновения сгонно-нагонных явлений и методы их прогнозирования.

## **1.2. Особенности ледовых условий Каспийского моря**

Каспийское море относится к морям с сезонным ледяным покровом, который отличается своей пространственно-временной изменчивостью при развитии различных ледовых процессов. В северной части моря лёд появляется ежегодно, продолжительность ледового периода зависит от степени суровости конкретной зимы, обычно он составляет: в мягкие зимы от 20 дней на юго-западе до 110 дней на северо-востоке, в умеренные зимы от 60 до 140 дней, в суровые от 100 до 170 дней соответственно. В отдельные годы,

в зависимости от суровости конкретной зимы, начало и окончание ледового периода сдвигаются на месяц раньше или позже средних многолетних дат. Гидрометеорологические особенности Северного Каспия обуславливают более устойчивое льдообразование в восточных районах акватории по сравнению с западными, что проявляется в различии сроков наступления ледовых фаз и характере развития ледяного покрова в этих районах, расположенных в близких географических широтах.

Основными гидрометеорологическими факторами, влияющими на формирование ледяного покрова, являются: температура воздуха, ветровой режим, соленость воды, глубина моря и течения, а также колебания уровня моря. Большое влияние на характер ледовых процессов оказывает довольно сложный рельеф дна, с большим количеством банок, кос, островов и шалыг. Совместное воздействие гидрометеорологических, геоморфологических и динамических факторов создает условия для возникновения в ледяном покрове сил, способствующих интенсивному дрейфу льда, его торошению, наслоению, сжатию и образованию огромных стамух. Стоит отметить, что в формировании и установлении ледяного покрова Северного Каспия особую роль принадлежит именно дрейфу льда, характер которого отличается своей сложностью по ряду факторов, перечисленных выше.

Наличие ледяного покрова в море оказывает существенное влияние на характер и интенсивность гидрологических процессов. Являясь серьезным естественным препятствием, каспийский лед очень затрудняет выполнение исследовательских работ по изучению особенностей зимних гидрологических процессов. В связи с этим в настоящее время гидрологические процессы в Северном Каспии в зимний период изучены значительно слабее аналогичных процессов в навигационный период [12, 15, 16].

**Типизация зим по степени суровости.** Для северной части Каспийского моря существует несколько вариантов классификации зим по степени суровости. Для этой оценки используются различные характеристики: ледовитость, толщина льда, сумма градусодней мороза, как по всей акватории,

так и по одному пункту, который считают характерным (показательным) для всего моря.

Наиболее объективной и доступной, в плане получения оперативной информации, является характеристика суровости зим по сумме градусодней мороза в Астрахани, предложенная Я. А. Тютневым (1975) с дополнениями Валлера Ф. И. [30] и Бухарицина П. И. [20, 21, 25] для Северного Каспия:

- очень мягкая зима – менее 100 °С;
- мягкая зима – 100-400 °С;
- умеренная зима – 400-700 °С;
- суровая зима – 700-900 °С;
- очень суровая зима – более 900 °С.

На основе этих критериев по типизации зим, в северной части Каспийского моря, по степени их суровости автором работы [20] была подсчитана повторяемость «очень суровых» и «суровых» зим за период 1924-2015 гг. Было зарегистрировано 8 «очень суровых» зим (9 %), 9 «суровых» (10 %) и 75 – остальные зимы (81 %). Таким образом, повторяемость «очень суровых» зим составила за весь период наблюдений 1 раз в 11 лет, «суровых» зим – 1 раз в 5 лет.

В последнее время происходит существенная перестройка климатических процессов, которая сказывается на повторяемости суровых зим, так очень суровая зима наблюдалась в зимний сезон 1968-1969 гг.

Позднее, в работе [39] также были рассчитаны интервалы критериев суровости зим по суммам градусодней мороза за 100-летний период наблюдений на ГМС Астрахань (1901-2000 гг.), по результатам автор предлагает следующую классификацию:

- мягкая зима – менее 265 °С;
- умеренная зима – 265-640 °С;
- суровая зима – более 640 °С.

По данной классификации был произведен расчёт за 167-летний период наблюдений на ГМС Астрахань (для ледовых сезонов с 1845-1846 гг. по 2011-2012 гг.), который показал, что средняя сумма градусодней мороза составила 467 °С, максимальная – 1240 °С (1953-1954 гг.), минимальная – 37 °С (1999-2000 гг.).

Как правило, в очень суровые зимы толщина морского льда естественного нарастания на Северном Каспии не превышает 60 см в северо-западной части моря и 90 см – в северо-восточной. Максимальные толщины льда обычно отмечаются в конце января-феврале. Так, например, абсолютные максимумы толщины ровного льда естественного нарастания для о. Искусственный равны 49-55 см, о. Большой Пешной – 72-78 см, о. Кулалы – 46-56 см [17]. Стоит отметить, что толщина дрейфующего льда в море в результате торошения, наслоения и сжатий значительно превосходит толщину льда естественного нарастания.

*Ледообразование в Каспийском море.* Сроки начала ледообразования в Каспийском море зависят от атмосферных процессов в предзимье, обусловленных перестройкой барических полей. В годы с кратковременными затоками холодных воздушных масс на акваторию моря и чередованием в течение предзимья и зимы волн холода и потеплений ледовый покров может неоднократно разрушаться и образовываться вновь, при этом происходят резкие изменения его площади. Как правило, в такие годы площадь дрейфующего льда оказывается больше площади неподвижного льда (припая) на протяжении всего ледового сезона, в то время как в суровые зимы припаяем покрыта большая часть Северного Каспия.

Ранее начало ледообразования в северной части Каспийского моря связано обычно с активизацией арктического антициклона к началу октября, который в такие годы располагается над Скандинавией и севером Европейской территории России. В этот период, как правило, над Западной Сибирью находится высокий циклон. Ложбина его ориентирована на запад Казахстана и Малую Азию. В тылу глубокой ложбины холодный воздух устремляется с

северо-востока на юго-запад. Распространение на Северный Каспий холодных арктических воздушных масс сопровождается усилением северных ветров и резким понижением температуры воздуха до  $-7...-5$  °С. В случае сохранения морозов, ледообразование у берегов может начаться уже к середине октября. Оно охватывает северо-восточную часть моря или все северное побережье одновременно. Повторяемость раннего ледообразования на Каспийском море в начале октября составляет 8-9 %.

Ледяной покров раннего ледообразования в виде начальных видов и ниласа неустойчив и с наступлением потепления быстро разрушается. Однако даже кратковременное экстремально раннее (в начале октября) ледообразование на мелководье и в каналах представляет опасное явление.

Образование льда в сроки, близкие к норме (2-я, 3-я декады ноября), у побережья Северного Каспия происходит при любых направлениях вторжения холодного воздуха. Случаи понижения значений температуры воздуха в ноябре наблюдаются преимущественно при антициклоническом характере погоды.

В теплые предзимья в декабре над Каспийским морем располагается обширная область пониженного давления. При этом устанавливается устойчивый юго-западный перенос. В такие годы ледообразование начинается лишь в декабре.

В экстремально теплые предзимья охлаждение водных масс протекает медленно, и процесс ледообразования вдоль всего мелководного северного побережья происходит лишь во второй половине декабря-январе [39].

В умеренные по температурным условиям зимы ледообразование начинается с мелководных восточных районов Северного Каспия в первой половине ноября. В дальнейшем оно распространяется на запад, охватывая почти одновременно мелководные западные участки и предустьевое взморье Волги. К концу первой декады декабря молодые льды простираются на всю прибрежную, мелководную зону северной части Каспийского моря до трехметровых глубин. В течение декабря лед появляется и в открытых районах

Северного Каспия. Однако распространение его по площади происходит гораздо медленнее, чем на мелководье, что объясняется более свободным теплообменом с прогретыми водными массами глубоководных районов Среднего Каспия. Поэтому к югу от 45° с. ш., примерно по линии о. Чечень — м. Тюб-Караган, льдообразование наступает лишь в третьей декаде января. Полное замерзание, как правило, наблюдается только севернее дугообразной линии, соединяющей о. Чечень и м. Тюб-Караган. Даты первого появления льда по пунктам Северного Каспия приведены в таблице 1 [16].

Таблица 1.

Даты первого появления льда по пунктам Северного Каспия

Пункт наблюдения	Самая ранняя дата первого появления льда	Средняя дата появления льда	Самая поздняя дата первого появления льда
г. Астрахань	10 ноября	6 декабря	18 января
о. Искусственный	18 октября	18 декабря	20 декабря
о. Чечень	14 ноября	24 декабря	28 февраля
о. Чистая Банка	18 октября	17 ноября	20 декабря
о. Укатный	30 октября	15 ноября	3 декабря
о. Тюлений	5 ноября	8 декабря	3 января
о. Кулалы	9 ноября	25 декабря	8 февраля
о. Большой Пешной	18 октября	11 ноября	12 декабря

Граница распространения ледяного покрова имеет большую межгодовую изменчивость, связанную, в первую очередь, со степенью суровости зимы. Так, в январе (в отдельные годы) лед может наблюдаться только вдоль северо-восточного побережья моря небольшой по протяженности и ширине полосой, тогда как в годы с наибольшей интенсивностью распространения ледяного покрова он наблюдается на всей акватории Северного Каспия.

Неподвижный лед в северной части Каспийского моря не является примером классического припая, представляющего собой сплошной ледяной покров, примерзающий к берегу и сохраняющийся в течение всей зимы. На Северном Каспии частичный взлом припая наблюдается ежегодно, а в северо-

западных районах моря - в среднем каждую третью зиму припай взламывается и устанавливается вновь от берега до видимого горизонта несколько раз за сезон. В центральных районах Северного Каспия (Гурьевская бороздина) отдельные участки припая подвержены взлому, подвижкам и торошению даже в середине зимы [25].

В суровые зимы припай устанавливается на всей акватории северной части Каспийского моря до изобаты 20 м. В мягкие зимы на большей части Северного Каспия устойчивого образования припая до видимого горизонта не происходит. В такие зимы зона припая даже в период своего максимального развития не выходит за пределы прибрежных мелководных участков (до изобаты 2 м).

Устойчивый припай образуется в среднем через одну-две недели после начала ледообразования. В холодные предзимья промежутки времени между началом ледообразования и установлением припая сокращаются до 3-5 дней [22].

***Разрушение ледяного покрова в Каспийском море.*** Процесс разрушения ледяного покрова и очищения ото льда на Северном Каспии весной протекает в направлении, обратном льдообразованию – с юга на север. Сроки его начала, и интенсивность разрушения льда зависят от ледовитости моря к концу зимы, и совокупности воздействующих на лед гидрометеорологических факторов: ветра, волнения, сгонно-нагонных колебаний уровня, течений, температуры воды и воздуха.

В умеренные зимы примерно в середине марта очищаются открытые, а затем мелководные прибрежные участки моря севернее 44°- 45° с. ш. Как правило, разрушение ледяного покрова начинается с юго-западной части Северного Каспия, от Кизлярского залива и далее охватывает дельту р. Волга. Большая часть устьевого взморья Волги к юго-западу от о. Укатный освобождается ото льда к концу марта. В первой декаде апреля ото льда очищается почти все мелководное побережье Северного Каспия. К середине



апреля отдельные скопления сильно разрушенного дрейфующего льда могут сохраняться лишь в крайних северо-восточных районах моря.

В суровые зимы разрушение ледяного покрова протекает медленно, сроки разрушения припая и очищения западных районов Северного Каспия сдвигаются до первой половины апреля, а восточных – до второй половины апреля. У северного побережья Каспийского моря ледяной покров может сохраняться до третьей декады апреля [39].

В мягкие зимы процессы разрушения ледяного покрова и очищение ото льда происходят в более ранние сроки. Например, полное очищение моря ото льда в мягкую зиму 2019-2020 гг. произошло в третьей декаде февраля. Даты полного очищения ото льда и среднего числа дней с ледяным покровом по пунктам северной части Каспийского моря приведены в таблице 2 [25].

Таблица 2.

Даты полного очищения ото льда по пунктам Северного Каспия

Пункт наблюдения	Самая ранняя дата очищения ото льда	Средняя многолетняя дата очищения ото льда	Самая поздняя дата очищения ото льда	Среднее число дней со льдом
г. Астрахань	23 февраля	22 марта	18 апреля	97
о. Искусственный	2 марта	21 марта	8 апреля	106
о. Чечень	29 января	-	11 апреля	-
о. Чистая Банка	3 марта	28 марта	16 апреля	99
о. Укатный	9 марта	1 апреля	22 апреля	125
о. Тюлений	14 февраля	17 марта	11 апреля	66
о. Кулалы	10 февраля	17 марта	12 апреля	67
о. Большой Пешной	8 марта	1 апреля	20 апреля	140

Анализ данных за 30-ти летний период, проведенный автором работы [39], показывает, что продолжительность ледового сезона на Каспийском море сократилась в среднем на 2 недели в районах севернее 45° с.ш. и на 3 недели в районах к югу от 45° с.ш.

Причиной этого в западной части Северного Каспия, как считают авторы [80], являются не только климатические изменения, но и зарегулирование стока р. Волги. Именно, по их мнению, привело к более поздним датам начала ледообразования, к задержке сроков начала осеннего ледохода и ледостава, а также к более ранним срокам весеннего ледохода и очищения взморья ото льда. Однако это предположение требует дополнительных исследований.

*Дрейф льда в Каспийском море.* Особое место в формировании и установлении ледяного покрова на Северном Каспии принадлежит дрейфу льда. В целом характер дрейфа льда отличается сложностью, обусловленной малыми глубинами, особенностями рельефа дна, ветровым режимом, влиянием течений и колебаний уровня моря, что вносит существенные поправки в классические теории ветрового установившегося или нестационарного дрейфа льда [18, 19]. Общий вынос дрейфующего льда из восточных районов и последующий дрейф его на запад, затем на юго-запад вдоль границы припая дает начало генеральному дрейфу льда. В районе острова Тюлений дрейфующий лед, поступающий с северо-востока, под действием господствующих здесь ветров северного направления перемещается на юг и попадает в зону устойчивого течения, двигаясь вдоль западного побережья. Направление генерального дрейфа в различные зимы сравнительно устойчиво. Изменяется лишь положение южной границы плавучих льдов, которая располагается южнее (в суровые зимы) и севернее (в мягкие) [15, 20].

При сильных ветрах направление дрейфа льда обычно совпадает с направлением ветра. При слабых и умеренных ветрах разность между направлением дрейфа льда и ветра может достигать 150 градусов. При сильном течении и большой осадке льдин лед может дрейфовать даже против ветра. Во всех случаях происходит сплочение льдов в направлении их дрейфа, что создает исключительно тяжелые ледовые условия на подходах к портам и морским нефтепромыслам. В области выноса льдов их толщина достигает 60-70 см, а иногда 150-200 см и более. Иногда лед набивается до дна. Такие льды

- непреодолимое препятствие для судов. Они обладают огромной разрушительной силой [16].

В мягкие зимы, когда припаем занята незначительная часть Северного Каспия, а также в периоды осеннего становления и весеннего разрушения ледяного покрова в умеренные и суровые зимы дрейф льда происходит по направлению ветра с некоторым отклонением от него. На мелководных участках на дрейф льда влияет множество препятствий, вызывающих сжатия и разряжения льдов, в результате чего скорость дрейфа уменьшается. Угол отклонения дрейфа льда от направления ветра может быть различным, но чаще всего он составляет  $20^\circ$ .

В умеренные и особенно в суровые зимы, когда большая часть Северного Каспия покрыта припаем, а дрейфующий лед располагается узкой полосой (шириной 10-20 миль) вдоль его границы, дрейф льда происходит главным образом с востока на запад и юго-запад вдоль кромки припая и вдоль западного берега Каспийского моря. Скорость генерального дрейфа льда около 7 км/сут. Наибольшая скорость дрейфа отмечается при ветрах северо-западного направления. При смене направления ветра на противоположное, скорость дрейфа льда уменьшается. При северо-западных и юго-восточных ветрах происходит увеличение сплоченности льда в зоне дрейфа.

При различных гидрометеорологических условиях общая картина дрейфа льда усложняется в результате неустойчивости направления и скорости ветра и течений. Дрейфующий лед, имеющий очень неоднородную шероховатость поверхности из-за многообразия возрастных характеристик, составляющих плавучие льды, а также различий их торосистости, заснеженности и размеров льдин, дрейфует с разной скоростью. Он увлекает за собой поверхностные слои воды и искажает подледные течения, что также влияет на характер дрейфа льда. На движение льда сказываются и ветровые нагоны, создающие уклоны уровней поверхности и искажающие дрейф льда.

Скорость и направление дрейфа может резко изменяться при смене полей ветра. С переходом ветра от северо-западного и северного к юго-восточному,

ветровой дрейф на юг ослабевает, практически до нуля, ранее всего у берега (или границы припая), а затем в более мористых участках. В таких случаях может возникнуть вращательное движение отдельных льдин (или скопления плавучих льдов), и последующий за этим дрейф льда в противоположном ветру направлении. В массиве дрейфующих льдов возникают зоны дивергенции и конвергенции, отличающиеся разнонаправленным характером дрейфа, разреженностью и сплоченностью отдельных его участков, а, следовательно, и меньшей скоростью дрейфа. Поэтому нередко в зоне плавучих льдов переменной сплоченности наблюдается неоднородный по скорости дрейф и перемещение отдельных участков льда под различными углами относительно направления ветра. Образуются зоны сжатий и разряжений льдов [12].

***Торосистость льда.*** Существенное влияние на характер процессов торошения морских льдов оказывают мелководность северной части Каспийского моря, извилистость береговой черты и довольно сложный рельеф дна с большим количеством затопленных древних русел рек и бороздин, банок, кос и островов. Все это обуславливает особенности процессов торошения льдов Северного Каспия, которые отличаются от аналогичных процессов, происходящих на других ледовитых морях России.

Сжимающие и касательные усилия, возникающие во время контакта льдин, приводят к ломке льда и образованию на их краях торосов. Различают приливное, термическое и ветровое торошение. Приливное торошение на Северном Каспии практически отсутствует, т. к. приливно-отливные колебания уровня здесь не превышают точности измерения. Термическое торошение имеет место в суровые зимы в зоне припая, однако существенного влияния на общую картину торосистости оно не оказывает. Наиболее характерным для Северного Каспия является ветровое торошение, которому способствуют подледные течения и сгонно-нагонные колебания уровня моря. Максимальная торосистость при всех типах зим отмечается в зоне контакта припая и дрейфующего льда.

В мягкие зимы зона повышенной торосистости располагается узкой полосой шириной 10-15 миль, идущей от взморья Волги на северо-восток по 1-5 метровым глубинам до Гурьевского рейда. Максимальная торосистость (3 балла) в этой зоне отмечается вдоль морского края бара на взморье Волги и в северной части Бузачинского порога. В остальной части зоны торосистость составляет 2 балла.

В суровые зимы зона повышенной торосистости располагается на 20-40 миль южнее, чем в мягкие зимы. Максимальная торосистость 3 балла отмечается в юго-западной части Северного Каспия, в районе, ограниченном островами Чечень, Тюлений и банкой Большая Жемчужная.

В умеренные зимы активные процессы торошения происходят по всей акватории Северного Каспия, зона повышенной торосистости занимает значительно более обширную площадь и не имеет какой-либо определенной направленности. Максимальная торосистость (3 балла) отмечена к югу от о. Тюлений, на взморье Волги (в районе морского края бара), в юго-западной части Гурьевской бороздины и в районе Гурьевского рейда. Торосистость припая вне этих зон при всех типах зим составляет 0–1 балл [12, 25].

Большую роль в процессах торошения льда играют объемные колебания уровня моря. С конца 1950-х годов до 1977 г. средний уровень Каспийского моря понизился более чем на 80 см, причем до 1974 г. уровень изменялся мало, а затем начал резко падать и в 1977 г. достиг самой низкой за последние 100 лет отметки, равной минус 29,04 м. абс. С 1978 г. начался подъем уровня, который продолжался до 1996 г. и составил в общей сложности 2,5 м. В последующие годы уровень моря понизился на 0,5 м.

Влияние колебаний уровня моря на процессы торошения каспийского льда характеризуется изменениями интенсивности взаимодействия дрейфующих льдов с морским дном. В годы с низкими уровнями береговая черта смещается в сторону моря. При этом многочисленные неровности морского дна в северной части моря превращаются в мелководные банки и шалыги, образование которых служит препятствием дрейфующему льду. На

глубинах 1–6 м образуется своеобразная зона интенсивного торошения льда, в общих чертах повторяющая конфигурацию изобат, и, где наблюдается максимальная для всего Северного Каспия торосистость льда. Ближе к берегу, на глубинах менее одного метра, торошения льда практически не бывает благодаря прочному береговому припаю. Мористее этой зоны торошение льда также менее интенсивное, т. к. на глубинах более 8 м взаимодействия с дном, как правило, не происходит, и лед, свободно плавая, торосится только благодаря столкновениям льдин между собой. В годы высокого стояния уровня Каспийского моря все мелководные банки и шалыги, наоборот, оказываются затопленными, что приводит к существенному снижению интенсивности взаимодействия дрейфующего льда с дном в отмеченных нами районах моря. Зона интенсивного торошения и максимальной торосистости льда перемещается при этом в сторону затопленного берега, преимущественно на глубины 1-6 м [19].

***Подвижки и заторы льда.*** В результате неравномерного дрейфа отдельных ледяных образований происходят разломы и столкновения льдин, которые приводят к деформации ледяного покрова. Происходит образование наслоений, подсовов и торосов, что приводит к существенному увеличению толщины ледяного покрова. Плавающие льды в процессе дрейфа подвергаются многократному торошению, в результате чего оно приобретает беспорядочный характер, когда отдельные нагромождения и ропаки сочетаются с грядами торосов, расположенных в разных направлениях.

Деформации ледяного покрова, вызываемые устойчивыми восточными и юго-восточными ветрами, преобладающими на Северном Каспии при всех типах зим, создают сложную ледовую обстановку в районе Астраханского морского рейда и в морской части Волго-Каспийского канала. Этому способствует наличие здесь большого числа мелководных банок. Тяжелые ледовые условия возникают не только в суровые и умеренные, но и в очень мягкие зимы, когда толщина льда термического нарастания не превышает 10–15 см. Это объясняется тем, что дрейфующий вдоль границы припая на запад

плавучий морской лед создает препятствие выходу из канала речного льда. Происходит образование заторных перемычек, причем их мощность может достигать 2-3 м, а в некоторых случаях лед набивается до дна. Образование заторов в морской части Волго-Каспийского канала обнаруживается по резкому повышению уровня по рейке о. Искусственный на 40-50 см. В дальнейшем повышение уровня перед затором прекращается, т. к. вода из канала уходит через прораны в забровочные пространства. Заторы значительно усложняют осуществление зимних плаваний в этом районе. Подвижки и дрейф льда приводят к тому, что зимние навигационные буи часто оказываются подо льдом. Возникают опасные ситуации, приводящие к авариям судов. Наоборот, сильные северо-западные и северные ветры способствуют разрежению льдов в районе Астраханского морского рейда и выносу плавающего речного льда в море [18, 20, 25].

### **1.3. Спутниковые данные, используемые для мониторинга морского ледяного покрова**

Становление дистанционных методов изучения ледяного покрова началось в 1987 г., когда первые наблюдения за морским льдом с борта летательного аппарата были выполнены Соломоном Андрэ при полёте на Северный полюс на воздушном шаре. В 1913 г. Б. А. Вилькицкий предложил использовать для ледовой разведки самолёты. В августе 1914 г. российский военный летчик Ян Нагурский на гидросамолёте выполнил несколько ледовых разведок северо-западнее Новой Земли для обеспечения ледовой информацией капитана экспедиционного судна «Андромеда», именно с этого времени регулярно стала выполняться ледовая авиационная разведка, что послужило началом дистанционного зондирования морских льдов с целью их мониторинга [13].

В первые послевоенные годы единственным средством дистанционного зондирования была аэрофотосъёмка, а с начала 1950-х годов стал применяться

полигонный метод исследования ледяного покрова, сущность которого заключалась в комплексных дистанционных и контактных наблюдениях [29].

Начиная с 1967 г. на самолеты ледовой разведки стали устанавливаться радиолокаторы бокового обзора (РБО) «Торос» [37], а с 1978 г. РБО второго поколения «Нить» [97].

С запуском в 1966 году первого отечественного метеорологического спутника «Космос-122» в нашей стране стали применяться спутниковые данные для мониторинга морского льда. Космический аппарат был оснащен телевизионной аппаратурой для съемки облачности, снежного и ледяного покровов, а также комплектом инфракрасных радиометров для измерения уходящего потока радиации, отраженной и излученной Землей [99]. В настоящее время роль спутниковых методов наблюдения ледяного покрова существенно возросла в связи уменьшением авиационных наблюдений за ледовой обстановкой и они являются основными. Особенно важно получение информации о состоянии ледяного покрова в отдаленных районах Арктики, где наземная сеть гидрометеорологических станций редка или вообще отсутствует [95].

К эффективным средствам наблюдения морского ледяного покрова относятся спутниковые данные оптического, инфракрасного и микроволнового диапазонов, которые в настоящее время представляют информационную основу космического ледового мониторинга [3, 7, 32, 33, 93, 95, 96, 98, 113, 119].

Данные видимого и ближнего инфракрасного диапазонов при дистанционном зондировании морского ледяного покрова высоко информативны. На многозональных спутниковых изображениях из-за наличия высокого контраста можно выделить значительное количество ледовых градаций, по которым определяются различные параметры морского ледяного покрова (положение кромки льда, границы зон однородных льдов, сплоченность общая и частная, возраст льда, каналы и крупные разводья, формы льда и ряд других характеристик). При безоблачных ситуациях



уверенно опознается граница «лед-вода», а также границы между различными возрастными градациями льда от его начальных видов до тонкого однолетнего льда. Однако, при сильной заснеженности акватории возрастные градации льда старше серого маскируются свежевypавшим снегом и дешифрирование возрастных стадий затруднено. Использование спутниковых данных видимого и ближнего инфракрасного диапазонов высокого пространственного разрешения при благоприятных погодных условиях и хорошей освещенности позволяет получать высокодетальную информацию о состоянии ледяного покрова, включая данные об опасных ледовых явлениях (торосах, стамухах, айсбергах и др.) [48, 52, 53, 68]. Однако, применение спутниковых изображений видимого и ближнего инфракрасного диапазонов имеет существенные ограничения из-за влияния освещенности и облачного покрова [32, 97, 98, 124]. Во-первых, информацию видимого и ближнего инфракрасного диапазонов можно использовать только в дневное время, а во-вторых, довольно часто встречаются длительные периоды, когда вся акватория Северного Каспия полностью закрыта облачностью. Однако при проведении мониторинга опасных ледовых явлений и ледяных образований данные видимого и ближнего инфракрасного диапазонов являются одним из основных источников спутниковой информации [65, 69, 96].

Спутниковые данные инфракрасного диапазона широко используются при построении ледовых карт. В инфракрасном диапазоне спектра, также, как и в видимом, могут быть определены основные параметры ледяного покрова. Определяется относительный возраст льда (начальных видов, ниласовых, молодых, однолетних – до стадии среднего однолетнего) как в дневное, так и в ночное время суток. Однако, многолетние льды среди однолетних практически не опознаются. Ограничивающими факторами использования данного вида информации является наличие плотной облачности и температуры воздуха в районе проведения космической съемки (не выше  $-6^{\circ}$  ÷  $-8^{\circ}$  С). По этой причине данные ИК-радиометров могут использоваться преимущественно в холодный период года [74, 108]. В теплый период года

радиационная температура поверхности тающих льдов и воды почти сравнивается и ИК-изображения становятся малококонтрастны и неинформативны. Еще одним ограничивающим фактором применения данных инфракрасного диапазона является отсутствие у ИК-радиометров высокого пространственного разрешения, необходимых при оперативном обеспечении районов, требующих детального картографирования ледовой обстановки.

В таблице 3 приводятся основные технические характеристики спутниковых спектрометров оптического и инфракрасного диапазонов, информация с которых использовалась для мониторинга морского ледяного покрова за весь период инструментальных наблюдений со спутников.

Таблица 3.

Характеристики спектрометров видимого и ИК-диапазонов

КА	Съемочная аппаратура	Спектральные диапазоны, мкм	Пространственное разрешение	Полоса обзора, км
«Ресурс»	МСУ-Э	0.5-0.6; 0.6-0.7; 0.8-0.9	40 м	45
«Ресурс»	МСУ-СК	0.5-0.6; 0.6-0.7; 0.7-0.8 10.4-12.6	140 м 550 м	600
«Океан»	МСУ-С	0.5-0.7; 0.7-1.0	345 м	1100
«Океан»	МСУ-М	0,5-0,6; 0,6-0,7; 0,7-0,8; 0,8-1,1	1,6 км	1930
EOS TERRA, AQUA	MODIS	36 спектральных каналов в диапазоне 0,405-14,3	250 м (2 канала), 500 м (5 каналов) и 1000 м (29 каналов)	2300
NOAA, MetOp	AVHRR	0.58-0.68; 0.725-1.00; 3.55-3.93; 10.3-11.3; 11.5-12.5	1.1 км	3000
NOAA-20, SNPP	VIIRS	22 спектральных канала в диапазоне 0,402-12,49	375 м (5 каналов) 750 м (17 каналов)	3000
«Метеор-М»	МСУ-МР	0.50-0.70; 0.700-1.10; 1.60-1.80; 3.5-4.10; 10.5-11.50,11.50-12.50	1.0 км	2800
«Метеор-М»	КМСС	0.37-0.45; 0.45-0.51; 0.58-0.69 0.535-0.575; 0.630-0.680; 0.760-0.900	50 м 100 м	927
«Канопус-В»	ПСС МСС	0.5-0.85 0,46-0,52; 0,51-0,60; 0,63-0,69; 0,75-0,84	2.1 м 10,5 м	23 23
«Канопус-В-ИК»	МСУ-ИК-СРМ	3,5-4,1; 8,4-9,4	200 м	2000
«Ресурс-П»	КШМСА-ВР КШМСА-СР	0,43-0,90 0,43-0,51; 0,51-0,58; 0,60-0,70; 0,70-0,90	12/60 м 24/120 м	96 480
Landsat-8	OLI	0,43-0,45; 0,46-0,51; 0,52-0,6; 0,63-0,68; 0,845-0,885; 1,36-1,39; 1,56-1,66; 2,1-2,3	30 м	185
Sentinel-2A, 2B	MSI	0,46; 0,56; 0,66; 0,84; 0,70; 0,74; 0,78; 0,86; 1,61; 2,19; 0,44; 0,94; 1,38	10 м 20 м 60 м	290

К наиболее эффективным средствам космического мониторинга морского ледяного покрова относятся всепогодные спутниковые радиолокационные наблюдения, обеспечивающие получение информации независимо от освещенности и облачности [49, 76, 86, 108, 110, 127]. Указанное свойство радиолокационных наблюдений представляет особую

ценность при решении задач, связанных с необходимостью получения информации по заданной территории в сжатые сроки (независимо от условий погоды и времени суток) или осуществлении непрерывного мониторинга исследуемого района [4, 6, 51, 111, 112]. К подобным задачам относится построение оперативных ледовых карт (особенно это касается обширных акваторий морей).

Спутниковые радиолокационные данные позволяют определять основные характеристики морского ледяного покрова: положение кромки дрейфующего и границы припайного льда, сплоченность, возрастной состав по основным градациям (от начальных видов до многолетнего льда), формы льда, положение крупных каналов, разводий и полыней, наличие крупных айсбергов, некоторые стадии таяния; не различаются возрастные градации у старых льдов, их невозможно подразделить на двухлетние и многолетние. Радиолокационные данные высокого пространственного разрешения дополнительно позволяют определять наличие опасных ледовых объектов (стамух, средних и мелких айсбергов).

К настоящему времени в мире создано значительное количество спутниковых радиолокационных средств наблюдения (радиолокаторов и скаттерометров), которые используются для мониторинга морского ледяного покрова. Характеристики этих радиолокационных средств наблюдения систематизированы в таблицах 4 и 5.

На российских космических аппаратах нет штатно функционирующей аппаратуры радиолокационного наблюдения Земли, поэтому используются зарубежные спутниковые данные [4, 90].

Таблица 4.

## Характеристики спутниковых радиолокаторов

КА	Съемочная аппаратура	Диапазон/ длина волны	Поляризация	Пространственное разрешение	Полоса обзора, км
<i>SeaSat</i>	РСА	L / 23,5 см	ГГ	25 м	100
<i>ОКЕАН</i>	РЛСБО	X / 3,2 см	ВВ	1,5-2 км	460
<i>АЛМАЗ-1</i>	РСА «Меч»	S / 9,6 см	ГГ	25 м	30-60
<i>ERS-1, 2</i>	АМI-SAR	C / 5,6 см	ВВ	25 м	100
<i>JERS-1</i>	SAR	L / 23,5 см	ГГ	18 м	75
<i>RADARSAT-1</i>	SAR	C / 5,6 см	ГГ	8-100 м	50-500
<i>ENVISAT</i>	ASAR	C / 5,6 см	ГГ, ВВ, ВГ, ГВ	30-1000 м	100-400
<i>RADARSAT-2</i>	SAR	C / 5,6 см	ГГ, ВВ, ВГ, ГВ	3-100 м	20-500
<i>TerraSAR-X, TanDEM-X</i>	X-Band SAR	X / 3,1 см	ГГ, ВВ, ВГ, ГВ	1/3/16 м	10/30/100
<i>COSMO-SkyMed №1,2,3,4</i>	SAR 2000	X / 3,1 см	ГГ, ВВ, ВГ, ГВ	1-100 м	10-200
<i>Метеор-М №1,2</i>	БРЛК «Северянин-М»	X / 3,1 см	ВВ	500-1000 м	600
<i>Kompsat-5</i>	COSI	X / 3,1 см	ГГ, ВВ, ВГ, ГВ	1/3/20 м	5/30/100
<i>Sentinel-1A, 1B</i>	SAR-C	C / 5,6 см	ГГ, ВВ, ВГ, ГВ	5 x 5 м 5 x 20 м 20 x 40 м	80 250 400
<i>RADARSAT Constellation-1,2,3</i>	SAR	C / 5,6 см	ГГ, ВВ, ВГ, ГВ	3-100 м	20-500

Таблица 5.

## Характеристики спутниковых скаттерометров

КА	Съемочная аппаратура	Диапазон частот	Пространственное разрешение	Полоса обзора, км	Тип сканирования
<i>SeaSat</i>	SASS	Ки-диапазон (2,0 см)	50 км	2 x 500	наклонное
<i>ERS-1, 2</i>	АМI-SCAT	С-диапазон (5,6 см)	50 км (наилучшее качество) 25 км (приведенное)	500	наклонное
<i>ADEOS</i>	NSCAT	Ки-диапазон (2,1 см)	50 км (наилучшее качество) 25 км (приведенное)	2 x 600	наклонное
<i>QuikSCAT, ADEOS-2</i>	SeaWinds	Ки-диапазон (2,2 см)	50 км (наилучшее качество) 25 км (стандартное качество) 12,5 км (приведенное)	1800	коническое
<i>MetOp-A,B,C</i>	ASCAT	С-диапазон (5,6 см)	50 км (наилучшее качество) 25 км (стандартное качество) 12,5 км (приведенное)	2 x 550	наклонное
<i>Oceansat-2, ScatSat-1</i>	OSCAT	Ки-диапазон	50 км (наилучшее качество) 25 км (стандартное качество)	1840	коническое
<i>HY-2A</i>	SCAT	Ки-диапазон (2,3 см)	50 км (наилучшее качество) 25 км (стандартное качество)	1300 км	коническое
<i>ISS RapidScat</i>	RapidScat	Ки-диапазон (2,2 см)	50 км (наилучшее качество) 25 км (стандартное качество) 12,5 км (приведенное)	900	коническое

Спутниковые данные пассивного микроволнового диапазона (данные СВЧ-радиометров) имеют более низкое пространственное разрешение по сравнению с оптическими, инфракрасными и радиолокационными данными, а

также более низкие яркостные контрасты и более сглаженные границы между многолетним и однолетним льдом. Основные технические характеристики спутниковых СВЧ-радиометров приведены в таблице 6.

Таблица 6.

Характеристики микроволновых СВЧ-радиометров

КА	Съемочная аппаратура	Спектральные диапазоны, ГГц	Пространственное разрешение, км	Полоса обзора, км
<i>GCOM-W</i>	<b>AMSR-2</b>	6.925; 7.3; 10.65; 18.7; 23.8; 36.5; 89.0	5-60	1450
<i>«Метеор-М» №1,2</i>	<b>МТВ3А-ГЯ</b>	10.6; 18.7; 23.8; 31.5; 36.5; 42.0; 48.0; 52.0-57.0; 91.0; 183.31	16-198	1500
<b>DMSP F14, F15</b>	<b>SSM/I</b>	19.35; 22.235; 37.0; 85.0	15-70	1400
<b>DMSP F16 - F20</b>	<b>SSM/IS</b>	19.35; 22.235; 37.0; 50.3; 52.8; 53.596; 54.4; 55.5; 57.29; 59.4; 60.792; 63.283; 91.655; 183.31	25-70	1700
<b>AQUA</b>	<b>AMSR-E</b>	6.925; 10.65; 18.7; 23.8; 36.5; 89.0	6,1-50	1445
<b>NOAA, MetOp</b>	<b>AMSU-A</b>	23.8; 31.4; 50.3; 52.8; 53.596; 54.4; 54.9; 55.5; 57.29; 89.0	48	2054

Спутниковые данные пассивного микроволнового диапазона позволяют определять кромку льда на фоне как спокойной, так и взволнованной поверхности моря, границы распространения и площади покрытия морским льдом арктических и неарктических морей, сплоченность льда и возраст льда до 3 градаций: молодой, однолетний и многолетний. Но при построении ледовых карт нельзя использовать только одни спутниковые данные пассивного микроволнового диапазона, необходимо сочетать их с оптическими, инфракрасными и/или радиолокационными данными. Такой симбиоз дает много полезной дополнительной информации, позволяющей повысить точность дешифрирования характеристик морского льда при построении ледовых карт, дополнить данными о границе многолетних льдов и положении кромки, которая на радиолокационных снимках на фоне взволнованной поверхности моря часто неразличима [66, 104, 105, 121, 123, 125].

## **Глава 2. Развитие методов и технологий мониторинга морского ледяного покрова**

### **2.1. Анализ методического обеспечения картографирования параметров морского льда и построения ледовых карт**

Построение карт морского ледяного покрова по спутниковым данным осуществляется специалистами гидрометеорологами на основе ряда методических документов, большинство из которых было выпущено в 70 – 80 годы прошлого столетия [26, 27, 28, 70, 71, 82, 92]. Учитывая, что в те годы в качестве исходной спутниковой информации для ледового картографирования в основном использовались данные видимого и инфракрасного диапазонов с КА серий Метеор и NOAA, большинство методических документов создавалось на основе информации полученной именно с аппаратуры установленной на данных космических аппаратах.

В основу выпущенных методических документов положены методы визуального (интерактивного) дешифрирования различных характеристик морского льда на спутниковых изображениях преимущественно видимого и инфракрасного диапазонов. Следует отметить, что в настоящее время основные положения методов визуального дешифрирования ледовых характеристик по спутниковым данным не изменились, и они по-прежнему используются в оперативной практике национальных ледовых служб и ведущих спутниковых центров мира.

В последующие годы к этим методическим документам был выпущен ряд дополнительных положений, расширяющих возможности обработки спутниковых данных, в том числе, связанных с использованием для построения ледовых карт информации с новых космических аппаратов дистанционного зондирования Земли (включая, радиолокационные), а также с представлением ледовых карт в векторном формате.

Если сравнивать информационное обеспечение ледового мониторинга в период 70 - 80 годов прошлого столетия и первое десятилетие XXI века, то

можно увидеть огромную разницу. Прежде всего увеличилась группировка спутников с установленной на борту аппаратурой видимого и инфракрасного диапазонов, что существенно увеличило объём спутниковых данных. К космическим аппаратам серии Метеор и NOAA добавились новые спутники: серий Метеор-М, Электро-Л, Канопус-В, Арктика-М, Ресурс-П, Metop, EOS (Terra/Aqua), SuomiNPP, Landsat-7,-8,-9, Sentinel-2.

В связи с этим при мониторинге ледовой обстановки появилась возможность использовать больший объём данных и улучшить его качество, так например, получение разновременных спутниковых изображений ледовой обстановки одной и той же территории в течении суток, в том числе в условиях перемещающейся облачности позволяет с помощью комплексирования информации с большого количества космических аппаратов картографировать параметры ледяного покрова на участка свободных от облачного покрова.

Новые космические аппараты оснащены аппаратурой с улучшенными техническими характеристиками и с большим количеством спектральных диапазонов. Например, в состав КА SuomiNPP входит аппаратура VIIRS, которая имеет пространственное разрешение 375/750 м (на предыдущих спектрометрах AVHRR КА серии NOAA, широко применяющихся для освещения ледовой обстановки, пространственное разрешение было 1,1 км) и 22 спектральных диапазона (на спектрометрах AVHRR КА серии NOAA - 6 спектральных диапазонов).

Среди новых российских разработок бортовой аппаратуры следует особо отметить сканирующий инфракрасный радиометр среднего пространственного разрешения МСУ-ИК-СРМ, установленный на борту космического аппарата «Канопус-В-ИК». Прибор функционирует в диапазоне длин волн 8,4 – 9,4 мкм с пространственным разрешением 200 м и с полосой обзора 2000 км. Данные ИК-радиометра МСУ-ИК-СРМ используются для детализированного мониторинга ледовой обстановки, что особенно важно для построения ледовых карт в бухтах, заливах, проливах и в других непротяженных акваториях.



Один из важных этапов развития методов мониторинга морского ледяного покрова связан с появлением оперативных спутниковых радиолокаторов X-диапазона. 29 сентября 1983 года был запущен первый спутник серии «Океан» оснащенный радиолокатором бокового обзора. Всего в период с 1983 по 2000 годы было запущено 10 спутников серии «Океан». Спутниковые радиолокационные данные характеризуются «всепогодностью» - получением информации о состоянии морской поверхности и ледяного покрова независимо от освещенности и облачности [9, 14].

Спутниковые радиолокационные методы наблюдения основаны на измерениях интенсивности обратного рассеяния радиолокационных сигналов от морской поверхности или поверхностного слоя морского ледяного покрова.

Механизм рассеяния радиоволн от морской поверхности при малых углах наблюдения, превышающих  $20^\circ$ , аналогичен исследованному в свое время Брэггом рассеянию рентгеновских лучей на кристаллических решетках, поэтому в радиофизике за ним закрепилось название «брегговское рассеяние». Согласно данной модели наибольший вклад в вариации обратного рассеяния вносят те волновые составляющие, длина которых отвечает брегговскому резонансному соотношению:

$$K_0 = 2 k_0 \sin \theta,$$

где  $K_0$  - волновое число спектральной компоненты шероховатости морской поверхности;  $K_0 = 2\pi/\Lambda_0$  ( $\Lambda_0$  - длина морской волны);  $k_0$  - волновое число падающей радиоволны;  $k_0 = 2\pi/\lambda_0$  ( $\lambda_0$  - длина радиоволны);  $\theta$  - угол падения.

Мощность принимаемого радиолокационного сигнала оказывается пропорциональной спектральной плотности брегговской компоненты волнения. Эта теория была подтверждена экспериментами в открытом океане. В случае, когда брегговская компонента волнения лежит в гравитационно-капиллярной области спектра, мгновенное значение в элементе разрешения оказывается однозначно связанным с мгновенным локальным значением приводного ветра, поскольку, как известно, рябь возникает и исчезает



практически одновременно с возникновением и исчезновением ветра [91].

Способность морского льда к рассеянию радиолокационных сигналов определяет его удельная эффективная площадь рассеяния (УЭПР,  $\sigma^\circ$ ), которая зависит от мощности радиолокационного сигнала, его длины волны, угла падения и поляризации.  $\sigma^\circ$  является безразмерной величиной и измеряется в децибелах (дБ).

УЭПР морского льда определяется его шероховатостью и комплексной диэлектрической проницаемостью, которые, в свою очередь, зависят от неоднородностей ледового рельефа, глубины проникновения радиосигнала в слой льда, влажности и солености ледовой поверхности [91, 105, 122].

Если неровности ледового рельефа значительно меньше длины волны радиолокатора (например, ровная поверхность однолетнего неподвижного льда), происходит зеркальное отражение от падающего радиолокационного сигнала и, соответственно, мощность отраженного радиолокационного сигнала в приемной антенне близка к нулю. Для неровностей, соизмеримых или превышающих длину волны радиолокатора, имеет место диффузное отражение радиосигнала во все стороны, в том числе обратное рассеяние в сторону радиолокатора. Такой механизм отражения радиосигналов характерен для большинства ледовых образований (от начальных видов до однолетнего льда). При этом, такие явления, как выход на поверхность солевых кристаллов, сжатие или торошения льда, усиливают интенсивность радиолокационного отражения и рассеяния.

Помимо поверхностного отражения и рассеяния, при радиолокационном облучении имеет место и объемное рассеяние, обусловленное проникновением радиоволн в поверхностный слой льда. Возможность такого проникновения зависит, прежде всего, от комплексной диэлектрической проницаемости этого слоя. Радиосигналы могут максимально проникать в морской лед на глубину порядка 10 длин волн. Например, радиоволны X-диапазона могут проникнуть в морской лед до 30 см. Реально, из-за наличия в поверхностном слое льда пузырьков воздуха, повышенной влажности и др.,

глубина проникновения у них существенно меньше. К ледовым образованиям с преобладающим механизмом объемного рассеяния относятся многолетние льды.

С учетом вышесказанного следует, что радиолокационный сигнал от гладкой не взволнованной морской поверхности в результате его зеркального отражения полностью отсутствует на приемной антенне спутникового радиолокатора. Начальные виды льда немного повышают интенсивность отраженного от них радиолокационного сигнала (имеют повышенное значение УЭПР по сравнению с гладкой водной поверхностью), и поэтому эти льды на радиолокационных изображениях отображаются в виде очень темных пятен. По мере нарастания льда, значение его УЭПР увеличивается и достигает некоторого максимума на стадии серого льда, что связано с образованием на его поверхности солевых кристаллов (обычное явление в Арктике при низких температурах воздуха). При дальнейшем увеличении толщины льда значения УЭПР сначала начинают уменьшаться и принимают минимальное значение на стадии тонкого однолетнего льда, при этом его значение все равно остается выше значений УЭПР начальных видов льда. Далее, при переходе однолетнего льда в стадию его средней толщины и толстого однолетнего льда вновь наблюдается слабое увеличение значений УЭПР и, наконец, для многолетнего льда наблюдается самое высокое значение УЭПР по сравнению с остальными типами морского льда. На рис. 2 представлена диаграмма распределения обобщенных значений УЭПР различных типов морского льда на длине волны 3 см, вертикальной поляризации [91].

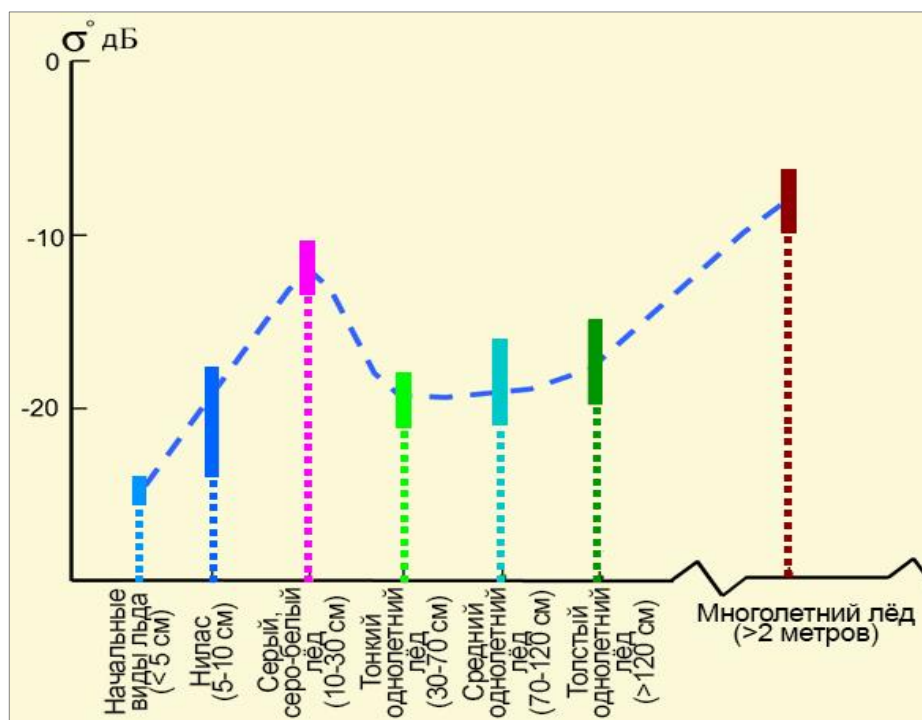


Рис. 2. Диаграмма распределения УЭПР различных типов морского льда на длине волны 3 см и вертикальной поляризации

Сравнение УЭПР многолетнего и однолетнего льда в X (3,2 см) и C (5,6 см) диапазонах показывает, что радиолокационный контраст значений  $\sigma_0$  многолетнего и однолетнего льда на радиолокационных изображениях X (3,2 см) - диапазона на 2-3 дБ превышает соответствующие значения, полученные по данным в C (5,6 см) – диапазоне (рис.3). Кроме того, в X – диапазоне наблюдается лучшая делимость однолетнего и многолетнего льда на спутниковых радиолокационных изображениях. Значения УЭПР морского льда в диапазоне 5,6 см частично пересекаются, что создает неопределенности при распознавании однолетнего и многолетнего морского льда. В целом, оптимальной длиной волны радиолокатора для мониторинга параметров ледяного покрова и морского волнения является X-диапазон (3,2 см) [50].

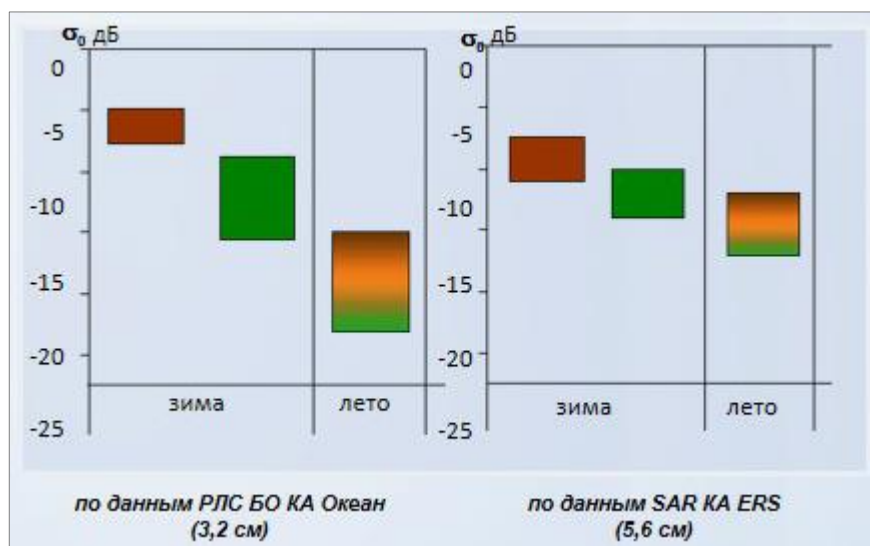


Рис. 3. Сезонные вариации значений УЭПР морского льда на тестовых участках в западном секторе Арктики

Помимо преимуществ при мониторинге параметров ледяного покрова, радиолокационные данные имеют и свои недостатки. На рисунке 2, представленном выше, можно видеть, что различные типы льда, существенно отличающиеся по толщине, имеют одни и те же значения УЭПР:

- темный нилас и тонкий однолетний лед;
- светлый нилас и серо-белый лед;
- гладкий лед и спокойная морская поверхность;
- взволнованная морская поверхность и некоторые типы льда ( в данном случае кромка льда неразличима).

Кроме того, в летний период, когда происходит разрушение ледяного покрова, на спутниковых радиолокационных изображениях сглаживаются контрасты между различными возрастными градациями морского льда, что отчетливо видно по значениям УЭПР, полученным на тестовых участках в западном секторе Арктики на основе данных РЛС БО КА Океан и SAR КА ERS (рис. 3) [50]. При наличии в прикромочной области ветрового волнения на радиолокационных изображениях также невозможно определить границу «лед-вода».

Высокую эффективность при мониторинге морского ледяного покрова показывают спутниковые данные пассивного микроволнового диапазона (СВЧ-радиометров) [121], на которые не оказывает влияние облачный покров и освещенность территории (темное время суток), также, как и в случае с активными радиолокационными данными. Спутниковые СВЧ-радиометры имеют значительную разницу излучательной способности открытой воды и льда, в связи с чем, граница «лед-вода» уверенно распознается на спутниковых изображениях пассивного микроволнового диапазона, но чем выше частота измерений, тем меньше радиояркостный контраст между льдом и водой при более высоком пространственном разрешении. Кроме того, данные микроволнового диапазона (по сравнению с радиолокационными данными) имеют слабую зависимость от углов наблюдения. Это обстоятельство позволяет в автоматическом режиме производить бесшовные монтажи спутниковых изображений огромных ледовых акваторий, в том числе Арктики и Антарктики. Такого преимущества не имеют оптические, инфракрасные и радиолокационные спутниковые данные. Однако, в летний период наличие тонкой (миллиметровой) пленки воды на поверхности морского льда СВЧ-радиометр воспринимает не как лед, а как воду. По этой причине данные микроволновых радиометров часто занижают площадь распространения морского ледяного покрова. Особенно часто это происходит в период таяния льда, когда на поверхности льда образуется талая вода, и в случаях, когда в районе границы «лед-вода» в течение длительного времени дует сильный ветер в сторону льда. В последнем случае происходит нагонное явление, в результате которого под напором воды сквозь трещины льда на ледовой поверхности образуются озера, а под воздействием ветра вода из озерков превращается в аэрозоль и разносится на многие десятки километров, покрывая огромные площади льда мокрой пленкой.

## **2.2. Рекомендации по визуальному дешифрированию характеристик морского ледяного покрова на спутниковых изображениях**

Анализ спутниковых данных с новых космических аппаратов, новой бортовой аппаратуры, в том числе высокого пространственного разрешения, а также опыт применения этой информации для картографирования характеристик морского ледяного покрова позволили автору данной диссертационной работы в соавторстве с ледовыми специалистами НИЦ «Планета» уточнить существующие методики и разработать современные рекомендации по визуальному дешифрированию ледовых объектов и параметров морского льда.

Под визуальным дешифрированием понимают процесс опознавания на спутниковых изображениях ледовых объектов, определение их качественных и некоторых количественных характеристик, выявление взаимосвязи с внешними факторами, воздействующими на них, а также представление результатов дешифрирования в графическом виде. При дешифрировании спутниковых изображений используются прямые и косвенные дешифровочные признаки.

К прямым признакам относят тон (яркость, цвет) и структуру (текстуру) изображения ледового объекта на изображении, а также тень объекта, его размер и форму. К косвенным признакам относят местоположение и взаимную связь ледовых объектов, а также следы воздействия объекта на его окружение. При их использовании приходится привлекать дополнительные сведения: спутниковые данные в предшествующий период, данные о гидрометеорологической обстановке, режимную (климатическую) информацию. Косвенные дешифровочные признаки основаны на возможности выявления невидимых на изображении объектов по другим объектам. Например, по данным о дрейфе можно косвенно судить о сплочении или разрежении льдов в период наблюдений [47, 97].

Отражательные свойства объектов непостоянны во времени, зависят от

высоты Солнца, прозрачности атмосферы и др. Изображенные на снимке объекты воспринимаются раздельно только тогда, когда между ними имеется тоновый контраст. Однако, даже при одинаковом освещении один и тот же объект может изобразиться в разных частях снимка разным тоном, и наоборот. Кроме того, в разные сезоны года одни и те же ледовые объекты имеют разный тон [74, 97].

Для улучшения качества спутникового изображения (повышение контрастности; фильтрация, синтез каналов др.) необходимо проводить яркостные преобразования. Было выявлено, что синтез спектральных каналов цветного изображения – простой и наиболее эффективный вид преобразования, при котором изображению в каждом из съемочных каналов присваивается свой цвет. Наиболее часто для синтеза используются спектральные зоны 0.5-0.6; 0.6-0.7 и 0.8-1.1 мкм или аналогичные им, которым присваивают соответственно синий, зеленый и красный цвета.

Снежный и ледовый покровы обладают наиболее высокими значениями коэффициентов спектральной яркости с небольшим их понижением в ближней инфракрасной зоне спектра. Общим для всех объектов является понижение коэффициента спектральной яркости в зоне 2-3 мкм. Два минимума у кривых при длинах волн 1.43 и 1.93 мкм обусловлены полосами поглощения воды.

Вода хорошо поглощает во всех диапазонах спектра и на изображении выглядит темной. Водные поверхности характеризуются самыми низкими значениями и монотонным уменьшением отражательной способности от сине-фиолетовой к красной зоне спектра, поскольку длинноволновое излучение сильнее поглощается водой.

Мелкие капли воды, присутствующие в облаках, хорошо рассеивают свет во всех используемых для генерации изображения диапазонах длин волн и придают облачности белую окраску. Облачные образования имеют несколько узких полос поглощения в длинноволновой части спектра. Спектральная яркость ледовых объектов в ближней и средней инфракрасных зонах спектра меньше яркости облачных образований. Это свойство следует использовать

при комбинации каналов видимой и инфракрасной областей спектра для отделения облачности ото льда.

Отделение облачности ото льда является важнейшим звеном визуального дешифрирования, позволяющее избежать грубых ошибок при определении ледовых характеристик. На оптических изображениях видимого диапазона трудно отделить облачность ото льда, так как эти объекты имеют высокую спектральную яркость (рис. 4).

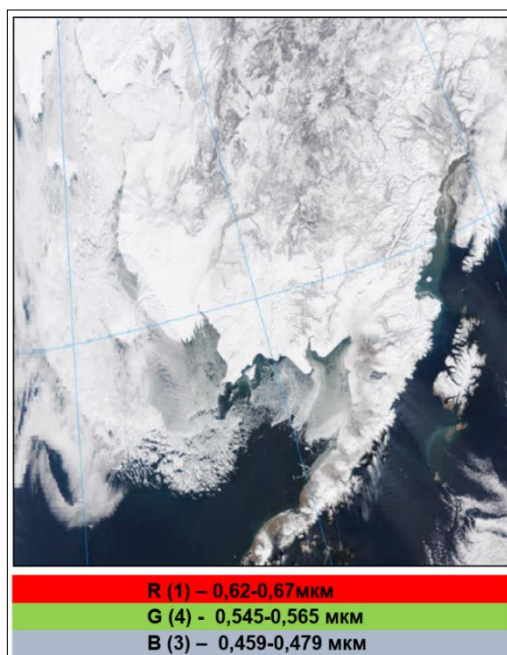


Рис. 4. Спутниковое изображение ледовой обстановки западной части Берингова моря КА Terra/MODIS с малыми контрастами облачности и ледяного покрова. Комбинация спектральных каналов видимого диапазона (0.459-0.479 мкм; 0.545-0.565 мкм; 0.62-0.67 мкм)

Было выявлено, что повышение степени разделимости облачности и ледяного покрова можно добиться комбинированием различных спектральных каналов при составлении цветного изображения.

Необходимо выбрать такие спектральные каналы, которые подчеркнут наибольший контраст между облачностью и льдом, при этом в правильной последовательности сделать расстановку каналов при синтезе RGB-изображения. Так, например, комбинируя каналы видимого и среднего ИК диапазонов, получим искомое разделение изображений облачности и ледяного покрова. Помести видимое изображение синего участка спектра (КА



Terra/MODIS, 0.459-0.479 мкм) в красный канал (R), получим отображение ледяного покрова в красных тонах и в белых тонах – облачного покрова (рис. 5, а). В красном спектральном диапазоне (КА Terra/MODIS, 0.62-0.67 мкм) контрасты ледяного покрова выше, чем в канале 0.459-0.479 мкм, и комбинируя красный видимый с ближним и средним ИК спектральными каналами и помещая красный канал в синий диапазон (B), получим возможность наилучшего распознавания, как ледовых характеристик, так и разделения ледяного покрова от облачности. Льды при такой комбинации отражаются оттенками синего и голубого тонов, облачность – белым цветом. В красном видимом канале лучше определяются границы воды и льда и детальность ледяного покрова (рис. 5).

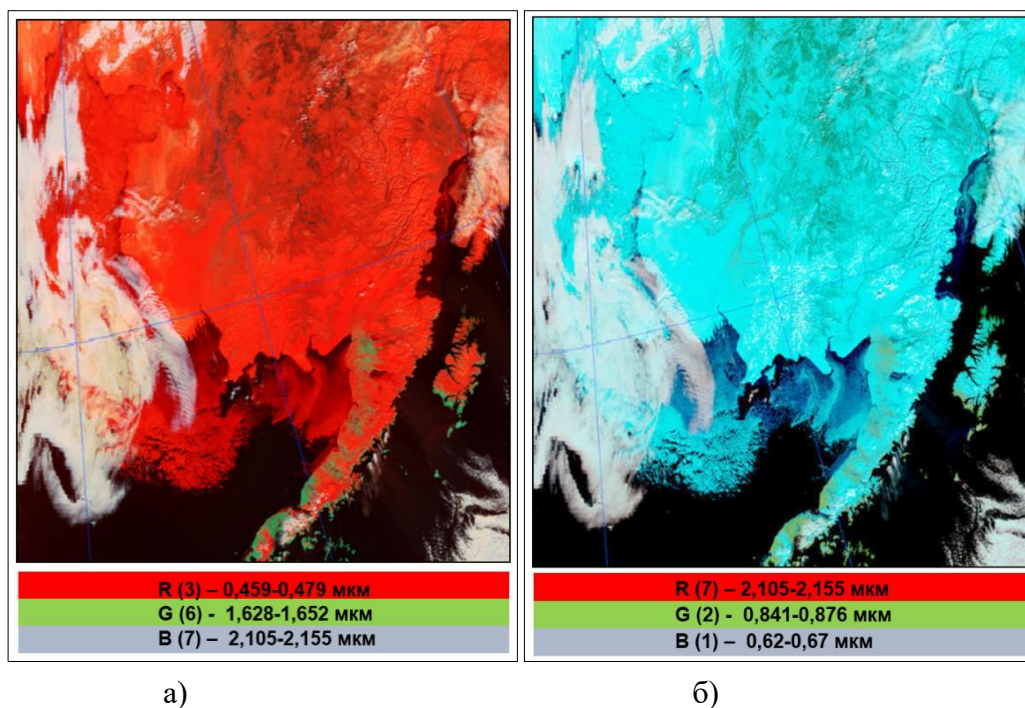


Рис. 5. Спутниковое изображение ледовой обстановки западной части Берингова моря с высокими контрастами между облачностью и ледяным покровом:

- а) комбинация спектральных каналов видимого (синего), среднего и ближнего ИК диапазонов КА Terra/MODIS (0.459-0.479 мкм; 1.628-1.652 мкм; 2.105-2.155 мкм);
- б) комбинация спектральных каналов видимого (красного), среднего и ближнего ИК диапазонов КА Terra/MODIS (0.62-0.67 мкм; 0.841-0.876 мкм; 2.105-2.155 мкм)

Достоверность дешифровочных признаков ледовых характеристик зависит от количества сопоставлений исходных спутниковых данных в различных диапазонах с разным пространственным разрешением. Чем больше

количество сопоставлений, тем выше достоверность интерпретации спутниковой информации.

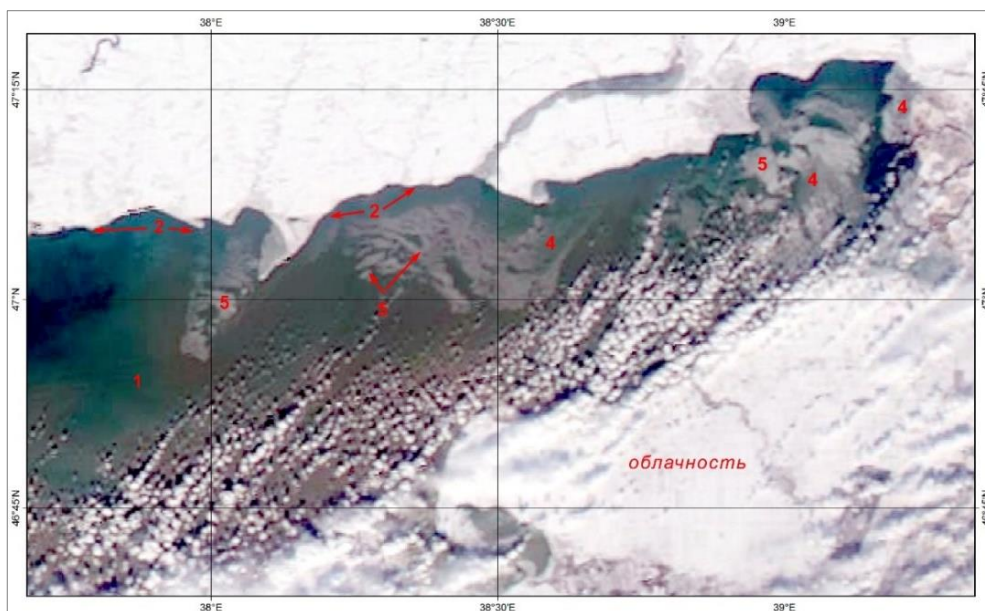
Комплексирование спутниковых данных различных спектральных диапазонов и разного пространственного разрешения позволяет повысить достоверность интерактивного дешифрирования ледовых параметров, выявленных одновременно на нескольких космических изображениях, а также точность определения этих параметров за счет использования данных среднего и высокого пространственного разрешения.

В качестве примера совместного анализа представлены спутниковые изображения ледовой обстановки в Таганрогском заливе Азовского моря 9 и 10 февраля 2020 г. в оптическом и радиолокационном диапазонах (рис. 6), среднего и высокого разрешения.

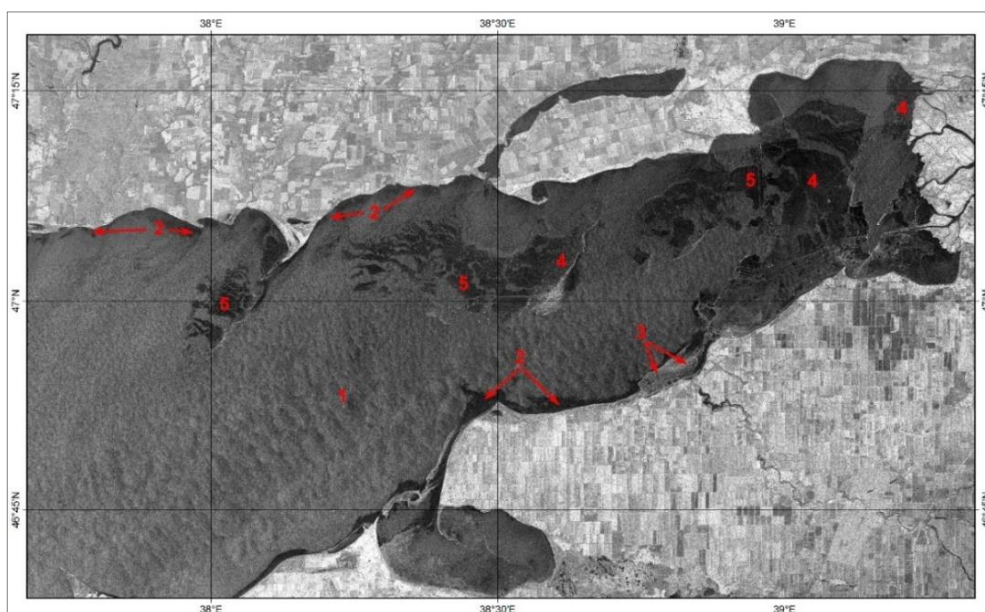
Для лучшего восприятия и понимания ледовой обстановки используются цветосинтезированные изображения, приближенные к естественным цветам, полученные путем синтеза RGB-компонент. Для этого, изображения видимого диапазона формируются отображением спутниковых данных красного участка спектра (0.6-0.7 мкм) в третий канал цветосинтезированного снимка, видеоданных зеленого диапазона (0.5-0.6 мкм) – во второй канал и синего диапазона (0.4-0.5 мкм) – в первый канал. Инфракрасные изображения формируются отображением данных ближнего ИК диапазона (0.76-0.9 мкм) в третий («красный») канал цветосинтезированного изображения, данных красного диапазона – во второй канал, зеленого диапазона – в первый канал.

На спутниковом цветосинтезированном изображении видимого диапазона КА AQUA/MODIS (разрешение 250 м) Таганрогского залива Азовского моря (рис. 6, а), приближенном к естественным цветам, легко различаются по цвету и текстурно-структурным признакам участки чистой воды (1) и зоны плавучего ниласового льда (4, 5). Южное побережье Таганрогского залива покрыто слоисто-кучевообразной облачностью, вытянутой по направлению ветра. Льды под облачностью практически не видны. Вдоль северного побережья Таганрогского залива просматриваются

зоны начальных видов льда (2), которые отображаются зеленоватым цветом с муаровой пятнистой расплывчатой структурой. Чистая же вода имеет более однородную структуру. Начальные виды льда пропитаны водой, и чем они тоньше, тем выглядят темнее на спутниковом снимке. Ниласовые льды на оптическом изображении имеют оттенки серого цвета. Причем темный нилас (толщиной 3-5 см) имеет более темный серый цвет, чем светлый нилас и не имеет форм льда. Светлый нилас (толщиной 5-10 см) уже имеет формы и отображается в виде полей и обломков полей более светлым серым тоном (5). На оптическом изображении хорошо видны разрывы и разводья среди полей светлого ниласа. В местах наслоений нилас имеет более светлый оттенок.



а)



б)

Рис. 6. Изображение начальных видов льда, темного и светлого ниласа на оптическом и радиолокационном спутниковых изображениях среднего и высокого разрешений. КА AQUA/MODIS (0.620 – 0.670 мкм, 0.545 – 0.565 мкм, 0.459 – 0.479 мкм), разрешение 250 м (а), КА Sentinel-1/SAR-C, разрешение 10 м (б). 09.02.2020 г.:

1 – чистая вода; 2 – начальные виды льда; 3 – наслоенный нилас; 4 – темный нилас; 5 – светлый нилас.

На радиолокационном изображении КА Sentinel-1/SAR-C (рис. 6, б), снятом в это же время - 9 февраля 2020 года (б) - чистая вода в зоне (1) отразилась ячеистой зернистой структурой, что говорит о наличии волнения во фронтальной зоне. Взволнованная морская поверхность подчеркнула зону начальных видов льда (2), отразившихся темно – серым, почти черным цветом, погасившим ветровую рябь. Ниласовые льды в зависимости от наслоенности (3) на радиолокационном изображении отображаются серым, темно серым (5) и даже черным цветом. Также, как и на изображении видимого диапазона, отчетливо просматриваются трещины и разрывы различной формы и протяженности, характерные для светлого ниласа.

Современные спутниковые данные высокого пространственного разрешения приближены к данным ледовой авиаразведки и существенно восполняют опыт аэровизуального восприятия ледовой обстановки. Пример совместного использования спутниковых данных высокого разрешения КА Канопус-В/МСС, ПСС (разрешение 2,1 м) с данными КА Sentinel-2/MSI,

(разрешение 10 м) и данными среднего разрешения КА AQUA/MODIS (разрешение 250 м) приведен на рис. 7, отображающим ледовую обстановку в Таганрогском заливе Азовского моря 10 февраля 2020 г.

9-10 февраля 2020 года в результате затока арктического воздуха и резкого понижения температуры в Таганрогском заливе Азовского моря возобновились процессы активного ледообразования. В результате за короткий срок (3-5 дней) в заливе образовались ниласовые льды сплоченностью 8-10 баллов. Кромка ниласовых льдов отчетливо просматривается на всех трех оптических изображениях различного пространственного разрешения, однако изображения КА Sentinel-2/MSI (разрешением 10 м) и КА Канопус-В/МСС, ПСС (разрешение 2,1 м) дают дополнительную детализированную картину ледовой обстановки: положение, количество и размеры разрывных образований (трещин, каналов, разводий и т.д.), возраст льда в каналах и разводьях. В то же время, оценивая сплоченность льда в центральной части Таганрогского залива, покрытой темным ниласом (рис. 7) на изображении КА Sentinel-2/MSI – рис. 7 (б) и КА Канопус-В/МСС, ПСС рис. 7 (в), эксперт по данным более низкого пространственного разрешения может занижить сплоченность льда на 1-2 балла и дать оценку сплоченности льда в этой зоне 8-10 баллов. Между тем, высокодетальные спутниковые данные КА Канопус-В/МСС (2,1 м) свидетельствуют, что в этой зоне преобладают сплошные 10-балльные льды.



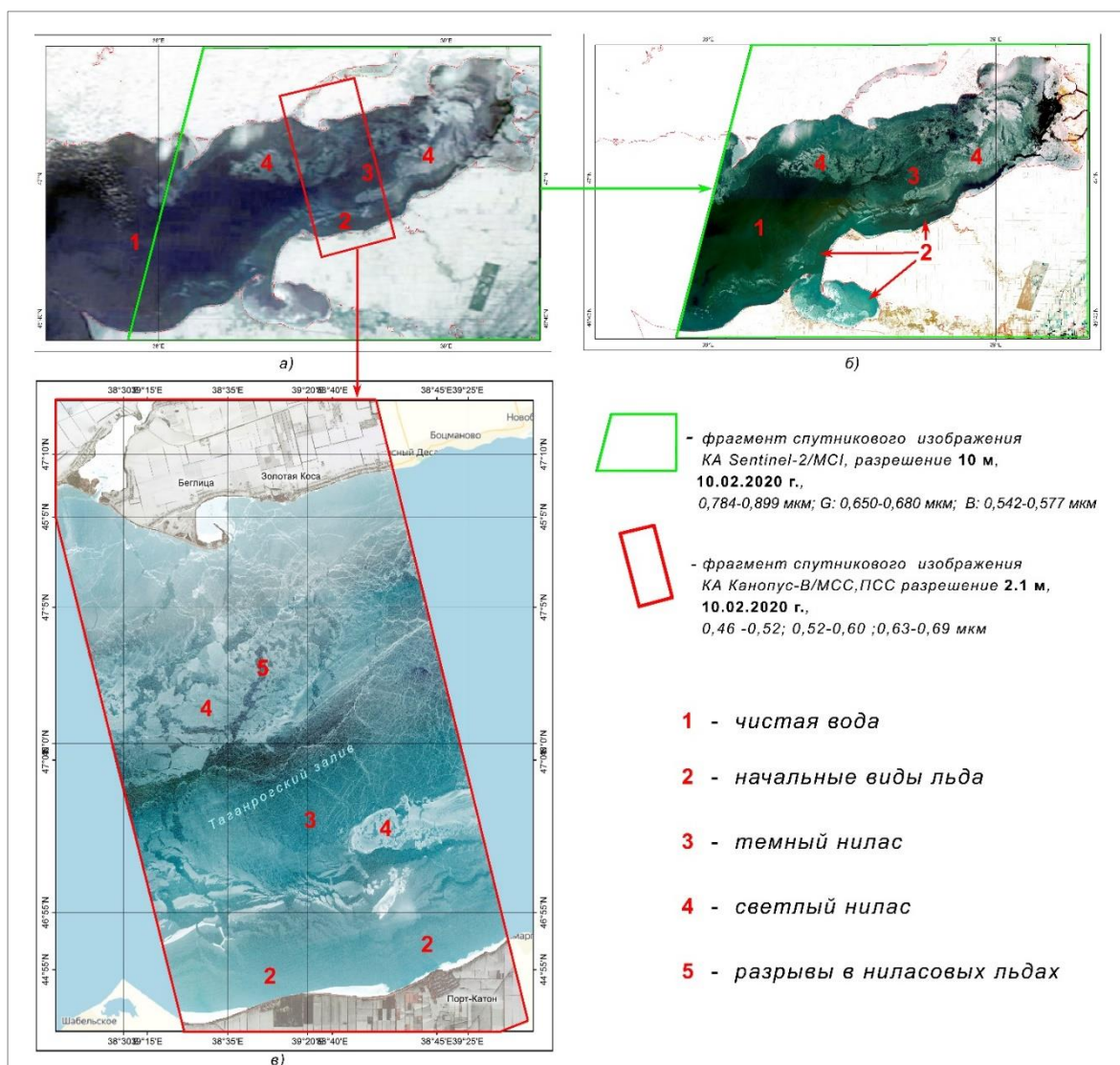
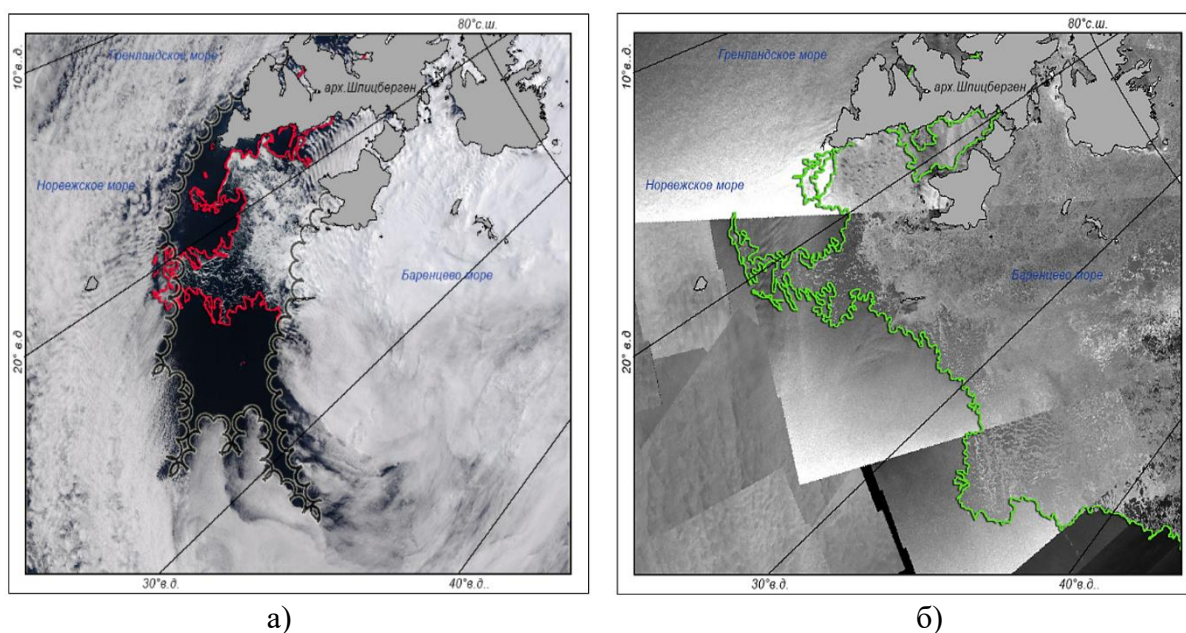


Рис. 7. Изображение начальных видов льда, темного и светлого ниласа на спутниковых изображениях видимого диапазона среднего и высокого разрешений. Таганрогский залив Азовского моря. КА AQUA/MODIS (0.620–0.670, 0.545–0.565, 0.459–0.479 мкм), разрешение 250 м (а), КА Sentinel-2/MSI, (0.784–0.899, 0.650–0.680, 0.542–0.577 мкм), разрешение 10 м (б) и КА Канопус-В/МСС, ПСС, (0.46–0.52, 0.52–0.60, 0.63–0.69 мкм), разрешением 2,1 м 10.02.2020 г.

При определении кромки дрейфующего льда, под которой понимается граница отделяющая лед любого возраста сплоченностью в 1 балл и более от чистой воды, возникают затруднения, когда морской лед на границе сильно разрежен. Было выявлено, что кромка дрейфующего морского льда на отдельных участках по данным микроволновых радиометров отображается с существенными отклонениями по сравнению с данными других диапазонов, занижая площадь плавучих льдов. Особенно это проявляется в случаях, когда

наблюдаемый участок в течение длительного времени подвергался влиянию сильного ветра. На рис. 8 представлен пример сопоставления в единой картографической проекции результатов интерактивного дешифрирования кромки «лед-вода», выделенной на радиолокационном (SAR-C/КА Sentinel-1; 5.4VV ГГц), радиометрическом (AMSR-2/КА GCOM-W; 36V, 36H, 18V ГГц) и оптическом КА AQUA/MODIS изображениях, полученных 16 мая 2019 г. в начальный период таяния льда. Из рисунка 8 видно, что на протяженном участке северо-западной части Баренцева моря эти кромки не совпадают, при этом граница «лед-вода», выделенная по радиометрическим данным проходит значительно севернее. Хорошее совпадение дают кромки льда, выделенные по оптическому (на безоблачном участке) и радиолокационному изображениям [4, 48].



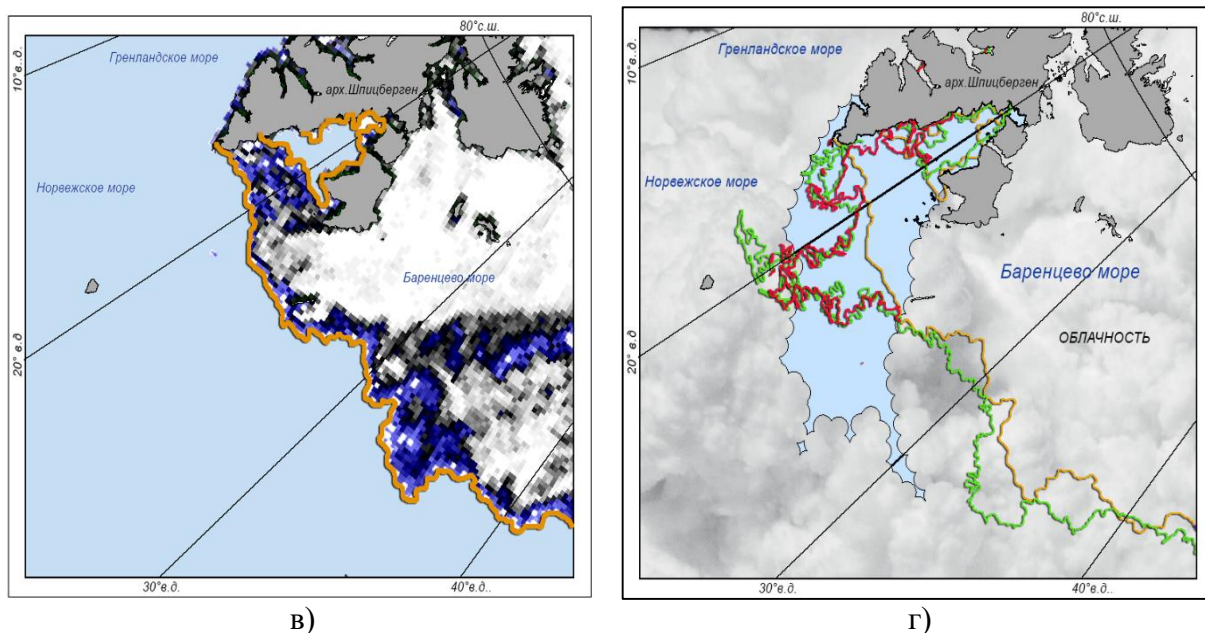


Рис. 8. Результаты интерактивного дешифрирования границы «лед-вода» в северо-западной части Баренцева моря на спутниковых изображениях, полученных в различных спектральных диапазонах 16.05.2019 г.:

- а) по оптическим данным с КА AQUA/MODIS;
- б) радиолокационным данным с КА Sentinel-1/SAR-C, 5.4VV ГГц;
- в) по данным СВЧ-радиометра с КА GCOM-W/ AMSR-2; 36V, 36H, 18V ГГц
- г) результаты сопоставления границы лед-вода, выделенной по оптическим, радиолокационным и радиометрическим спутниковым данным.

Граница лед-вода, выделенная по спутниковым данным:

- - КА AQUA/MODIS
- - КА Sentinel-1/SAR-C
- - КА GCOM-W/AMSR-2 (алгоритм ASI Бременского университета)

С целью картографирования отдельных характеристик ледяного покрова наиболее эффективно применять спутниковые изображения высокого пространственного разрешения, позволяющие оценить территорию распределения и особенности локализации, а также геометрические параметры торосов, стамух, точнее определять заснеженные и бесснежные участки ледяного покрова.

**Торосистость** льда одна из основных характеристик ледяного покрова и характеризует степень покрытия поверхности льда торосами - нагромождениями битого льда в виде гряд или холмов. Подвижки и сжатия льдов, начиная с возраста серо-белых, приводят к возникновению различных торосистых образований (гряд торосов, барьеров, подсовов и др.),



представляющих главное препятствие для плавания судов. При визуальном дешифрировании торосистость льда оценивается по 5-ти балльной шкале, где ровному льду соответствует 0 баллов, а увеличение площади, занятой торосистыми образованиями на 20% соответствует 1 баллу [86]. На спутниковых изображениях малого и среднего разрешения торосы определяются только по косвенным признакам (донесениям с береговых морских станций). Спутниковые снимки высокого разрешения приближены к визуальным наблюдениям и пригодны для картирования зон с различной степенью торосистости (до 4-5), т.е. позволяют более точно определить степень торошения льда на определенном участке. На рисунке 9 представлены спутниковые изображения ледовой обстановки среднего и высокого пространственного разрешения Анадырского залива Берингова моря 17 мая 2019 г. Спутниковое изображение КА Terra/MODIS, разрешением 250 м, рис. 9 (а) дает общее представление о состоянии морского покрова: границе припайного (1) и дрейфующего (2) льда, положению заприпайной полыньи (3), сплоченности дрейфующего льда. В донесении с береговой станции Анадырь от 10.05.2019 г. указывается толщина припайного льда – 105 см, торосистостью 3 балла. Однако, следует отметить, что при визуальном дешифрировании спутникового изображения сплоченность дрейфующего льда по данным среднего разрешения завышается на 1-2 балла, торосистость же визуально - не определяется. Данные высокого разрешения позволяют уточнить сплоченность льда и визуально определить зоны торошений. Например, на изображении (КА Канопус-В/МСС, ПСС разрешение 2 м, (рис. 9 б, в) отчетливо видно, что сплоченность дрейфующего льда составляет не 10, а 8-10 баллов а гряды торосов на припайном льду (рис. 9 б -1) и на сморозях среднего и тонкого однолетнего дрейфующего льда (в) выглядят как вытянутые протяженные узкие полосы, окаймленные с одной стороны вытянутой зоной с максимальной яркостью (солнечное отражение), а с другой - зоной с минимальной яркостью (тень от тороса): рис. 9 (б, в) - 4., рис. 9 - 3.

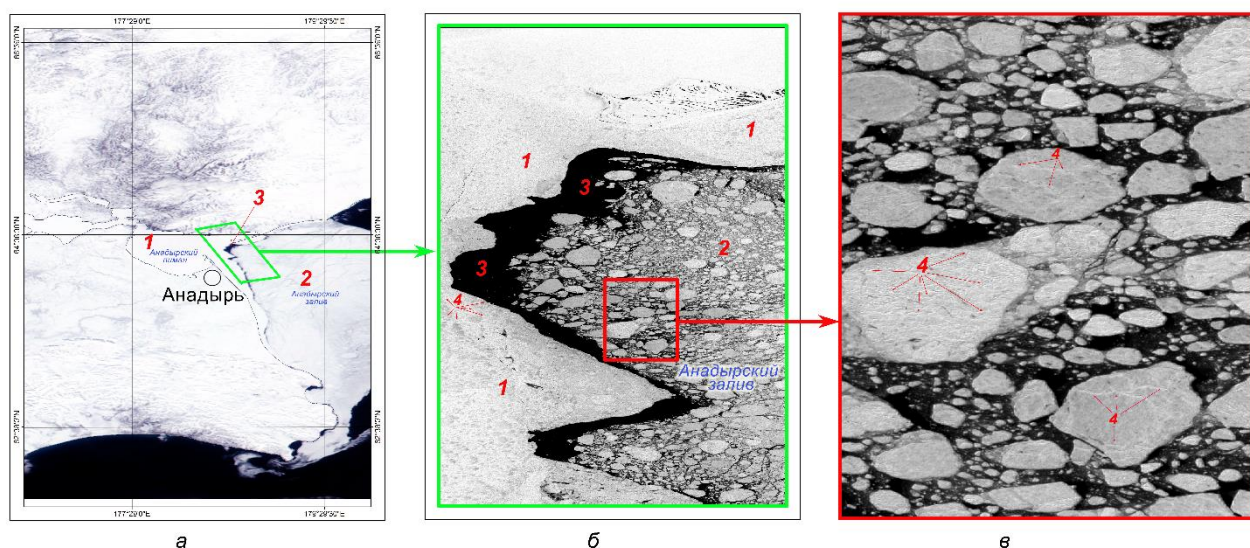


Рис. 9. Спутниковые изображения однолетнего льда, покрытого сетью торосов в видимом диапазоне среднего и высокого разрешений. КА Terra/MODIS, разрешение 240 м (а), КА Канопус-В/МСС, ПСС, разрешение 2 м (б, в). 17.05.2019 г.

Анадырский залив Берингова моря:

- 1 – припайный лед;
- 2 – дрейфующий лед;
- 3 – заприпайная полынья;
- 4 – гряды торосов.

**Заснеженность** ледяного покрова не всегда надежно определяется на спутниковых изображениях. По спутниковым данным малого и среднего разрешения можно судить только о пространственном распределении снежного покрова на льду. В этом случае заснеженность оценивается по 3-х балльной шкале (0- снега нет, 1- малоснежный лед, 2 –заснеженный лед).

По данным высокого разрешения, приближенным к данным авиаразведки (рис. 10), заснеженность можно оценить по 4-х балльной шкале (0- снега нет, 1- чередование снежного покрова с бесснежным до 30-70% площади, 2- чередование снежного покрова с бесснежным до 10-30% площади, 4- сплошной снежный покров).

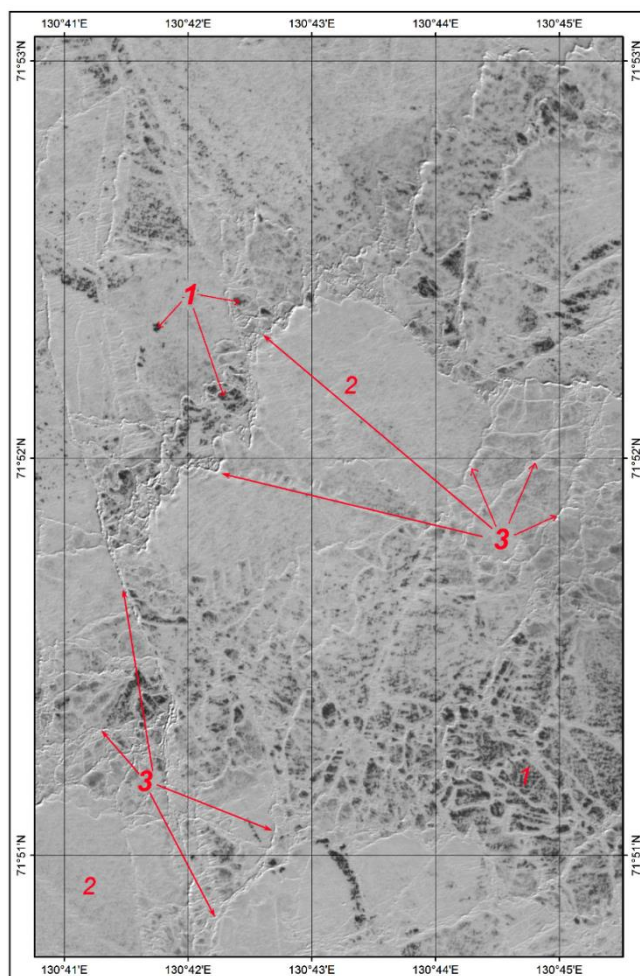


Рис. 10. Спутниковое панхроматическое изображение заснеженного припайного льда, покрытого сетью торосов. Море Лаптевых. КА Канопус-В/ ПСС (0.52 – 0.85 мкм), разрешение 2,1 м. 09.04.2013 г.:

- 1 – малозаснеженные участки припайного льда;
- 2 – заснеженные участки припайного льда;
- 3 – гряды торосов.

Кроме того, для повышения качества интерактивного дешифрирования характеристик ледяного покрова необходимо **привлечение дополнительной информации** (на основе спутниковых и наземных данных) [38]. Например, с целью определения положения кромки льда и перемещения ледовых зон за исследуемый период, при построении ледовой карты, целесообразно проводить анализ карт дрейфа льда для согласованности текущей ледовой карты с предыдущей. На рис. 11 представлен пример карты дрейфа льда Северного Каспия с нанесенными векторами преобладающего дрейфа льда западного направления и диаграммами распределения скорости и направления дрейфа, в результате которого произошло перемещение на запад массива

дрейфующего льда в период разрушения ледяного покрова.

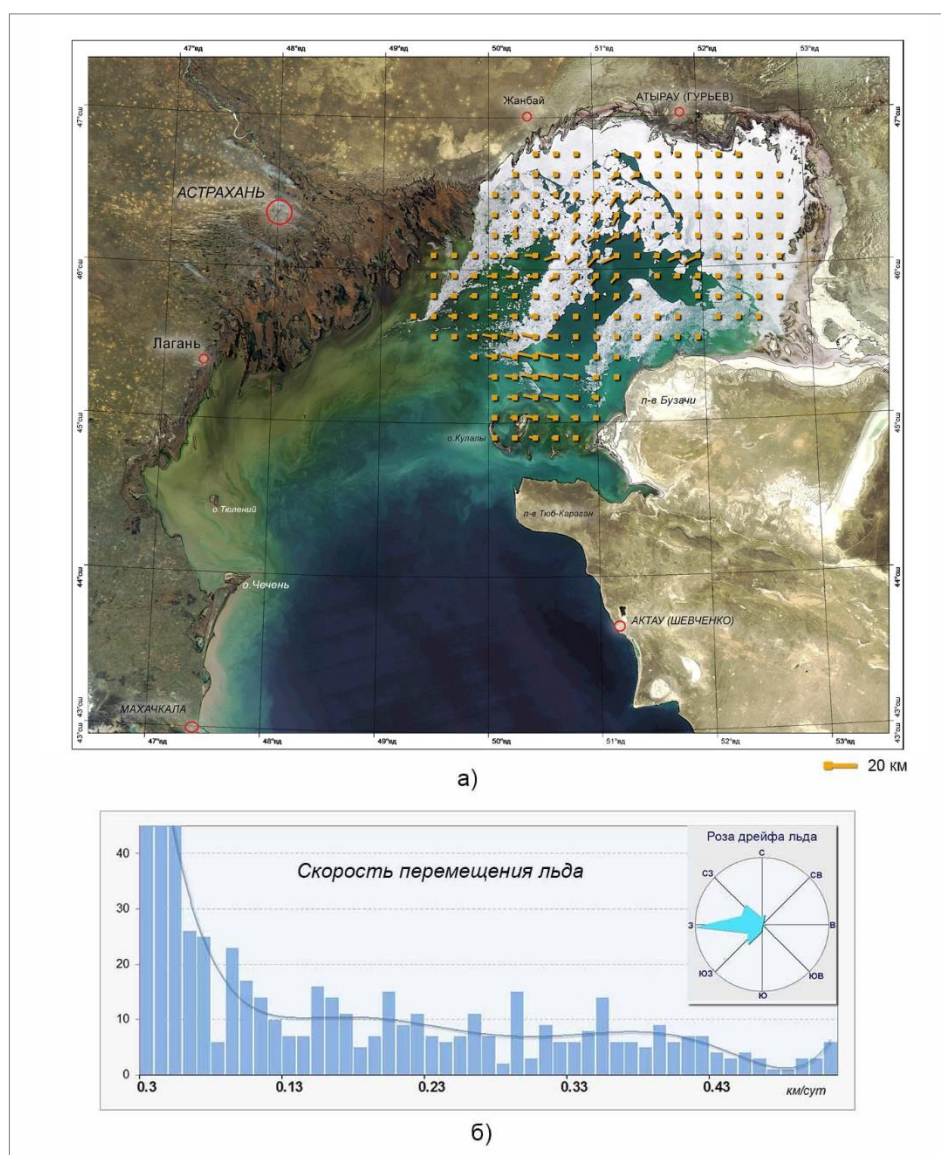


Рис. 11. Карта дрейфа морского льда Северного Каспия по разновременным спутниковым данным КА AQUA/MODIS в период 7-9 марта 2017 г. (а) и диаграммы распределения скорости и направления дрейфа льда (б).

Метеорологические и гидрологические данные (температура воздуха и воды, сплочённость и тип дрейфующего льда, формы льда, ширина и толщина припая, высота снега, направление и скорость ветра, дальность видимости в сторону моря и др.), поступающие с гидрометеорологических станций (ГМС), существенно дополняют спутниковые наблюдения, а данные **о толщине припайного льда** по станциям являются опорными [7, 34, 53, 74, 102] при построении ледовых карт по возрастным характеристикам, но всегда следует



учитывать, что эти наблюдения фиксируют ледовую обстановку лишь в окрестностях станции в пределах видимости с берега. Опираясь на эти данные, косвенно можно судить о толщине льда и на расстоянии от ГМС, сопоставляя тон спутникового изображения в районе ГМС и на отдаленной акватории моря. На рис. 12 представлено распределение сети морских гидрометеорологических береговых станций, расположенных на побережье Каспийского моря, информация с которых привлекалась при построении ледовых карт в рамках данной работы.

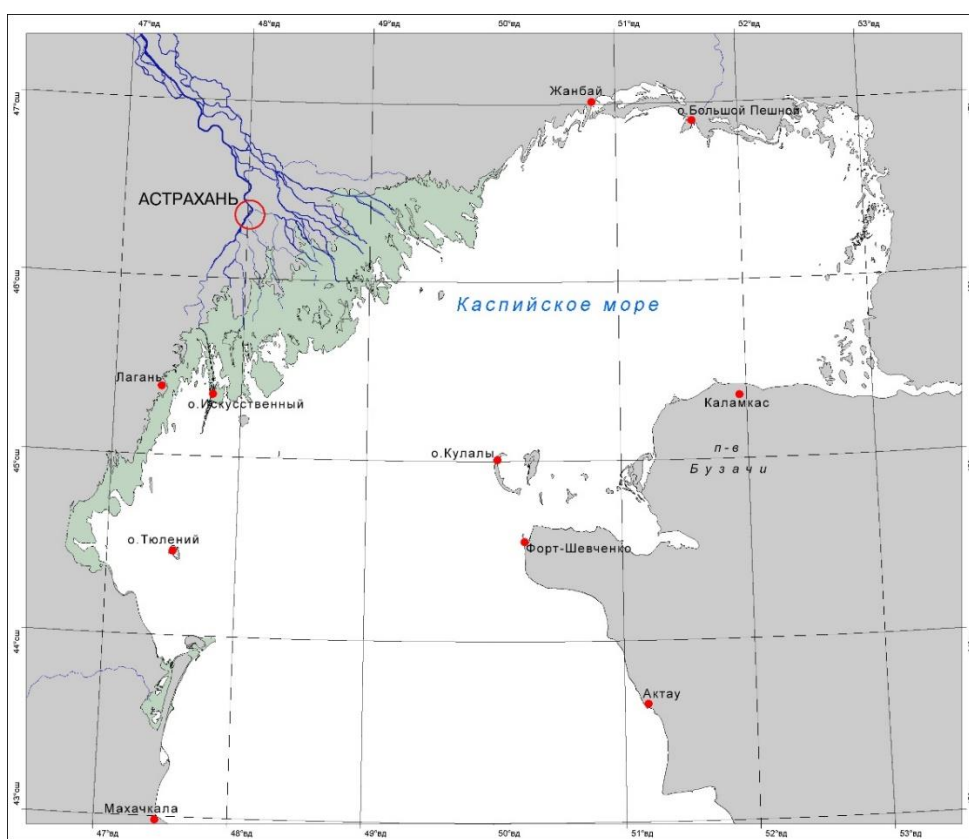


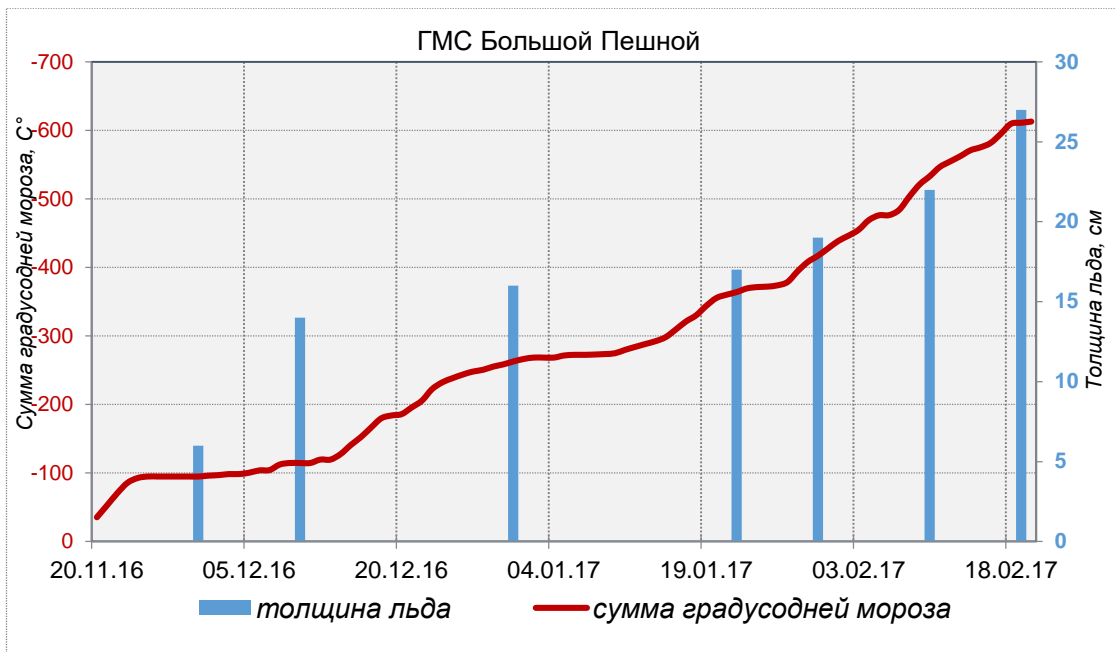
Рис. 12. Распределение сети морских гидрометеорологических береговых станций (ГМС), расположенных на побережье Каспийского моря по состоянию на 2021 г.

Свою эффективность и целесообразность доказали ведение оперативной базы данных суммы градусодней мороза (СГДМ) и толщин льда, на основе данных получаемых с ГМС, а также составление графиков зависимости толщины льда от СГДМ по конкретным районам расположения ГМС для разных по степени суровости зим. (Сумма градусодней мороза – абсолютная величина суммы отрицательных температур воздуха, накопленной от дня

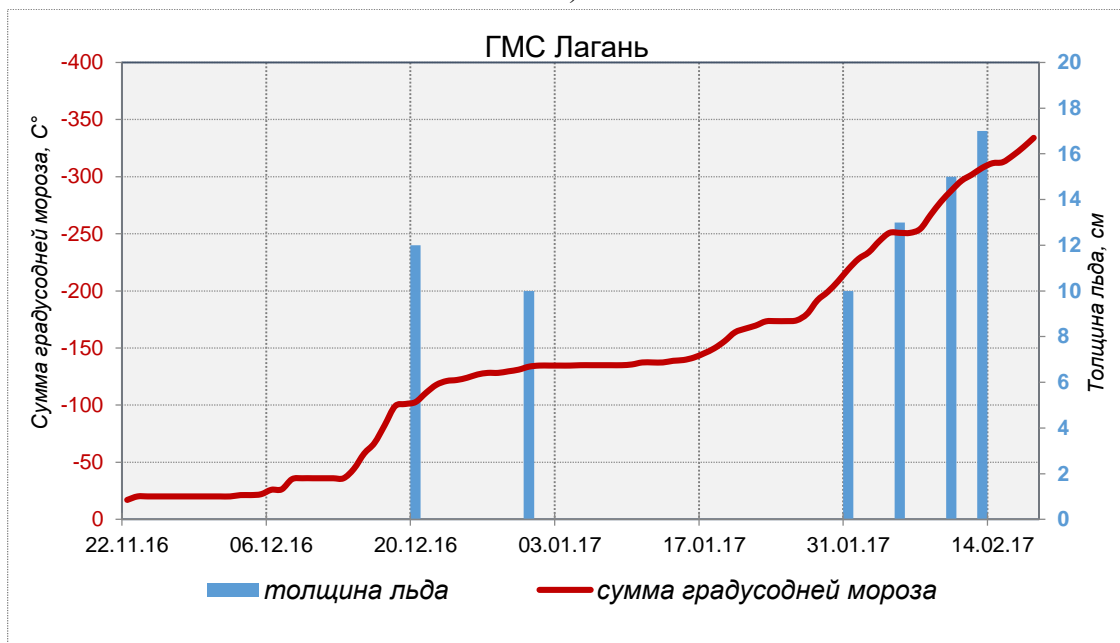
перехода температуры воздуха через 0 °С осенью к отрицательным значениям до дня, на который составляется ледовая характеристика). Скорость нарастания льда зависит от целого ряда факторов: отрицательных температур воздуха, солнечной радиации, влажности воздуха, ветра, количества снега на поверхности льда, наличия или отсутствия морских течений и др. Число градусодней мороза для каждого отдельного пункта изменяется из года в год в широких пределах, что отражается на толщине льда за данную зиму в данном районе. Для помощи эксперту при оценке толщины льда, на основе спутниковых данных, необходимо составлять графики зависимости СГДМ от расчетной или фактической толщины льда.

На рис. 13 в качестве примера представлены графики зависимости фактической толщины припайного льда от суммы градусодней мороза в пунктах Лагань и Большой Пешной Каспийского моря в зимний период 2016-2017 года. В приведенных примерах таблиц 7 и 8 представлены значения СГДМ и фактических толщин припайного льда на указанный период по этим станциям. Подобные графики и таблицы целесообразно составлять для морских ГМС, где проводятся ледемерные съемки и использовать полученные зависимости толщин льда при составлении ледовых карт. Кроме фактически измеренной толщины льда при составлении графиков можно использовать и расчетную толщину льда с необходимыми поправками для каждого пункта.

Эмпирическая толщина льда определяется по формуле Н.Н. Зубова, относящейся к средним гидрологическим условиям ледообразования  $i^2+50$   
 $i=8R$ , где  $I$  –толщина льда,  $R$ - сумма градусодней мороза [44].



а)



б)

Рис. 13. Графики зависимости фактической толщины припайного льда от числа градусодней мороза по морским гидрометеорологическим станциям Каспийского моря в пунктах Большой Пешной (а) и Лагань (б)

Таблица 7  
ГМС Большой Пешной

Дата	Сумма t	Толщина	Дата	Сумма t	Толщина	Дата	Сумма t	Толщина	Дата	Сумма t	Толщина
16.11.2016	-3,86		11.12.2016	-114,59		05.01.2017	-271,46		30.01.2017	-417,02	19
17.11.2016	-9,79		12.12.2016	-119,59		06.01.2017	-272,41		31.01.2017	-427,80	
18.11.2016	-14,61		13.12.2016	-119,59		07.01.2017	-272,41		01.02.2017	-438,60	
19.11.2016	-21,10		14.12.2016	-127,71		08.01.2017	-272,89		02.02.2017	-446,24	
20.11.2016	-35,46		15.12.2016	-140,87		09.01.2017	-273,56		03.02.2017	-454,83	
21.11.2016	-52,85		16.12.2016	-152,44		10.01.2017	-274,71		04.02.2017	-468,87	
22.11.2016	-70,44		17.12.2016	-166,40		11.01.2017	-279,67		05.02.2017	-475,98	
23.11.2016	-85,60		18.12.2016	-179,82		12.01.2017	-284,00		06.02.2017	-476,24	
24.11.2016	-92,66		19.12.2016	-183,94		13.01.2017	-288,22		07.02.2017	-484,00	
25.11.2016	-94,91		20.12.2016	-185,89		14.01.2017	-292,35		08.02.2017	-503,42	
26.11.2016	-94,91		21.12.2016	-195,70		15.01.2017	-298,22		09.02.2017	-520,93	
27.11.2016	-94,91		22.12.2016	-205,54		16.01.2017	-309,40		10.02.2017	-532,97	22
28.11.2016	-94,91		23.12.2016	-222,36		17.01.2017	-321,08		11.02.2017	-546,49	
29.11.2016	-94,91		24.12.2016	-232,21		18.01.2017	-330,06		12.02.2017	-554,48	
30.11.2016	-94,91	6	25.12.2016	-238,27		19.01.2017	-343,86		13.02.2017	-562,15	
01.12.2016	-96,16		26.12.2016	-243,54		20.01.2017	-355,38		14.02.2017	-570,79	
02.12.2016	-96,95		27.12.2016	-247,94		21.01.2017	-360,13		15.02.2017	-575,19	
03.12.2016	-98,46		28.12.2016	-250,50		22.01.2017	-363,98	17	16.02.2017	-581,58	
04.12.2016	-98,46		29.12.2016	-255,17		23.01.2017	-369,32		17.02.2017	-594,87	
05.12.2016	-100,46		30.12.2016	-258,45		24.01.2017	-371,27		18.02.2017	-609,48	
06.12.2016	-103,85		31.12.2016	-262,69	16	25.01.2017	-371,93		19.02.2017	-610,96	27
07.12.2016	-104,29		01.01.2017	-266,31		26.01.2017	-373,75		20.02.2017	-612,74	
08.12.2016	-112,36		02.01.2017	-268,40		27.01.2017	-378,67		21.02.2017	-613,29	
09.12.2016	-114,59		03.01.2017	-268,40		28.01.2017	-394,43		22.02.2017	-617,21	
10.12.2016	-114,59	14	04.01.2017	-268,40		29.01.2017	-408,00				



Таблица 8  
ГМС Лагань

Дата	Сумма t	Толщина	Дата	Сумма t	Толщина	Дата	Сумма t	Толщина	Дата	Сумма t	Толщина
18.11.2016	-3,2		11.12.2016	-35,9		03.01.2017	-134,6		26.01.2017	-174,2	
19.11.2016	-7,0		12.12.2016	-35,9		04.01.2017	-134,6		27.01.2017	-179,8	
20.11.2016	-8,6		13.12.2016	-35,9		05.01.2017	-134,9		28.01.2017	-191,7	
21.11.2016	-11,6		14.12.2016	-44,0		06.01.2017	-134,9		29.01.2017	-199,1	
22.11.2016	-16,9		15.12.2016	-57,5		07.01.2017	-134,9		30.01.2017	-208,3	
23.11.2016	-20,0		16.12.2016	-66,7		08.01.2017	-134,9		31.01.2017	-218,9	10
24.11.2016	-20,0		17.12.2016	-82,4		09.01.2017	-134,9		01.02.2017	-228,0	
25.11.2016	-20,0		18.12.2016	-99,0		10.01.2017	-135,6		02.02.2017	-233,9	
26.11.2016	-20,0		19.12.2016	-100,9		11.01.2017	-137,3		03.02.2017	-243,5	
27.11.2016	-20,0		20.12.2016	-102,7	12	12.01.2017	-137,3		04.02.2017	-250,8	
28.11.2016	-20,0		21.12.2016	-110,7		13.01.2017	-137,3		05.02.2017	-250,8	13
29.11.2016	-20,0		22.12.2016	-117,7		14.01.2017	-138,8		06.02.2017	-250,8	
30.11.2016	-20,0		23.12.2016	-121,0		15.01.2017	-139,4		07.02.2017	-254,4	
01.12.2016	-20,0		24.12.2016	-121,9		16.01.2017	-141,6		08.02.2017	-266,6	
02.12.2016	-20,0		25.12.2016	-123,9		17.01.2017	-145,3		09.02.2017	-278,1	
03.12.2016	-21,1		26.12.2016	-126,7		18.01.2017	-149,7		10.02.2017	-287,8	10
04.12.2016	-21,1		27.12.2016	-128,2		19.01.2017	-156,0		11.02.2017	-296,5	
05.12.2016	-21,9		28.12.2016	-128,2		20.01.2017	-163,7		12.02.2017	-301,8	
06.12.2016	-25,8		29.12.2016	-129,5		21.01.2017	-166,9		13.02.2017	-307,7	17
07.12.2016	-26,2		30.12.2016	-131,0		22.01.2017	-169,6		14.02.2017	-311,8	
08.12.2016	-35,1		31.12.2016	-133,6	10	23.01.2017	-173,3		15.02.2017	-312,7	
09.12.2016	-35,9		01.01.2017	-134,6		24.01.2017	-173,5		16.02.2017	-318,7	
10.12.2016	-35,9		02.01.2017	-134,6		25.01.2017	-173,5		17.02.2017	-325,9	
									18.02.2017	-334,0	

Кроме того, необходимо привлечение вспомогательной обобщенной аналитической информации (климатических характеристик) об особенностях ледового и гидрометеорологического режима районов наблюдений. Информация о сроках начала ледообразования, таяния и очищения ото льда, направлении и скорости основных морских течений, расположении и конфигурации стационарных полыней в холодный период, максимальное и

минимальное распространение кромки льда и др. поможет специалисту дешифровщику, при составлении карты ледовой обстановки, более точно определить те или иные характеристики ледяного покрова.

Уточненные положения и новые изменения, касающиеся методик построения ледовых карт, а также вышеупомянутые положения, составили основу Методического пособия по созданию карт морского ледяного покрова на основе спутниковых данных оптического, инфракрасного и микроволнового диапазонов в многофункциональной программной среде «PlanetaMultiSat», подготовленного специалистами ФГБУ «НИЦ «Планета», в число составителей которого входит и автор данной диссертационной работы.

Методическое пособие является руководством для специалистов гидрометеорологов при составлении ледовых карт по спутниковым данным оптического, инфракрасного и микроволнового диапазонов, а также для студентов и аспирантов океанографических специальностей.

Центральная методическая комиссия по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам (ЦМКП) Росгидромета на заседании от 6 ноября 2020 года приняла следующее решение (Приказ № 140-08930/20и):

- одобрить работу ФГБУ «НИЦ «Планета» в части подготовки Методического пособия по созданию карт морского ледяного покрова на основе спутниковых данных оптического, инфракрасного и микроволнового диапазонов в многофункциональной программной среде «PlanetaMultiSat»;
- рекомендовать материалы Методического пособия для использования в практике работы учреждений и НИУ Росгидромета.

### **2.3. Рекомендации по визуальному дешифрированию опасных ледяных образований на спутниковых изображениях**

Ледяной покров Каспийского моря отличается многообразием различных ледовых процессов (динамические подвижки льда, торошение, наслоение, интенсивный дрейф), что приводит к возникновению опасных ледяных образований. Одним из наиболее опасных ледяных образований в Каспийском море являются стамухи.

Стамухи – торосистые ледяные образования, сидящие на мели, широко распространены в северной части Каспийского моря. Они представляют большую опасность для судов, а также для гидротехнических сооружений, так как могут повредить подводные трубопроводы и кабели связи [10, 72, 116]. Механизм возникновения стамух связан с процессами торосообразования. Наиболее крупные торосы под воздействием силы тяжести разрушают основание льдины, на которой они образовались, и внедряются в грунт морского дна на значительную глубину. Глубина их проникновения в грунт зависит от физико-механических свойств донного грунта, массы стамухи, площади соприкосновения и глубины моря. Стамухи образуются преимущественно на мелководье и имеют подводную часть (киль) и надводную часть (парус). Со временем вокруг стамухи может быть образована зона неподвижного (припая) или малоподвижного льда, размеры которой могут в несколько раз превышать размер самой стамухи. В зимний период времени под воздействием сильного ветра возникают подвижки дрейфующего льда, который взаимодействуя со стамухой (или с зоной неподвижного льда вокруг стамухи), может вызывать ее небольшое перемещение, сопровождающееся пропахиванием грунта морского дна. Во время своего передвижения стамухи вызывают экзарацию (пропахивание) грунта морского дна. Появляется опасность столкновения стамух с гидротехническими сооружениями и повреждения ими положенных по дну трубопроводов и кабелей связи [18, 19, 24, 83, 84].

В ряде работ [12, 20, 25] классифицируют стамухи в Северном Каспии на «осенние» и «зимние». Стамухи осеннего происхождения образуются из светлого ниласа (толщина 5-10 см) и серого льда (толщина 10-15 см) в период с конца ноября по декабрь. Как правило, они имеют небольшие размеры в поперечнике (5-20 м) и высоту от 1 до 3 метров. Такие стамухи образуются повсеместно в прибрежной полосе моря до глубин 1-2 метра вдоль северного и восточного побережья, между дельтами р. Волги и р. Урала. После установления прочного припая в прибрежной зоне рост стамух осеннего образования прекращается и они остаются вмерзшими в припай до весенних процессов разрушения неподвижного льда. Стамухи зимнего происхождения образуются из серо-белого и тонкого однолетнего льда толщиной от 15 до 70 см, преобладающее количество которого наблюдается на Северном Каспии в конце января-феврале. «Зимние» стамухи значительно отличаются от «осенних» своими размерами и местами образования [12, 16]. Ранее в литературе отмечалось, что размеры в поперечнике таких стамух могли достигать 100-500 метров, а высота 10-15 метров, но при помощи спутниковой информации высокого пространственного разрешения, во время дешифрирования космических снимков, удавалось зафиксировать размеры «зимних» стамух более 1 км (как правило, они все имели собственный припай).

Стамухи могут формироваться как в виде одиночных ледяных образований, так и в виде скоплений (барьеров). Чаще всего форма стамух представляет собой холм или купол, встречаются вытянутые стамухи, с хорошо выраженным направлением гребня [10, 72, 25].

Эффективными средствами выявления стамух являются данные среднего и высокого пространственного разрешения с российских и зарубежных спутников [94, 95, 107, 118]. Для этой цели в разные периоды времени использовались данные спектрометров оптического диапазона MODIS/КА TERRA, AQUA, разрешение 250 м; КМСС/КА серии Метеор-М, разрешение 50 м; МСС/КА серии Канопус-В, разрешение 10 м; OLI/КА Landsat-8,

разрешение 15 м; MSI/КА Sentinel-2А и Sentinel-2В, разрешение 10 м, а также всепогодная радиолокационная информация с аппаратуры SAR-С космических аппаратов Sentinel-1А и Sentinel-1В, разрешение 20 м.

Дешифрирование стамух, находящихся в окружении полей дрейфующего льда, осуществляется по разновременным спутниковым данным с использованием следующих признаков [3, 63]:

- постоянное географическое положение ледяного образования относительно находящегося в движении дрейфующего льда;

- наличие вытянутого по направлению дрейфа водного пространства, образующегося на подветренной стороне стамухи. В некоторых литературных источниках находящееся за стамухой водное пространство называют «водяной тенью»;

- большое количество мелкобитого льда перед стамухой, среди больших и огромных ледяных полей дрейфующего льда.

При дешифрировании стамух в период очищения акватории моря ото льда основным признаком является их постоянное географическое положение на разновременных спутниковых изображениях. Например, на рис. 14 представлен ряд последовательных спутниковых изображений КА Aqua, Terra/MODIS Северного Каспия с детектированными стамухами (желтый кружок) в период разрушения льда с 6 марта по 8 апреля 2018 г. Почти все обнаруженные стамухи сохранили свое местоположение, за исключением самых мелких, вытаявших к концу ледового периода. На спутниковых снимках, полученных с аппаратуры среднего пространственного разрешения, отчетливо дешифрируются крупные стамухи в дрейфующем льду, а также, непродолжительное время (~10 суток), среди чистой воды.

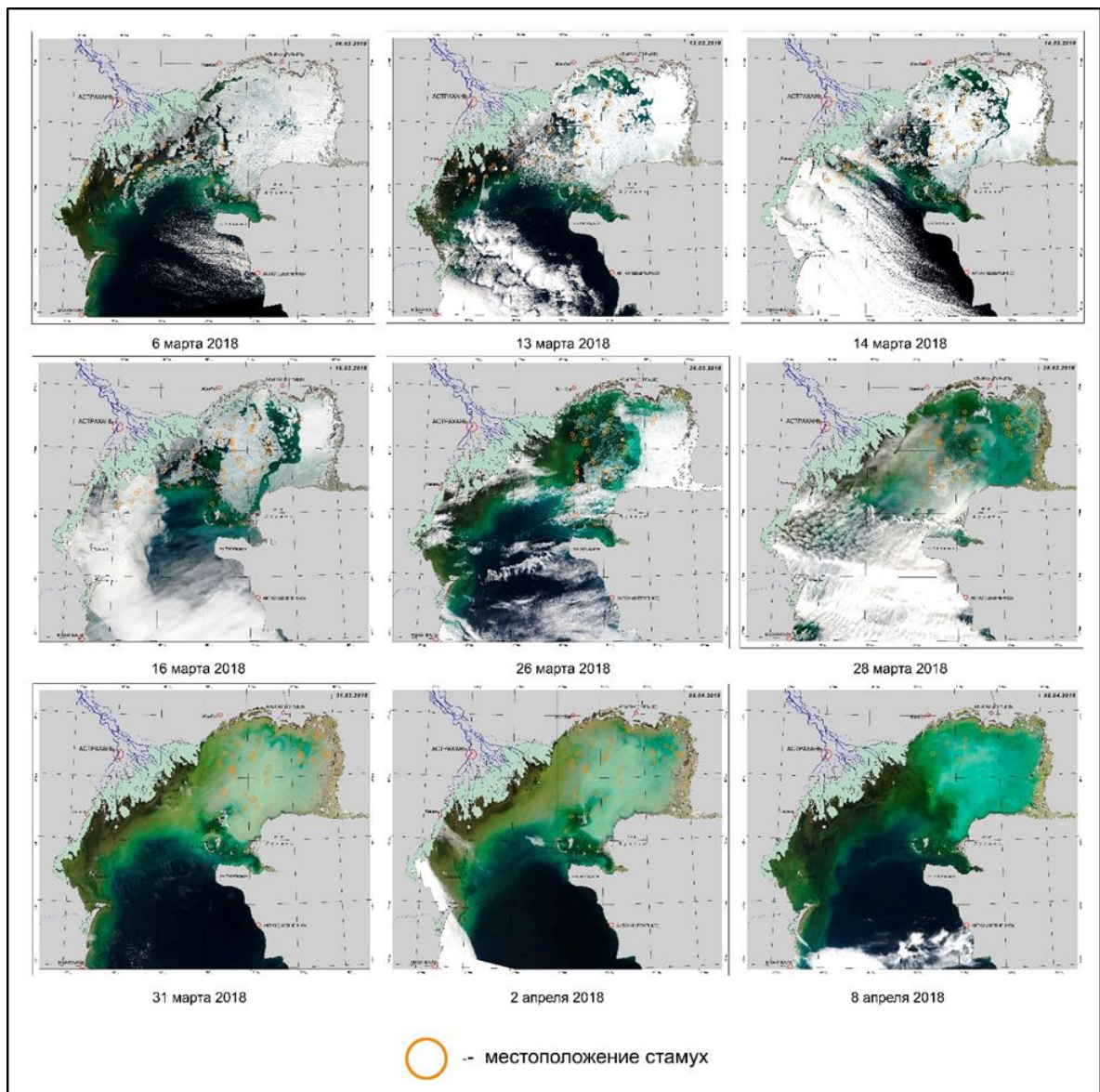


Рис. 14. Разновременные спутниковые изображения ледовой обстановки Каспийского моря по данным КА Aqua, Terra/MODIS (0.459 – 0.479 мкм; 0.545 – 0.565 мкм; 0.620 – 0.670 мкм) 06.03. - 08. 04. 2019 г. разрешение 250 м., с детектированными стамухами в акватории моря.

По оптическим и радиолокационным спутниковым данным высокого разрешения можно с высокой точностью определять не только местоположение стамух, но и такие геометрические параметры, как длину и ширину. Например, по данным КА «Канопус-В» от 13 февраля 2016 г. приближенным к данным авиаразведки (рис. 15), детектированы три стамухи среди чистой воды в центральной части Северного Каспия. Ранее эти стамухи выявлялись на изображениях спектрорадиометров MODIS КА TERRA за 01 и

05 февраля 2016 г. и КА AQUA за 10, 11 и 12 февраля 2016 г, а также спектрометра OLI КА Landsat-8 за 11 февраля 2016 г. Проведена оценка геометрических размеров этих стамух. Длина наибольшей из них (рис. 51, в) составляет 898 м, ширина – 207 м; размеры двух других стамух – 376 х 260 м (рис. 51, а) и 463 х 219 м (рис.51, б) соответственно. Глубина моря в районе расположения стамух составляет от 2,5 до 3,5 м.

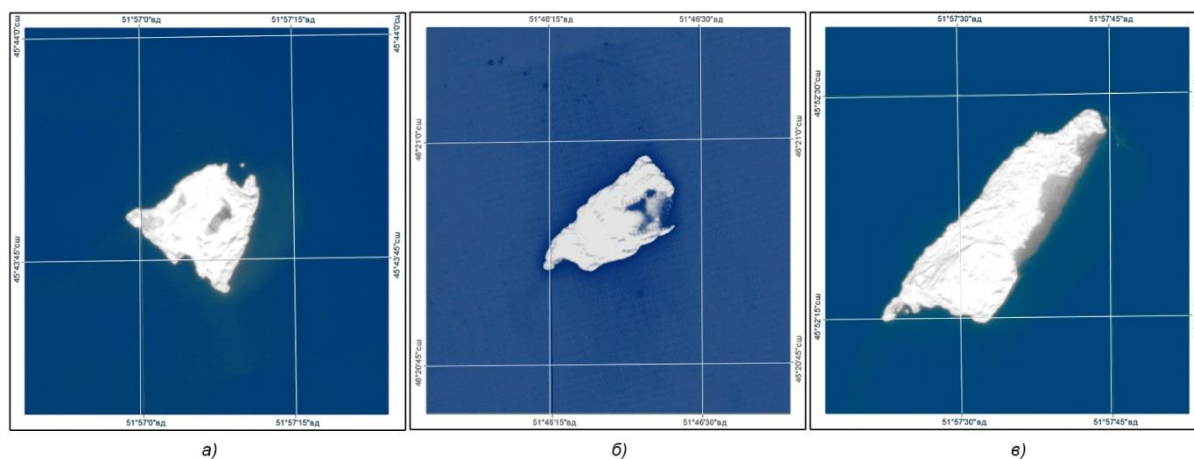


Рис.15. Цветосинтезированное изображение стамух. Северный Каспий. КА «Канопус-В», разрешение 10 м.

На спутниковых изображениях высокого пространственного разрешения видимого и инфракрасного диапазонов отчетливо видна текстура стамух, что позволяет повысить достоверность обнаружения. Стамухи на таких изображениях выделяются среди полей дрейфующего льда своей округлой формой с «обточенными» границами и четко выраженными неоднородностями в виде нагромождений льда (парус стамухи, торосы), а также тенью от них (рис. 16), что не возможно увидеть на радиолокационных изображениях высокого пространственного разрешения.



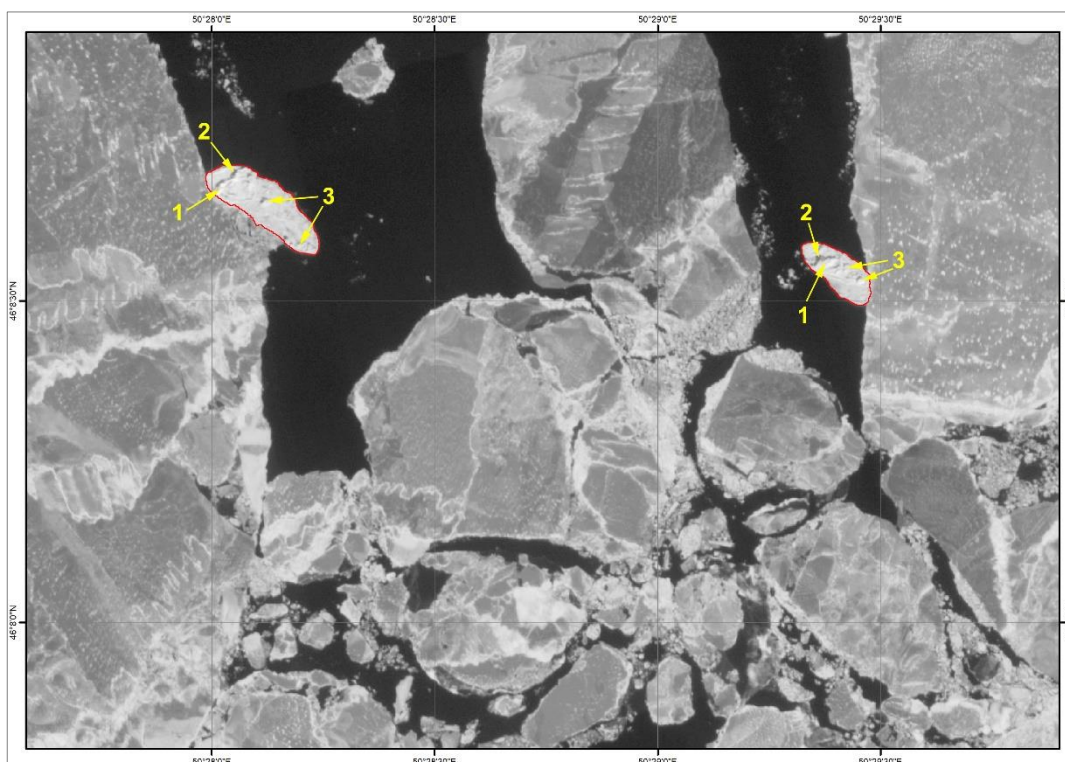


Рис. 16. Спутниковое панхроматическое изображение ледовой обстановки. Каспийское море. КА Канопус-В №6/ ПСС (0.52 – 0.85 мкм), разрешение 2,1 м. 12.02.2021 г.:

- 1 – парус стамухи;
- 2 – тень от паруса стамухи;
- 3 – торосы.

#### **2.4. Усовершенствованная технология оперативного картографирования характеристик морского льда**

Космический мониторинг морского ледяного покрова проводится в НИЦ «Планета» с начала 80-х годов прошлого столетия, с момента запуска в 1983 году первого океанографического спутника [8, 9, 14, 51, 90]. С этой целью были созданы и развиваются технологии обработки спутниковых данных, в частности специализированная технология построения карт ледовой обстановки, в которой реализованы автоматизированные и интерактивные методы обработки [3, 4, 32, 51, 52, 64]. Технология представляет собой практическую реализацию методов дешифрирования характеристик морского ледяного покрова по спутниковым данным оптического, инфракрасного, микроволнового диапазонов. При этом, стоит отметить, что в различных национальных ледовых службах и крупных спутниковых центрах мира



технологии построения ледовых карт, как правило, различаются и имеют свои специфические особенности.

Первая версия программного комплекса (ПК) построения ледовых карт по данным КА серии NOAA (старое название ПК «PlanetaMeteo») была разработана в ФГБУ «НИЦ «Планета» в кооперации с ФГБОУ ВО «РГРТУ им. В.Ф. Уткина» в начале двухтысячных годов. С этого времени ПК «PlanetaMultiSat» постоянно развивался на основе рекомендаций, поступающих от операторов, осуществляющих массовое построение в ФГБУ «НИЦ «Планета» ледовых карт Арктики, Антарктики и замерзающих морей России (включая Каспийское море). Последней крупной доработкой ПК, в которой принимал непосредственное участие автор данной диссертационной работы, было создание дополнительного модуля построения ледовых карт в формате Sigrid-3 (Sigrid-3 – основной формат для международного обмена ледовых карт), что позволило создать собственную отечественную технологию для подготовки и предоставления карт ледовой обстановки не только в графическом (Gif, Geotiff), но и в векторном (Sigrid-3) форматах [3, 32, 67, 90].

Созданная технология позволяет, наряду со спутниковыми данными малого и среднего пространственного разрешения, использовать в оперативном режиме космические изображения высокого разрешения для выявления на них опасных ледовых явлений и подготовки детализированных ледовых карт.

ПК «PlanetaMultiSat» позволяет работать с данными российских (КА серии Метеор-М, Электро-Л, Арктика-М, Канопус-В, Ресурс-П) и зарубежных (КА серии NOAA, Metop, EOS (Terra/Aqua), SuomiNPP, Landsat-7,-8, Sentinel-1, -2, -3) спутников наблюдения Земли.

Технология обработки спутниковых данных оптического, инфракрасного, микроволнового диапазонов и построения ледовых карт в растровом формате в многофункциональной программной среде «PlanetaMultiSat» состоит из несколько этапов, включающих

автоматизированные и интерактивные методы обработки. В автоматизированном режиме осуществляется предварительная обработка спутниковых изображений (распаковка, геокодирование, географическая привязка, визуализация, трансформирование космических изображений в сформированные заранее картографические основы, составление обзорных монтажей, создание многослойного растра, яркостная коррекция и др.). В интерактивном режиме осуществляется дешифрирование на космических снимках ледовых параметров (кромка дрейфующего льда, возраст, сплоченность, формы льда, обобщенные характеристики, полыньи, трещины, разрушенность льда и др.) и их представление на карте в соответствии с требованиями ВМО.

Обработка спутниковых данных включает в себя такие процедуры как, формирование картографической основы по любой территории Земного шара (с заданием типа проекции, разрешения, подбора размера шрифта, нанесением векторной карты и др.), визуализации и распаковки исходных данных.

Осуществлена возможность формирования картографической основы из встроенной базы картоснов, а также из созданного средствами ГИС shp-файла или электронных топографических карт открытого пользования векторного формата (shp-файла).

Например, предварительно, в среде геоинформационной системы ArcGIS создаются для будущей картографической основы исходные файлы (shp-файлы) береговой линии заданной морской акватории, путем оцифровки постоянно обновляемой мозаики спутниковых изображений высокого пространственного разрешения (ArcGIS on-line). Далее, с помощью специально разработанного программного модуля из созданного shp-файла генерируется картографическая основа на заданную морскую акваторию.

При формировании картосновы назначаются параметры региона, проекция и пространственное разрешение, а также задаются элементы географической сетки (шаг по долготе и широте) и размер шрифта (рис. 17).

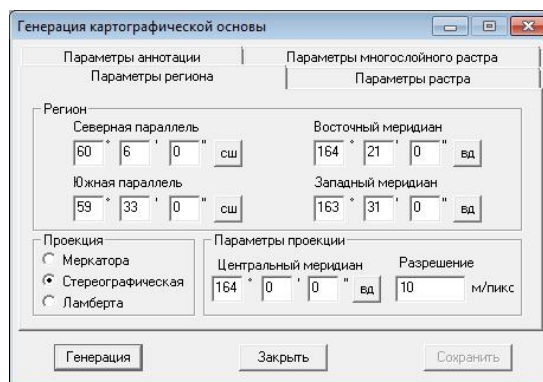


Рис. 17. Установки параметров картографической основы программы «PlanetaMultiSat»

Пример сформированной картографической основы Каспийского моря представлен на рис. 18.

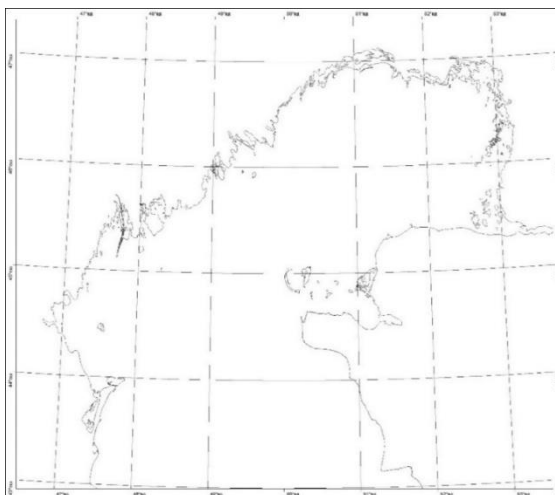


Рис. 18. Картографическая основа Каспийского моря

Для того чтобы визуализировать спутниковые изображения, реализовано поканальное открытие данных, полученных со спутника, или же космических снимков в формате GeoTIFF, созданных на предварительном этапе обработки с оптимальной комбинацией каналов для дешифрирования ледовых характеристик.

В автоматизированном режиме *спутниковые данные трансформируются в картографическую проекцию* по баллистическим данным и улучшение визуальных качеств изображения, а также составление монтажей из нескольких последовательных космических снимков, в том числе

и различных спектральных диапазонов (видимого, инфракрасного, микроволнового).

Для дальнейшего процесса обработки *формируется многослойный растр* изображений, включающий в себя картографическую основу в заданной проекции, трансформированное спутниковое изображение за текущий срок и – спутниковые изображения за предыдущие сроки других спектральных диапазонов, трансформированные в эту же картоснову (рис. 19).

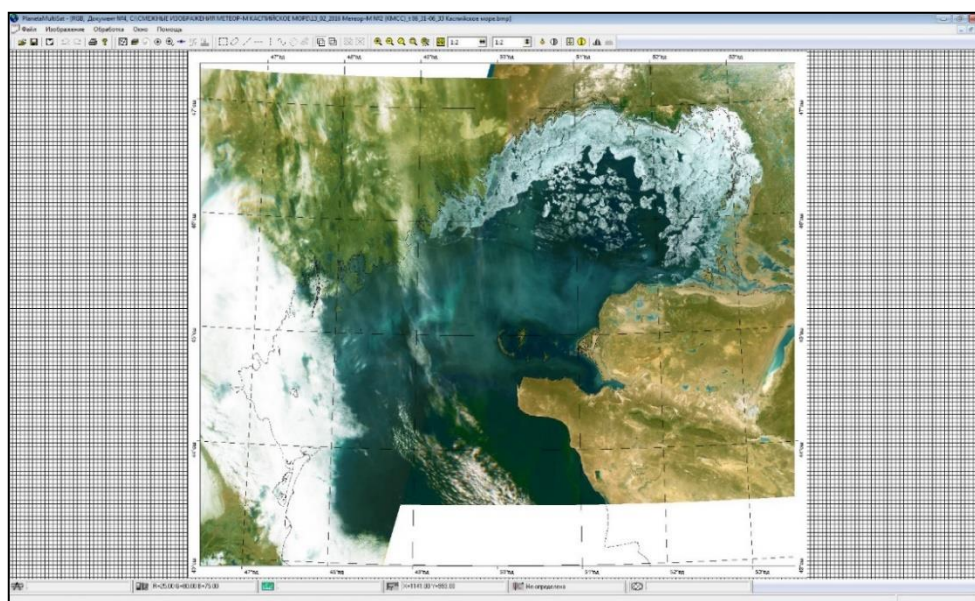


Рис. 19. Трансформированные и совмещенные в единую картографическую основу изображения КМСС КА «Метеор-М» №2 (Каспийское море)

*Тематическая интерпретация* параметров ледяного покрова выполняется в интерактивном режиме. Картографирование характеристик морского льда и построение карт-схем ледовой обстановки осуществляется методами визуального дешифрирования путем нанесения на многослойное изображение (многослойный растр) контуров различных ледовых образований, условных обозначений, характеризующих сплоченность, возраст, формы и обобщенные характеристики ледяного покрова, а также проведения цветовой или текстурной заливки контуров и формирования легенды и сохранение результирующего файла в растровом формате.

*Яркостная коррекция* одиночных R, G, B каналов (или их сочетание), с

учетом гистограммы распределения спектральных яркостей различных типов льда, позволяет добиться подчеркивания цветом зон льда с различными ледовыми характеристиками. Для этого предусмотрены два варианта контрастирования изображения: автоматический и интерактивный. При автоматическом режиме параметры яркостного преобразования изображения рассчитываются программой самостоятельно на основе анализа гистограммы распределения яркостей выведенного на экран участка изображения. При ручном контрастировании на экране монитора отобразится специальная диалоговая панель, которая содержит ряд органов управления, необходимых для выполнения операций яркостного преобразования (рис. 20).

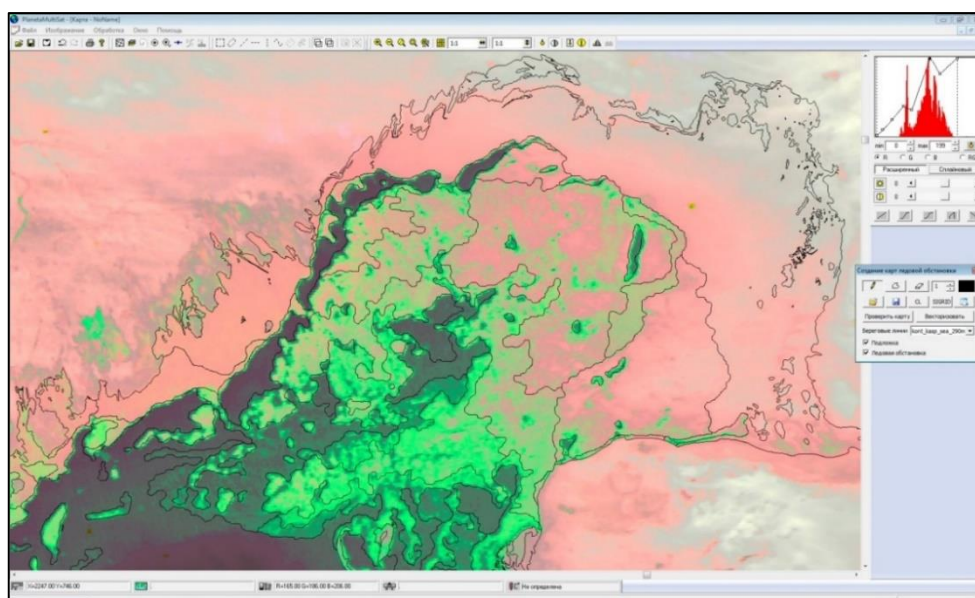


Рис. 20. Контрастированное изображение ледовой обстановки

**Оконтуривание ледовых объектов.** При выделении зон с различными ледовыми характеристиками следует учитывать, что разные ледовые явления и образования имеют различные спектральные яркости. Выделение зон следует начинать с выявления неподвижного (припайного льда). По данным, получаемым с наземных гидрометеорологических станций, выставляется на карте (в зоне ответственности станции) фактическая толщина припайного льда. Оконтурив припай, выделяют заприпайные полыньи, разводья и трещины, а также выделяют общую границу для всей зоны «чистая вода-лед».

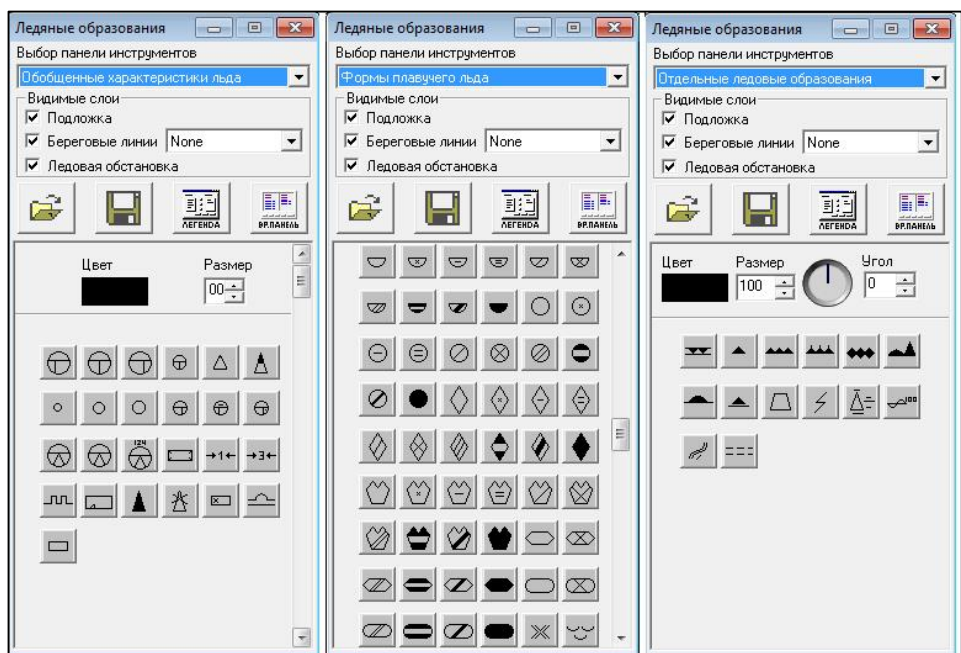
Внутри всей зоны, занятой льдами, ледовый эксперт выделяет зоны с наиболее тяжелыми льдами, переходя к зонам с наиболее легкими льдами.

Затем, используя предшествующие спутниковые изображения и всю дополнительную информацию, выделяются зоны с различными ледовыми характеристиками, обращая внимания в первую очередь на сплоченность (фактически определяющую условия ледового плавания) и толщину различных зон льда.

***Нанесение условных обозначений.*** В зимний период, когда акватории морей заполняет преимущественно сплоченный лед или сплошной ледяной покров, основной задачей является отображение на карте возрастного распределения льда. Количество льда каждого возраста (частная сплоченность) указывается под общей сплоченностью (до трех преобладающих возрастных стадий), причем запись количества льда (баллы) в условном знаке производят, начиная с наиболее старого и далее по мере уменьшения возраста (наиболее старый лед указываются в левой позиции 7-2-1) (рис. 21, а). Учитывая затруднения при оценке льда всех возрастных групп, в условном знаке допускается объединение двух соседних групп.

Достоверное определение возраста требует большого опыта и является одной из самых трудных задач при интерактивном дешифрировании спутниковых изображений. Следующий этап дешифрирования связан с нанесением на карту форм льда. Для этого необходимо напротив каждой возрастной позиции указать наблюдаемые преимущественные формы льда (рис. 21, б) в зависимости от их горизонтальных размеров. В некоторых случаях указываются отдельные ледовые образования. Из отдельных ледовых объектов на карте отображаются гигантские ледяные поля, крупные стамухи, припай, трещины и разводья (рис. 21, в). Обобщенные характеристики ледяного покрова (сжатие, торосистость, наслоенность) определяются по косвенным признакам – по результатам анализа гидрометеорологической обстановки, а также по донесениям с береговых гидрометеорологических станций.





а) б) в)

Рис. 21. «Обобщенные характеристики льда» - (а), «Формы плавающего льда» - (б) и «Отдельные ледовые образования» - (в)

Результаты дешифрирования в виде нанесенных контуров и условных обозначений ледовой карты отображаются в сформированном многослойном растре отдельным слоем (рис. 22).

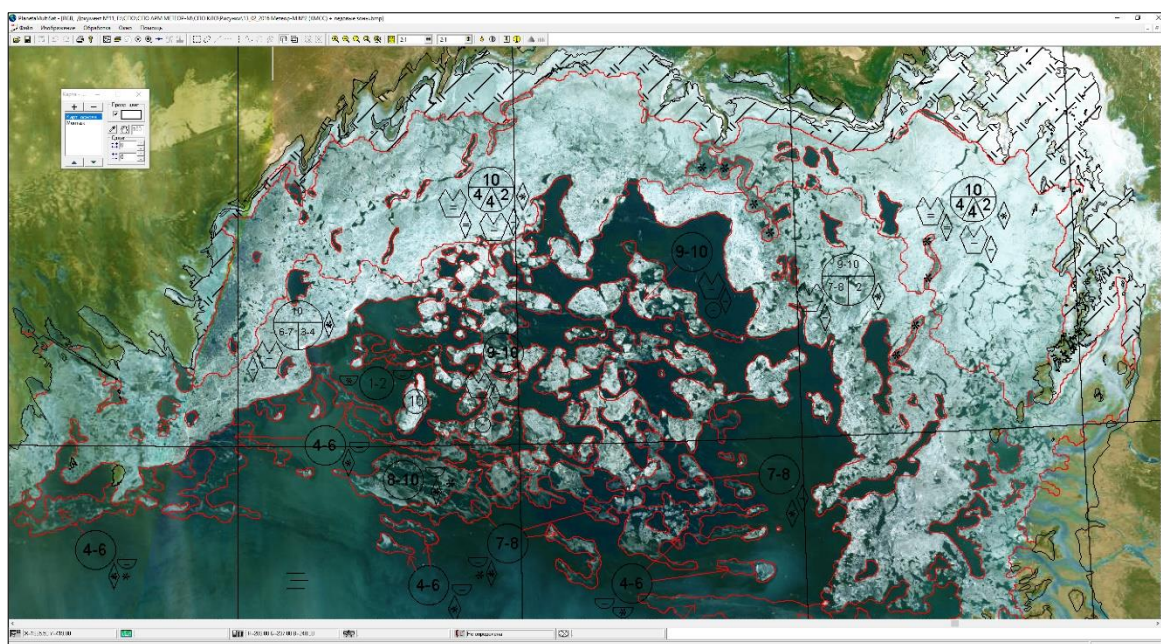


Рис. 22. Изображение многослойного растра с нанесенными элементами ледовой карты

Основное содержание ледовых карт в летний период – зоны различной сплоченности, обширные поля, их размеры (формы), разрушенность, торосистость, сжатия.

После взлома ледяного покрова определение преобладающих форм льдов по возрасту практически невозможно, поэтому для каждой зоны определяется общая сплоченность льдов.

**Заливка и штриховка выделенных объектов.** Условная раскраска ледовых карт применяется для повышения наглядности и читаемости карт. Условные цвета для раскраски карт определены действующим Руководством по производству ледовой авиаразведки [92]. Применяются два вида раскраски: по сплоченности (в летний период, для арктических морей с июня по сентябрь), и по возрасту (в зимний период).

В **зимний период**, когда акватории морей заполняет преимущественно сплоченный лед, основной задачей является отображение на карте возрастного распределения льда. Зона раскрашивается цветом, соответствующим преобладающим льдам. Припайные льды заливаются штриховкой в соответствии с их возрастом (Подпанель «*Припай*») (рис. 23, а). Построение ледовых карт в период ледообразования для арктических морей России (с 1 октября по 30 мая) осуществляется по так называемой «**зимней раскраске**» (рис. 23, б), с указанием возрастных характеристик морского льда.

В **летний период**, когда из всех характеристик льда наибольший интерес представляет сплоченность, каждая зона раскрашивается определенным цветом в соответствии с условными обозначениями. В период таяния и разрушения льда (с 1 июня по 30 сентября) применяется «**летняя раскраска**» с указанием сплоченности льда (рис. 23, в).



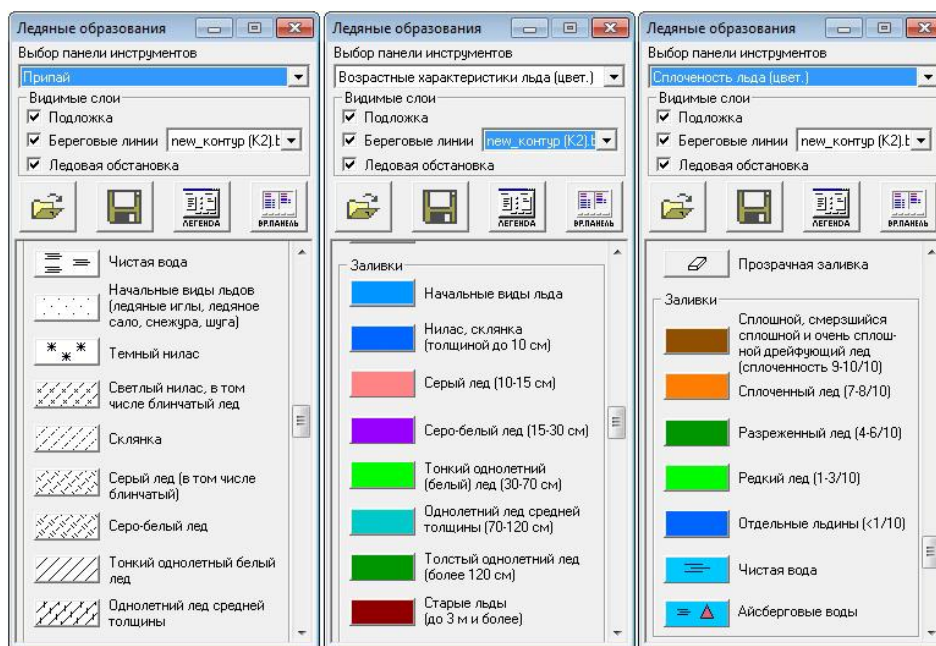


Рис. 23. Подпанели «Припай» (а), «Возрастные характеристики льда (цвет.)» (б), «Сплоченность льда (цвет.)» (в)

В период таяния льда важной характеристикой его состояния является оценка разрушенности ледяного покрова. Таяние льдов разных возрастных категорий начинается не одновременно и протекает с различной интенсивностью. Оценка степени разрушенности основана на учете внешних признаков, спектральной неоднородности поверхности льда.

**Формирование легенды.** В программном комплексе «PlanetaMultiSat» предусмотрено формирование легенды, содержащей условные обозначения ледовых образований, и оформление готовой карты-схемы ледовой обстановки.

Результирующий файл в растровом формате (GeoTIFF, PSD, BMP или JPG) сохраняется, архивируется и передается потребителям по каналам связи или в виде твердых копий.

**Преобразование оконтуренных ледовых объектов в векторный формат.** Для составления ледовых карт в векторном формате в программном комплексе «PlanetaMultiSat» разработан и встроен блок формирования карт-схем ледовой обстановки в формате Sigrid-3. Для перевода ранее выделенных ледовых зон с однотипными характеристиками в формат Sigrid-3, создается отдельный Sigrid-полигон для каждого ледового объекта (ледовой зоны).

Создание ледовой карты в векторном формате включает в себя такие процедуры как: перевод ранее оконтуренных ледовых зон в отдельный векторный объект, заполнение атрибутивных характеристик отдельных Sigrid-полигонов, а также экспорт графической, векторной и атрибутивной информации в файл ледовой карты в формате Sigrid-3.

*Заполнение атрибутивных характеристик ледовых объектов* выделенного SG-объекта, и его заливка цветом была реализована согласно Номенклатуре ВМО по морскому льду [81], а также документам ВМО [104, 105]:

A vector archive format for sea ice charts. JCOMM Technical Report No. 24. WMO/TD, 2004 – No.1214;

Ice chart colour code standard. JCOMM Technical Report No. 24. WMO/TD, 2004 – No.1215.

Для занесения атрибутивных характеристик однородных ледовых зон и объектов, таких как общая и частная сплоченности, возрастные градации и формы льда, которое выполняется согласно международному овалному символу (рис. 24) [11, 28, 70, 81], реализована инструментальная панель. При кодировании информации какой-либо из характеристик выбирается соответствующее значение из дополнительных «всплывающих» меню (рис. 25).

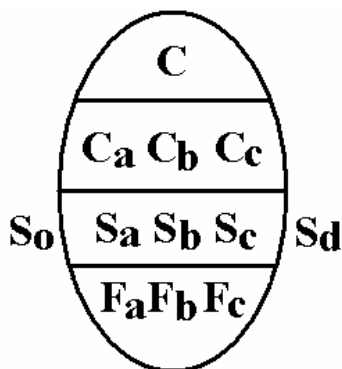


Рис. 24. Международный овалный символ кодирования характеристик однородной ледовой зоны по сплоченности, возрасту и форме льда

Расшифровка условных обозначений международного овального символа представлена в таблице 9.

Таблица 9.

Правила кодирования информации по сплоченности, возрасту и форме льда в овальном символе

<b>Сплоченность (C)</b>	<p>C – общая сплоченность льда на исследуемой территории.          Примечание: допускается указывать диапазон общей сплоченности.  <math>C_a C_b C_c</math> – частные сплоченности льда: самого толстого (<math>C_a</math>), менее толстого (<math>C_b</math>) и третьего по толщине (<math>C_c</math>).          Примечание: частная сплоченность менее 1/10 и 10/10 в этой строке не указывается.</p>
<b>Возраст (S)</b>	<p><math>S_a S_b S_c</math> – возраст самого толстого (<math>S_a</math>), менее толстого (<math>S_b</math>) и третьего по толщине (<math>S_c</math>) льда, сплоченность которого указывается соответственно под символами <math>C_a, C_b, C_c</math>.          Примечания:          (1) Если наблюдаются льды более трех возрастных типов, то сначала определяется частная сплоченность двух наиболее толстых видов льда <math>S_a</math> и <math>S_b</math>, а <math>S_c</math> должно представлять возраст льда, который имеет наибольшую сплоченность из оставшихся;          (2) В общем случае необходимо определять три главных возрастных вида льда <math>S_a, S_b</math> и <math>S_c</math>. В исключительных случаях дополнительные возрастные виды льда можно указывать следующим образом:  <math>S_o</math> – возраст льда более толстого, чем <math>S_a</math> но имеющего сплоченность менее 1/10;  <math>S_d</math> – возраст оставшегося вида более тонких льдов.          (3) Сплоченность для <math>S_o</math> и <math>S_d</math> не указывается.</p>
<b>Формы льда (F)</b>	<p><b>(а) Первый вариант</b>  <math>F_a F_b F_c</math> – формы льда (размеры ледяных полей) соответствующие <math>S_a, S_b</math> и <math>S_c</math>.          Примечания:          (1) Если не определены формы какого-либо возрастного вида льда, то указывается “х” под соответствующим возрастом.          (2) Если наблюдается много айсбергов и можно определить их сплоченность, то указывается <math>F_a = 9</math>, в столбце под соответствующими <math>S_a</math> и <math>C_a</math>.          (3) Если наблюдаются только две возрастные стадии льда, то вместо <math>F_c</math> указывается знак (-), чтобы отличить от второго варианта, когда определяется <math>F_p</math> и <math>F_s</math>.  <b>(б) Второй вариант</b>  <math>F_p F_s</math> – определяется преобладающий (<math>F_p</math>) и вторичный (<math>F_s</math>) по преобладанию размер льдин независимо от принадлежности их к возрастным видам льда <math>S_a, S_b</math> и <math>S_c</math>.          Примечание: Если определен только один преобладающий размер ледяных полей, то указывается символ для <math>F_p</math>.</p>

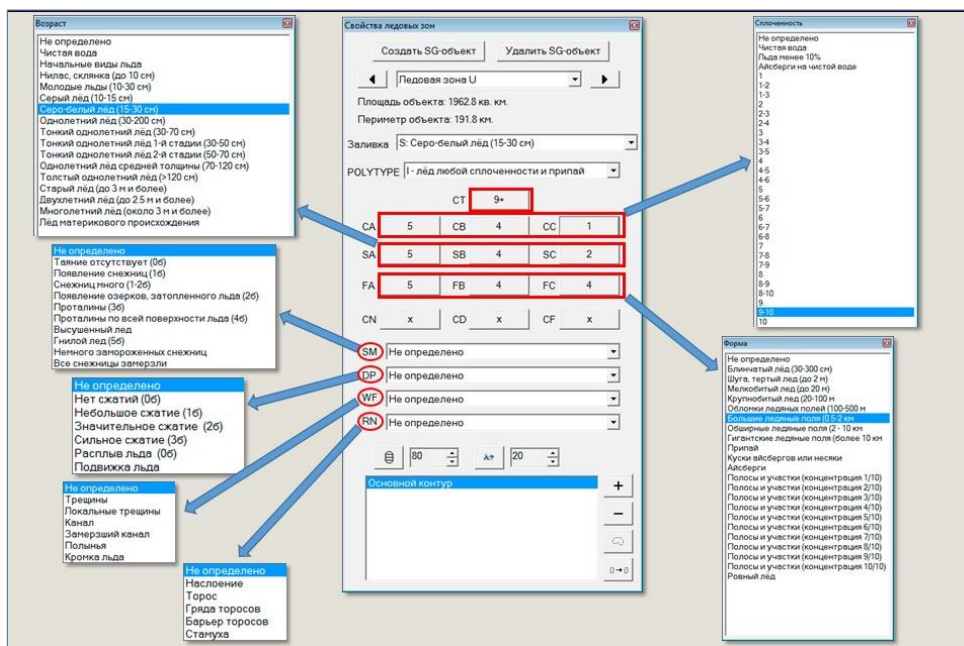


Рис. 25. Этап заполнения атрибутивных характеристик ледовых зон в ПК «PlanetaMultiSat». Кодирование информации по сплоченности, возрасту и форме льда

При разработке модуля составления ледовой карты в векторном формате предусмотрена возможность занесения в атрибутивные значения дополнительных характеристик. Например, поле «SM» заполняется в период разрушения ледяного покрова и содержит информацию о степени разрушенности льда. Значение поля «DP» заполняют в случае определения в зоне сжатий льда, а в графу «WF» заносят сведения о наличии трещин, каналов, полыней и т.д. Если в выделенной зоне есть наслоения, торосы, барьеры торосов, стамухи, то выбирается соответствующее значение в поле «RN».

На заключительном этапе производится сохранение цифровой ледовой карты в стандартном векторном формате обмена BMO Sigrid-3. Ледовая карта, составленная в международном векторном формате Sigrid-3, представляет собой набор их 4-х файлов:

.shp – содержит в себе информацию о географическом расположении границ ледовых зон;

.dbf – табличный файл, в котором хранится информация о характеристиках ледовых зон, закодированная в соответствии со



комплекса «PlanetaMultiSat», в программной среде которого проводится полный цикл построения ледовых карт по спутниковым данным, в том числе в международном векторном формате Sigrid-3, еженедельно, с начала ледообразования и до полного очищения моря ото льда, оперативно выпускаются карты ледовой обстановки замерзающих морей России.

В настоящее время наиболее полный массив цифровых ледовых данных по Арктике, Антарктике и замерзающим морям России в стандартизированных форматах хранения сформирован в рамках проекта «Глобальный банк цифровых данных по морскому льду» (ГБЦДМЛ). Он имеет два центра архивации и обработки данных – ФГБУ «ААНИИ» и Национальный центр данных США по снегу и льду (НЦДСЛ). В основу ведения и хранения архива данных заложена концепция представления ледовых карт от разных национальных ледовых служб мира (имеющих разные периоды обобщения и покрывающие разные акватории) в единых форматах. Так, например, в различные периоды времени свои ледовые карты представляют: ФГБУ «ААНИИ», ФГБУ «Гидрометцентр России», Национальный ледовый центр США, Датский метеорологический институт, Канадская и Германская ледовые службы. С 2016 года (после усовершенствования технологии построения ледовых карт) ледовые карты ФГБУ «НИЦ «Планета» пополняют банк данных по морскому льду вместе с ледовой продукцией различных национальных ледовых служб и ведущих спутниковых центров мира [32].

Наряду с оперативной спутниковой информационной продукцией на основе усовершенствованной технологии выпускаются обзорные карты границ распространения морского льда в Арктике и Антарктике, карты границ распространения многолетнего льда в российском и западном секторах Арктики [6, 51, 90]. Накопление и анализ многолетних рядов климатически значимых характеристик ледяного покрова, как индикаторов климатических изменений, ежегодно пополняют «Единый государственный фонд данных о состоянии окружающей среды».

### **Глава 3. Анализ долговременных изменений ледового режима и климатических условий Каспийского моря**

Взаимодействие элементов входящих в климатическую систему (атмосфера, гидросфера, криосфера, литосфера, биосфера) определяет особенности климатического режима определенной территории. К основным климатообразующим факторам относится солнечная радиация, атмосферная циркуляция, рельеф местности (подстилающая поверхность). Именно эти климатообразующие факторы вносят значительный вклад в формирование многолетнего режима метеорологических величин и явлений погоды. Ледяной покров, как составная часть подстилающей поверхности, уменьшает потерю тепла и колебания температуры, отражает солнечную радиацию днем, понижает приземную температуру воздуха. В тоже время ледяной покров являясь мощным фактором формирования и изменения климата сам является продуктом климата.

Льды, как элемент подстилающей поверхности в течение всего года оказывают влияние на атмосферу, являясь неисчерпаемым источником влаги и составной частью взаимодействия трех сред: воздух-вода-лед.

Так, температура верхней поверхности льда определяет температуру прилегающих слоев воздуха, как в зимний (при сильном излучении ледяной поверхности), так и в летний период температура нижних слоев воздуха может быть выше температуры верхней поверхности льда. В летний период при положительных температурах воздуха, температура поверхности льда остается близка к температуре плавления. Теплый воздух, проходя над ледяной поверхностью, охлаждается. Возникает явление температурной инверсии. Большое количество тепла, выделяемого при ледообразовании, смягчают зимние температуры воздуха, а в период таяния поглощаемое тепло понижает температуру воздуха.

Охлаждение поверхности моря до температуры замерзания определяется синоптическими и океанологическими условиями (соленость, глубина) и происходит скачкообразно. Каждый скачок характеризуется продолжительностью и интенсивностью холодного вторжения воздушной массы. В тоже время, морская поверхность, покрытая льдами, защищена от глубокого зимнего промерзания.

Учитывая, что в условиях глобального потепления, которое в последние десятилетия развивается высокими темпами, изменяется ледовый режим Каспийского моря, возникла необходимость уточнения некоторых его характеристик и, в первую очередь, границ распространения и общей площади покрытия морским льдом (ледовитости), а также площадей припая и дрейфующего льда в различные периоды ледового сезона. Для этой цели автором данной диссертационной работы был проведен анализ многолетнего ряда карт ледовой обстановки Каспийского моря, составленных в НИЦ «Планета» в рамках проведения космического мониторинга, а также проведена оценка долговременных изменений основных характеристик морского ледяного покрова. Ледовые карты Каспийского моря за период 2010-2021 гг. были построены лично автором данной работы.

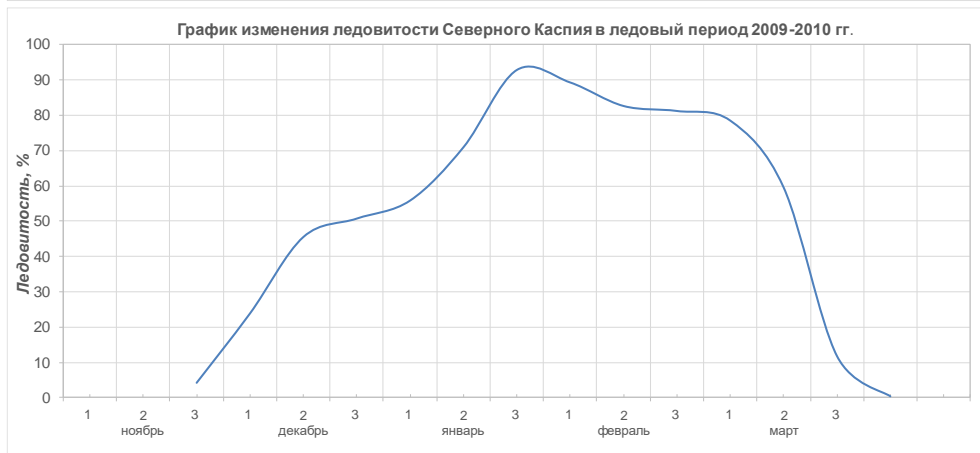
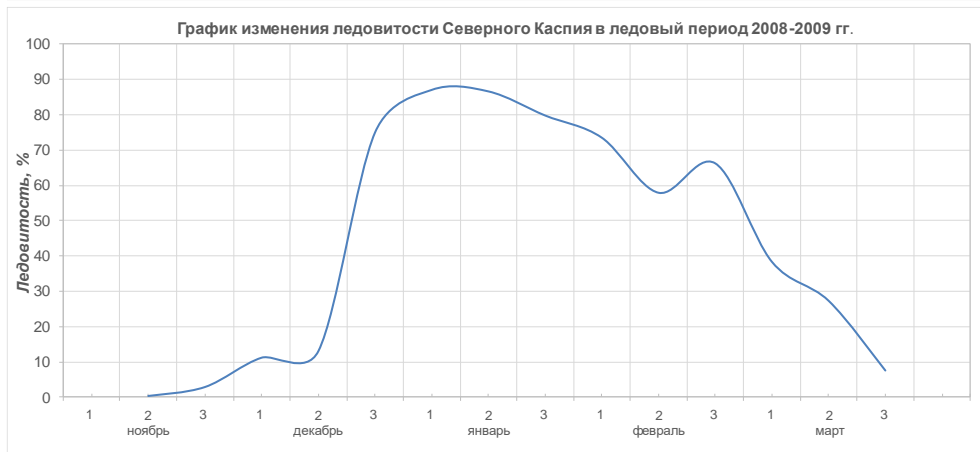
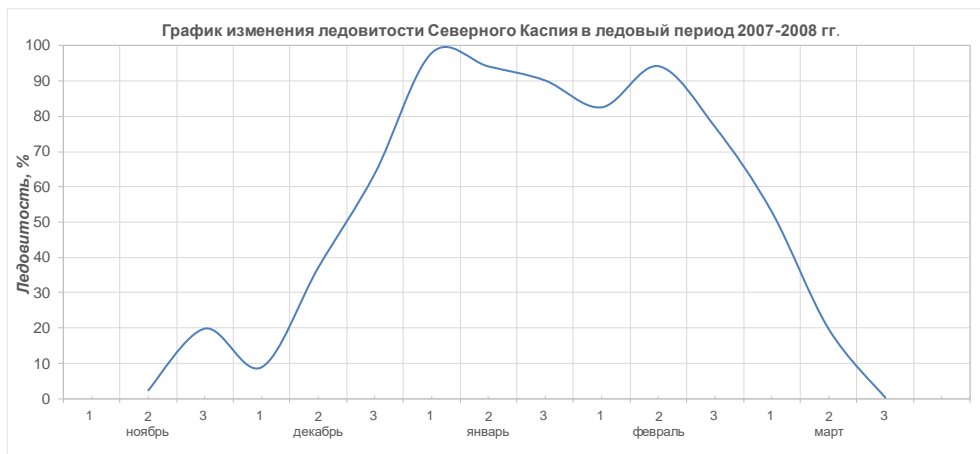
### **3.1. Анализ изменчивости характеристик ледяного покрова Каспийского моря в период 2004-2021 гг.**

На основе многолетних рядов тематических карт ледовой обстановки Каспийского моря, построенных по спутниковым данным, были составлены графики сезонного изменения площади ледяного покрова (рис. 27), на которых отмечается значительная межгодовая и сезонная изменчивость ледовитости Северного Каспия. Анализ этих графиков показал, что за 17-летний период спутниковых наблюдений (2004-2021 гг.) часто ледообразование начиналось с отклонением от средних многолетних дат. Характерной среднемноголетней датой первого появления льда в пункте о. Пешной, расположенного на севере



Каспийского моря, является 11 ноября [17, 20, 25], как правило, именно в этой части моря раньше всего начинается формирование ледяной покров.









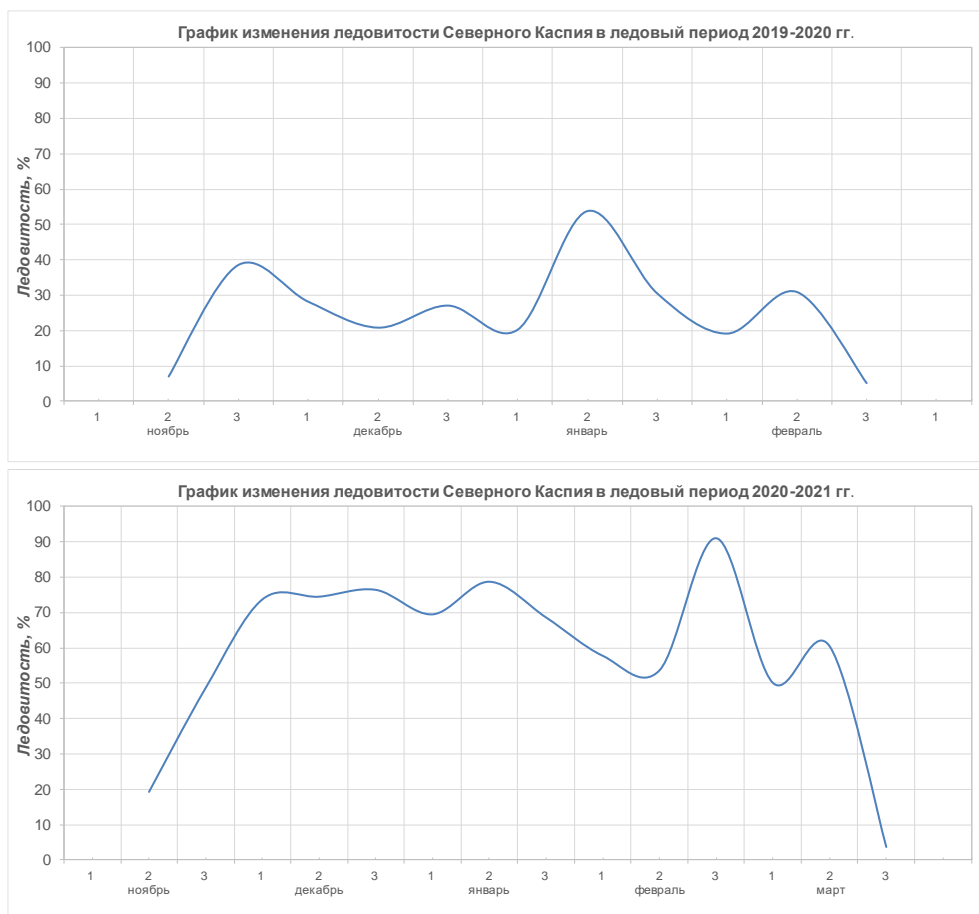


Рис. 27. Графики сезонных изменений ледовитости Северного Каспия в ледовые периоды 2004-2021 гг.

В 2005 г. и 2009 г. процессы образования льда отмечались в 3-й декаде ноября, что незначительно отличается от среднемноголетних дат (2-я декада ноября), а вот в ряде случаев (2010, 2012, 2013, 2015, 2017 гг.) – в первой-второй декаде декабря, т.е. в половине случаев за последнее десятилетие отмечен сдвиг сроков первого появления льда со второй декады ноября на начало декабря. При этом по степени суровости, определенной на основе классификации представленной в работе [39] по сумме градусодней мороза за 100-летний период наблюдений на ГМС Астрахань, только лишь ледовый сезон 2015/16 гг. относится к мягкому типу зим, а все остальные сезоны (2010/11 гг., 2012/13 гг., 2013/14 гг., 2017/18 гг.) к умеренному типу, что говорит об общей тенденции смещения времени первого появления льда в Каспийском море в более позднюю дату. Более позднее начало ледообразования прежде всего зависит от синоптических условий

складывающихся в теплые предзимья, когда охлаждение водных масс происходит медленнее, соответственно, в последнее десятилетие все чаще наблюдаются именно теплые предзимья обусловленные происходящими климатическими изменениями.

Анализ приземных синоптических карт за холодный период (ноябрь-март) 2004-2021 гг., предоставленных из архива Гидрометцентра России, позволил проанализировать под влиянием каких барических образований определялись гидрометеорологические условия Каспийского моря. Первое появление льда, в сроки близкие к среднегодовым значениям (2-я декада ноября), происходит когда синоптические условия определяются взаимодействием антициклона с центром над Приволжским федеральным округом или тыловой частью Сибирского антициклона и циклонов из Атлантики проходящих по северу и приносящих холодный арктический воздух, что способствует понижению температуры воздуха. В годы, когда траектория перемещения атлантических циклонов проходила южнее из-за образовавшегося блокирующего антициклона с центром над Норвежским и Гренландским морями, через север Средиземного моря и далее по центральным районам европейской территории России, не вызывая адвекции холода из северных широт, ледообразование начиналось в более поздние сроки. В других случаях, это было связано с обширным антициклоном распространяющим свое влияние от Европы до Казахстана, в результате которого, траектория перемещения атлантических циклонов проходила севернее и их влияние не сказывалось на погодных условиях Северного Каспия.

На основе анализа синоптических приземных карт за период ноябрь-март 2004-2021 гг. проведена оценка количества циклонов, оказывающих влияние на погодные условия северной части Каспийского моря которая говорит о том, что число циклонов проходивших с ноября по март к концу периода уменьшилось. В ледовые сезоны (ноябрь-март) 2004-2007 гг. прошло от 20 до

23 циклонов, 2007-2021 гг. – от 9 до 15, особняком из этого периода стоит мягкая зима 2015-2016 гг., когда было отмечено прохождение 18 циклонов, и ледовый период 2014-2015 гг., во время которого было зафиксировано минимальное количество циклонов – 6. Если посмотреть на график изменения ледовитости 2014-2015 гг. (рис. 27), то именно этот ледовый период отличается наибольшей стабильностью площади ледяного покрова Северного Каспия в течение всего зимнего сезона. С помощью приземных синоптических карт было подсчитано количество дней с циклональным и антициклональным характером синоптических условий над акваторией Северного Каспия (таблица 10). Средняя максимальная повторяемость антициклонального характера погоды за период 2004-2021 гг., в холодное время года, была отмечена в ноябре (73%), с декабря по март она варьируется в пределах 54-56 %. Количество дней с циклоническими процессами распределились равномерно в декабре, январе и марте (46%), в феврале их количество меньше – 44%, а минимум приходится на март (27%). Ранее, эти процессы чаще наблюдались в марте [12, 15], но за последние 17 лет их количество сократилось, минимумы были отмечены в 2015, 2017, 2018, 2020 года. С 2016 года прослеживается сокращение продолжительности влияния отрога Сибирского антициклона на гидрометеорологические условия Северного Каспия, о чем указывает увеличение числа дней с циклоническим влиянием в январе и феврале, что соответственно сказывается на развитии ледяного покрова моря. Под влиянием отрога антициклона, который приносил холодную безветренную погоду, как правило, с середины января до конца февраля, происходит значительное увеличение площади и толщины морского льда в северной части Каспийского моря.

Таблица 10.

Количество дней с циклональным и антициклональным характером погодных условий над акваторией Северного Каспия в зимний период (ноябрь-март) 2004-2021 гг.

Барическое образование определяющее синоптические условия	Количество дней с влиянием на погодные условия северной части Каспийского моря					
	ноябрь	декабрь	январь	февраль	март	апрель
Ледовый сезон 2004-2005 гг.						
Циклон	16	17	8	9	17	
Антициклон	14	14	23	19	14	
Ледовый сезон 2005-2006 гг.						
Циклон	3	21	14	12	14	
Антициклон	27	10	17	16	17	
Ледовый сезон 2006-2007 гг.						
Циклон	16	21	26	21	10	
Антициклон	14	10	5	7	21	
Ледовый сезон 2007-2008 гг.						
Циклон	6	13	5	13	13	
Антициклон	24	18	26	16	18	
Ледовый сезон 2008-2009 гг.						
Циклон	7	4	10	4	22	
Антициклон	23	27	21	24	9	
Ледовый сезон 2009-2010 гг.						
Циклон	9	14	17	10	14	
Антициклон	21	17	14	18	17	
Ледовый сезон 2010-2011 гг.						
Циклон	15	15	11	16	12	
Антициклон	15	15	20	12	19	
Ледовый сезон 2011-2012 гг.						
Циклон	12	15	3	9	28	10
Антициклон	18	15	28	20	3	20
Ледовый сезон 2012-2013 гг.						
Циклон	3	9	17	7	18	
Антициклон	27	22	14	21	13	
Ледовый сезон 2013-2014 гг.						
Циклон	8	21	14	14	15	
Антициклон	22	10	17	14	16	
Ледовый сезон 2014-2015 гг.						
Циклон	7	16	14	2	0	7
Антициклон	23	15	17	26	31	23
Ледовый сезон 2015-2016 гг.						



Циклон	11	25	24	12	26	
Антициклон	19	6	7	16	5	
Ледовый сезон 2016-2017 гг.						
Циклон	5	19	16	23	7	
Антициклон	25	12	15	5	24	
Ледовый сезон 2017-2018 гг.						
Циклон	4	12	18	8	7	
Антициклон	26	19	13	20	24	
Ледовый сезон 2018-2019 гг.						
Циклон	5	12	13	12	19	
Антициклон	25	19	18	16	12	
Ледовый сезон 2019-2020 гг.						
Циклон	3	8	22	20	3	
Антициклон	27	23	9	8	28	
Ледовый сезон 2020-2021 гг.						
Циклон	8	0	11	17	16	
Антициклон	22	31	20	11	15	

Была проведена типизация зим по степени суровости основываясь на критериях классификаций представленных в работах [18, 39], а также рассчитаны суммы градусодней мороза за последний 16-ти летний период по данным наблюдений на ГМС Астрахань и Атырау (Казахстан) и на основе анализа приземных синоптических карт подсчитано количество дней с циклональным и антициклональным типом погодных условий (таблица 11).

Таблица 11.

Сумма градусодней мороза за последние 16 лет в п. Астрахань, п. Атырау (Казахстан) Северного Каспия и типизация зим по степени суровости (Тютнев Я.А., с дополнениями Валлера Ф.И. и Бухарицина П.И.; Думанская И.О.)

Ледовый сезон	Сумма градусодней мороза, °С		Тип зимы	Количество дней с циклональным типом погодных условий	Количество дней с антициклональным типом погодных условий
	ГМС Атырау (Казахстан)	ГМС Астрахань			
2005/2006	-728	-485	У	64	87
2006/2007	-301	-164	М	95	57
2007/2008	-891	-520	У	50	102
2008/2009	-585	-409	У	47	104

2009/2010	-641	-443	У	64	87
2010/2011	-674	-359	М (У)*	69	81
2011/2012	-1009	-713	С	67	84
2012/2013	-541	-274	М (У)*	54	97
2013/2014	-571	-323	М (У)*	72	79
2014/2015	-613	-332	М (У)*	39	112
2015/2016	-218	-154	М	99	53
2016/2017	-593	-421	У	70	81
2017/2018	-629	-307	М (У)*	49	103
2018/2019	-396	-175	М	61	90
2019/2020	-194	-111	М	56	95
2020/2021	-646	-386	М(У)*	52	99

(М-мягкая зима, У- умеренная зима, С- суровая зима)

\*по классификации Думанской И.О., в случаях несовпадения с классификацией Тютнева Я.А. и др.

Из представленной таблицы можно сделать следующие выводы, что амплитуда величины суммы градусодней мороза в п. Астрахань (который был выбран в качестве показательного для всей акватории в нескольких вариантах классификации зим по степени суровости) в умеренные зимы составляет от 30% до 49% меньше чем в п. Атырау (Казахстан), в мягкие зимы разница составляет от 43% до 56%. Для сурового типа зим разницу определить не представилось возможным в виду того, что за последние 16 лет (приуроченные к спутниковым наблюдениям) суровая зима на Северном Каспии была только в ледовом периоде 2011/2012 гг. За период 2005-2021 гг. были выявлены 4 мягкие зимы, 11 умеренных и одна суровая зима. Если посмотреть на общую продолжительность влияния барических образований в течение всего зимнего сезона 2011/2012 гг., то можно сказать, что она не значительно отличается от умеренных зим по количеству дней с циклональным или антициклональным типом погодных условий в другие годы. Однако, с середины 3-й декады января 2012 г. погоду определял обширный антициклон, переместившийся с востока, охвативший огромную территорию от Скандинавии до Западной Сибири и принес с собой заток арктического воздуха. Аномалия среднемесячной температуры воздуха в Астрахани составляла около  $-7^{\circ}\text{C}$  [88]. Его действие продолжалось до середины февраля, а затем синоптические условия

складывались под действием Сибирского антициклона. Именно в январе 2012 г., за период 2005-2021 гг., отмечен главный максимум антициклонального характера погоды.

Исходя из полученных значений суммы градусодней мороза в п. Атырау и разницы этих значений в сравнении с п. Астрахань, можно предположить, что для вычисления интервалов критериев суровости зим, по сумме градусодней мороза, можно на основе критериев [39] определить интервалы температур для умеренных и мягких зим в п. Атырау учитывая рассчитанную среднюю разницу между суммами отрицательных температур на этих пунктах (41% - умеренные зимы, 43% - мягкие зимы). Для 16-ти летнего ряда наблюдений рассчитанные интервалы критериев типизации зим для пункта Атырау получились следующие:

- Менее 379 °С – мягкая зима;
- 379-902 °С – умеренная зима;
- Более 902 °С – суровая зима.

Однако это предположение требует дополнительного исследования, так как ледовые условия в юго-западной и северо-восточной частях Северного Каспия в последние годы значительно отличаются. Для определения степени суровости конкретной зимы необходимо использовать не только один пункт (Астрахань), а также брать в расчет п. Атырау, расположенный на севере Каспийского моря, но для этого необходимо иметь более длинный ряд данных о температуре воздуха в Атырау. Подобное исследование было проведено в работе [45]. Авторы данной работы приводят результаты типизации степени суровости зим за период с 1980-2014 гг. по данным температуры воздуха на гидрометеорологической станции Пешной на основе критериев классификации приведенной в работах П.И. Бухарицина, рассчитанных для Астрахани и не совсем подходящих для пунктов расположенных в северо-восточной части моря.

Важным параметром характеризующим ледовый режим моря является ледовитость – площадь акватории моря занятая льдом различной сплоченности. Прежде всего она зависит от метеорологических условий складывающихся в период образования, развития и разрушения ледяного покрова. В связи с меняющимися метеорологическими условиями от года к году, то и естественно происходят изменения в ледовом режиме.

В период разрушения ледяного покрова значительное влияние оказывают параметры ветра (скорость и направление). Если ветер часто меняет свое направление, то амплитуда движения льда увеличивается, а соответственно разрушение происходит интенсивнее.

На основе проведенного анализа графиков изменения ледовитости Каспийского моря, построенных на основе спутниковых данных (рис. 27), видно, что наибольшую площадь ледяной покров занимал в период между 2-й и 3-й декадами января до конца первого десятилетия 21 века. В последующие годы максимальные значения ледовитости стали смещаться в более позднее время – 1-я и 2-я декады февраля, за исключением мягких зим 2018/2019 гг., 2019/2020 гг. и умеренной – 2014/2015 гг., когда ярко выраженных наибольших значений ледовитости в течение ледового периода не наблюдалось. Соответственно, и процессы разрушения ледяного покрова стали протекать значительно быстрее, т.к. сроки полного очищения акватории Каспийского моря ото льда не изменились и приходятся в основном на 3-ю декаду марта, за исключением зим 2009/2010 гг., 2010/2011 гг., 2011/2012 гг., 2017/2018 гг., когда был сформирован очень мощный по своим параметрам (возрастные характеристики, сплоченность, ледовитость) ледяной покров. Кроме того, за исследуемый период отмечена значительная межгодовая и сезонная изменчивость ледовитости северной части Каспийского моря.

Ещё одним важным и характерным признаком изменения ледовых условий в Каспийском море является площадь неподвижного льда (припая),

которая подвержена влиянию межгодовых изменений гидрометеорологических условий.

Анализ диаграмм распределения площади, занятой припайным и дрейфующим льдом Северного Каспия, по декадам ледового периода с 2004 по 2021 гг. (рис. 28) показал ее значительную межгодовую изменчивость. Так, только два ледовых периода (2004-2005 и 2017-2018 гг.) по показателям декадного распределения льда близки к средним значениям. К наиболее аномальным, с точки зрения декадного распределения площади дрейфующего и припайного льда относятся ледовые периоды 2006-2007 гг., 2015-2016 гг. и 2019-2020 гг. в части отклонения от среднегодовых значений площади в меньшую сторону и 2011-2012 гг. – в большую сторону. Показательно ещё то, что после суровой зимы 2011-2012 гг. наибольшие площади дрейфующего льда, в сравнении со среднегодовыми значениями, стали отмечаться в первые месяцы после начала ледообразования (ноябрь, декабрь) в то время как, в предшествующий период они наблюдались в январе-марте. Следовательно можно сказать о том, что наибольшее развитие ледяной покров Северного Каспия в последние пятилетие достигает не в январе, как это было ранее, а в феврале.

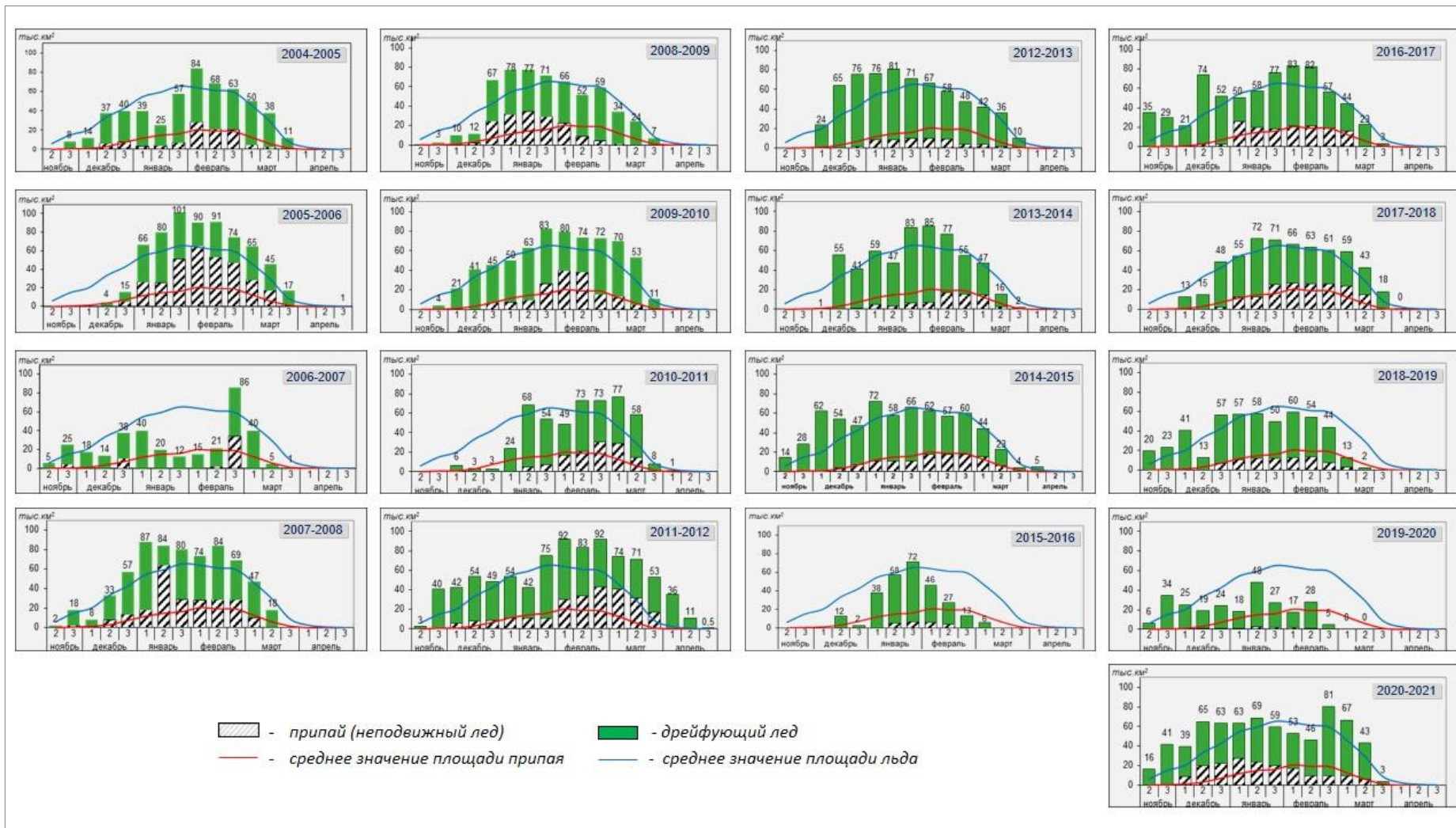


Рис. 28. Диаграммы распределения площади, занятой неподвижным (припаем) и дрейфующим льдом в Северном Каспии, по декадам ледового периода с 2004 по 2021 гг.

Рассматривая продолжительность ледовых периодов 2004-2021 гг., на основе диаграмм построенных по результатам многолетнего спутникового мониторинга ледяного покрова Каспийского моря, самым коротким (9 декад) в семнадцатилетнем ряду наблюдений был ледовый период 2015-2016 гг., при средней продолжительности – 12 декад. Льды Северного Каспия в мягкие зимы 2006-2007 гг., 2015-2016 гг. и 2019-2020 гг. не достигли средних величин: припайный лед имел самые низкие площадные показатели, а в некоторых районах моря в эти годы припай совсем не образовался. Однако, в мягкую зиму 2006-2007 гг. в 3-й декаде февраля было отмечено смерзание дрейфующего льда, которое привело к образованию припая, превышающего показатель среднего значения для этого времени. Тем не менее, ледовый период 2006-2007 гг. был достаточно продолжительным – 14 декад, с ранним началом ледообразования, пространственной неравномерностью распределения и «вялым» течением процесса нарастания льда, не достигшим средних величин. Самым продолжительным был холодный период 2011-2012 гг. (17 декад), который относится к одной единственной суровой зиме за последние 17 лет.

За исследуемый период наибольшие значения общая площадь дрейфующего и припайного льда достигла зимой 2005-2006 гг. и превысила ~ 100 тыс. кв. км. В этот же период зафиксировано и максимальное распространение припайного льда (~65 тыс. кв. км). Наименьшая площадь ледяного покрова Каспийского моря была отмечена в ледовом периоде 2019-2020 гг. и составила ~45.5 тыс. кв. км, а припай занимал площадь всего лишь ~2.4 тыс. кв. км.

Как правило, самую большую территорию северной части Каспийского моря припай занимает в середине января-февраля. До зимы 2011-2012 гг. все площадные показатели характеризуются превышением над средними значениями за семнадцатилетний период. В последующую половину периода площадь припая была, преимущественно, меньше средних многолетних

значений, за исключением зим 2014-2015 гг., 2016-2017 гг., 2017-2018 гг., когда она была равна им.

Метеорологические параметры (сумма градусодней мороза, ветер), количество дней влияния барических образований (циклон, антициклон) на синоптические условия северной части Каспийского моря в периоды начала ледообразования, развития и разрушения ледяного покрова, а также значения площади припая и ледовитости моря, полученные по результатам спутникового мониторинга, были обобщены и представлены в таблице 12.

Таблица 12.

Метеорологические условия и статистические значения ледовитости в период образования, развития и разрушения ледяного покрова Северного Каспия в период 2005-2021 гг.

	Барическое образование определяющее синоптические условия, кол-во дней		Направление ветра (преобл.)	$\Sigma$ °дней мороза, °С	Площадь припая, %	Общая ледовитость, %
	Циклон	Антициклон				
2005-2006 гг.						
Ноябрь-декабрь	34	28	В, ВЮВ	-63	6	17
			В			
Январь-февраль	17	42	В, ВЮВ	-657	73	100
			ВЮВ, В			
Март	17	14	В	-13	19	51
2006-2007 гг.						
Ноябрь-декабрь	24	37	ВЮВ, В	-152	12	42
			ЮЗ			
Январь-февраль	26	33	Ю, ЮЗ	-122	38	97
			ЮВ			
Март	14	17	В	-28	0	6
2007-2008 гг.						
Ноябрь-декабрь	19	24	СВ, СЗ	-231	15	64
			В			
Январь-февраль	18	42	ВЮВ	-661	72	94
			ЮЗ, ЗЮЗ			
Март	13	18	ВЮВ	-0.5	11	20
2008-2009 гг.						
Ноябрь-декабрь	11	50	СЗ	-179	27	75
			ВЮВ			
Январь-февраль	14	45	ВЮВ	-388	39	87
			В			
Март	22	9	ВЮВ, СВ	-24	1	27
2009-2010 гг.						



Ноябрь-декабрь	23	38	В, ВЮВ	-119	8	51
			СВ			
Январь-февраль	27	32	ВЮВ	-498	44	93
			В			
Март	14	17	ЮЗ	-30	15	60
2010-2011 гг.						
Ноябрь-декабрь	30	30	ЮВ	-26	0	3
			ЮВ, В			
Январь-февраль	27	32	В	-560	34	82
			В, ЮЗ			
Март	12	19	ЮЗ, ССВ	-90	17	65
2011-2012 гг.						
Ноябрь-декабрь	27	33	СЗ	-272	9	60
			ВЮВ, ЮВ			
Январь-февраль	12	48	В, ВЮВ	-652	49	100
			ВЮВ			
Март	28	3	ЮЗ	-86	35	80
2012-2013 гг.						
Ноябрь-декабрь	12	49	ЮВ	-280	2	85
			В			
Январь-февраль	24	35	СВ, ВСВ	-245	11	91
			ВЮВ			
Март	18	13	ЮВ	-16	4	41
2013-2014 гг.						
Ноябрь-декабрь	29	32	ЮВ	-67	1,5	46
			З			
Январь-февраль	28	31	В	-492	19	96
			ВЮВ			
Март	15	16	В	-13	3	52
2014-2015 гг.						
Ноябрь-декабрь	23	38	ВСВ	-199	8	70
			ВЮВ			
Январь-февраль	16	43	В	-375	20	74
			В			
Март	0	31	В	-47	7	26
2015-2016 гг.						
Ноябрь-декабрь	37	25	ЮВ	-40	0	14
			З			
Январь-февраль	36	23	ВЮВ	-178	8	80
			ВЮВ			
Март	26	5	ССВ	-5	0	0
2016-2017 гг.						
Ноябрь-декабрь	24	37	В	-259	4	83
			З			
Январь-февраль	39	20	ЮВ	-339	24	93
			З			
Март	7	24	ВЮВ	0	17	49
2017-2018 гг.						
Ноябрь-декабрь	16	46	В	-134	2	54
			В, ЮВ			

Январь-февраль	26	33	В	-444	30	81
			В			
Март	7	24	СВ	-57	16	48
2018-2019 гг.						
Ноябрь-декабрь	17	34	В	-160	7	46
			ЮВ, ВЮВ			
Январь-февраль	25	34	В	-236	15	67
			В			
Март	19	12	ЮЗ	-1.7	3	14
2019-2020 гг.						
Ноябрь-декабрь	11	40	ЮВ	-117	1	38
			ЮВ			
Январь-февраль	42	17	ЗЮЗ, З	-81	3	54
			Ю			
Март	3	28	ЮВ	0	0	0
2020-2021 гг.						
Ноябрь-декабрь	8	53	ЮВ, Ю	-324	25	76
			В			
Январь-февраль	28	31	ЮВ	-283	26	91
			ЮЗ			
Март	16	15	ЮЗ, З	-40	6	60

На рисунке 29 обобщены основные параметры из таблицы 12, полученные автором в рамках данного исследования, характеризующие изменение метеорологических и ледовых условий Каспийского моря за период 2005-2021 гг. Общая ледовитость и площадь припая (%), полученные по результатам картирования ледовой обстановки Каспийского моря на основе спутниковых данных различных спектральных диапазонов и разного пространственного разрешения, рассчитаны накопленные суммы градусодней мороза и построены розы преобладающего направления ветра для каждого ледового периода. Отражена изменчивость общей ледовитости, площади припая и метеорологических условий в периоды образования, развития и разрушения ледяного покрова Северного Каспия. Из рисунка 29 можно увидеть, что наблюдается значительная изменчивость суммы градусодней мороза в начальный период развития ледяного покрова (ноябрь-декабрь), в то же время нельзя не отметить уменьшение этого показателя в январе-феврале за последнее десятилетие, во в время максимального развития ледяного покрова, что в первую очередь, связано с меняющимися синоптическими

процессами. Получены средние значения ледовитости северной части Каспийского моря в период начала ледообразования, развития и разрушения. Средняя ледовитость в ноябре-декабре составляет 51%, январе – феврале – 86%, марте – 37%. Сократилась площадь занимаемая припаем. В период до ледового сезона 2011-2012 гг. площадь припая имела большие значения, по сравнению с тем, что наблюдается в настоящее время. Средняя площадь (в %) Северного Каспия, занимаемая припаем до ледового периода 2011-2012 гг., включительно, в ноябре – декабре составляла 22%, январе – феврале – 50%, марте – 14%, а после ледового периода 2011-2012 гг. – 6%, 17%, 6% соответственно. Все это свидетельствует о том, что изменение синоптических условий препятствует становлению устойчивого припая, он чаще подвергается взломам, в результате воздействия метеорологических факторов, а соответственно и занимает меньшую площадь.

Из рисунка 29 также видно, что с уменьшением площади припая и накопленной суммы градусодней мороза не наблюдается значительного сокращения ледовитости, что в свою очередь говорит об изменении возрастного состава дрейфующего льда в течение холодного периода. К аналогичному выводу пришли авторы работ [57, 58, 61, 76, 77, 79], в которой для исследования использовались данные наземных наблюдений на гидрометеорологических станциях и модельные данные.

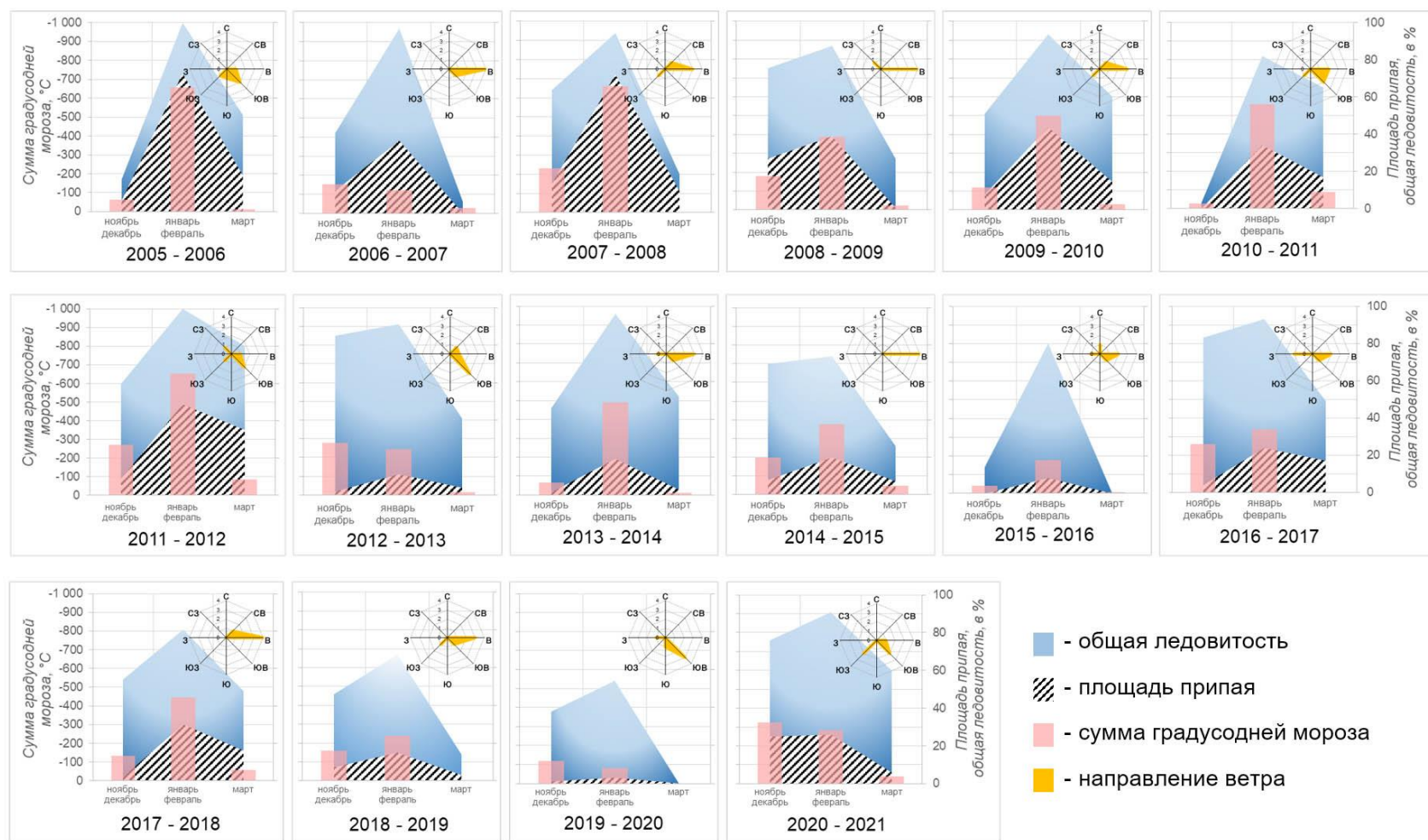


Рис. 29. Общая ледовитость и площадь припая (%) ледяного покрова Северного Каспия, а также сумма градусосной мороза и роза преобладающего направление ветра в пункте Пешной за период 2005-2021 гг.

На рисунке 30, в качестве примера характеризующего наибольшую площадь неподвижного льда, представлены карты ледовой обстановки Каспийского моря, составленные на основе спутниковых данных, в 1-й декаде февраля 2006 г. и 2-й декаде января 2008 г., когда площадь припая достигла своих наибольших значений за период с 2004 по 2021 гг. Следует обратить внимание на ледовую обстановку, которая складывалась в январе 2008 года. Под длительным (с конца декабря 2007 г. по середину 3-й декады января 2008 г.) влиянием отрога Сибирского антициклона дрейфующий лёд образовался даже вдоль юго-восточного побережья Среднего Каспия, в районе Казахского залива, а также в районе Ленкорани и заливах Туркменбаши, Туркменский – в Южном Каспии, что по результатам регулярного спутникового мониторинга больше не наблюдалось в последнее десятилетие.

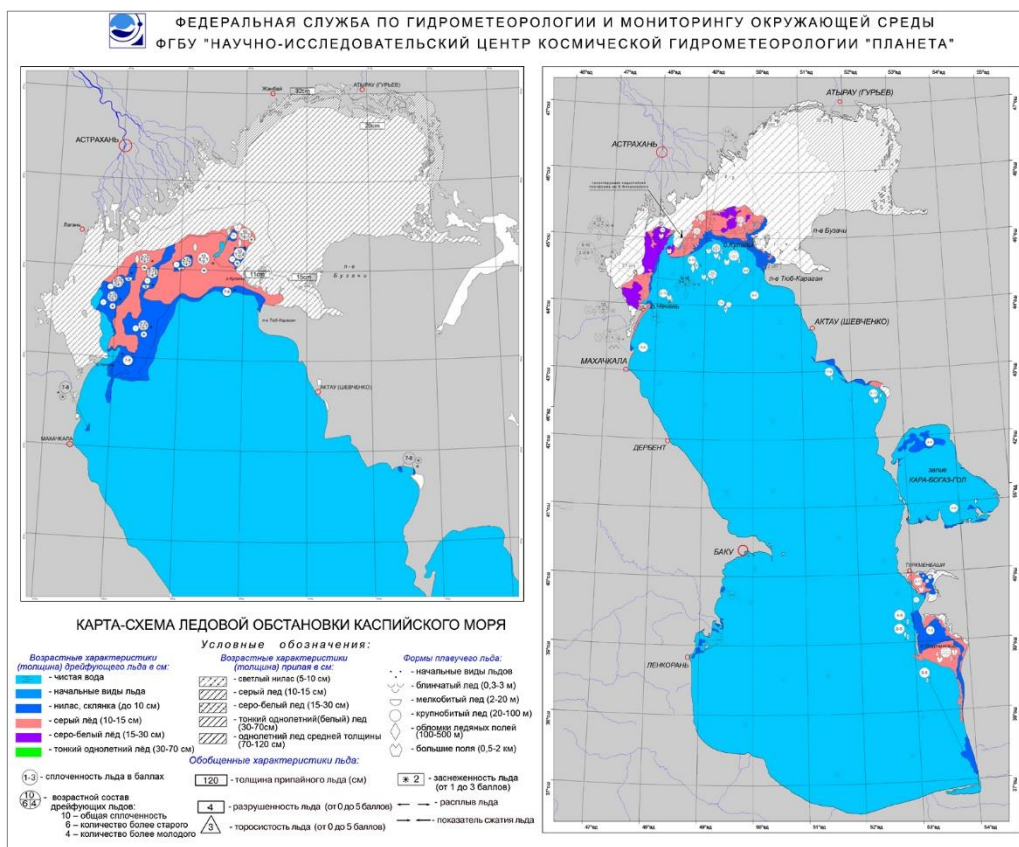


Рис. 30. Карты-схемы ледовой обстановки Каспийского моря в 1-й декаде февраля 2006 г. (слева) и 2-й декаде января 2008 г. (справа)

**Возрастной состав** ледяного покрова Каспийского моря является важнейшим элементом, характеризующим ледовый режим моря. При наступлении периода с устойчивыми отрицательными температурами в умеренные зимы начальные виды льда и ниласовые льды, толщиной до 10 см, образуются вдоль всего северо-восточного, северного и северо-западного побережья Северного Каспия: от полуострова Бузачи на востоке - до предустьевого взморья р. Волга. В связи с мелководностью этих районов выхолаживание водных масс происходит за короткий период времени, а следовательно и начало ледообразования протекает, как правило, стремительно, охватывая сразу значительную часть акватории на севере Каспийского моря. Молодые льды (серый, серо-белый) преобладают в течение большей части ледового периода, начиная с декабря и занимают наибольшую площадь Северного Каспия.

В умеренные зимы с начала ледообразования до достижения молодым льдом возраста серого (10-15 см) проходит от одной до полутора недель, при условии стабильной отрицательной температуры воздуха со значениями от -10 до -6 °С. Как правило, к середине или концу второй декады декабря в центральной части Северного Каспия преобладает серый дрейфующий лед, в то время, как вдоль северо-восточного и северного побережья Каспийского моря образуется зона неподвижного (припая) или малоподвижного серо-белого льда, толщиной 15-30 см. В результате аномально холодных погодных условий для акватории Каспийского моря, что в настоящее время наблюдается достаточно редко и связано в основном с вторжением холодных арктических масс, дрейфующий лед в центральной части Северного Каспия достигает возраста серо-белого льда к началу третьей декады декабря, как например, это было в ледовый период 2020-2021 гг., в то же время от Мангышлакского залива до дельты р. Волга наблюдается обширная зона припая различного возраста от серого (10-15 см) до тонкого однолетнего льда (30-70 см).

В мягкие зимы, как правило, преобладают ниласовые и серые дрейфующие льды. Но стоит отметить, что встречались случаи, когда по своему типу зима относилась к мягкой (таблица 11), а возрастные характеристики соответствуют умеренному типу зимы с преобладанием серо-белого дрейфующего льда на большей части акватории Северного Каспия. Яркий пример такой ситуации можно отметить в ледовом сезоне 2018-2019 гг. В феврале 2019 года, период максимального развития, в центральной и северо-восточной частях Северного Каспия возраст дрейфующего льда соответствовал серо-белому (15-30 см), а на юго-западе северной части Каспийского моря (в районе Лагани, Волго-Каспийского морского судоходного канала) наблюдались ниласовые льды (до 10 см). Это объясняется тем, что в течение зимнего периода температурный режим на юго-западе значительно отличался от более северных районов Северного Каспия (центральном, северном, северо-восточном), где температура была значительно ниже. Соответственно, следует отметить, что в условиях изменяющегося климата происходят изменения возрастного состава морского льда в разных районах северной части Каспийского моря. Если на севере и северо-востоке возрастные характеристики соответствуют умеренному типу зимы, то на юго-западе они могут развиваться по мягкому типу зимних условий.

Достижение возраста тонкого однолетнего дрейфующего льда в большей степени зависит от степени суровости зимы, которая в свою очередь зависима от синоптических условий складывающихся в ледовый период. Если зимний период характеризуется частыми перепадами значений температуры воздуха, то возраста тонкого однолетнего льда дрейфующий лёд Каспийского моря не достигает. В том случае, если с начала ледообразования и в дальнейшем в течение зимнего периода наблюдаются устойчивые низкие отрицательные значения температуры, соответствующие среднемноголетним значениям и ниже их, то тонкий однолетний лед образуется на севере, северо-востоке



Северного Каспия в январе-феврале, что более всего характерно для умеренных зим. На рисунке 49 представлены карты ледовой обстановки Каспийского моря на момент достижения максимальных возрастных характеристик в период с 2009 г. по 2021 г.

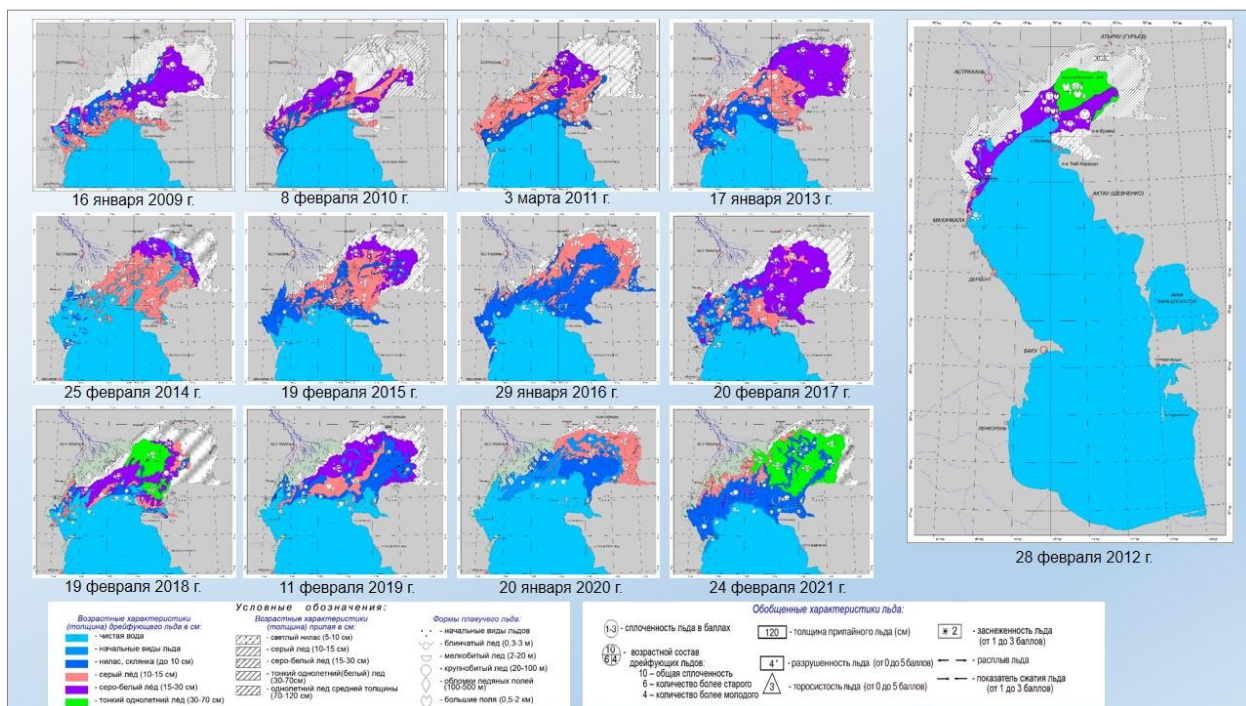


Рис. 31. Карты-схемы ледовой обстановки Каспийского моря на момент достижения максимальных возрастных характеристик в период с 2009 г. по 2021 г.

На картах ледовой обстановки (рис. 31) видно, что наблюдается значительная межгодовая изменчивость возрастного состава морского льда в Каспийском море, особенно отчетливо она прослеживается в период после 2013 года. Из представленного на рисунке 49 временного ряда ледовых карт также можно отметить межгодовую изменчивость неподвижного льда (припая) и сокращение границ его распространения.

Необходимо подчеркнуть, что при составлении карт ледовой обстановки Каспийского моря по спутниковым данным, определяемые методами интерактивного дешифрирования возрастные характеристики морского льда дают представление о распределении ледяного покрова естественного нарастания не учитывая наслоений, торошения в результате динамических подвижек льда, которые распространены в течение зимнего периода. В своей



основе ледяной покров Северного Каспия представляет собой восторщенный и многократно наслоненный дрейфующий и неподвижный лёд различных возрастных градаций. В работах [12, 20] представлены результаты измерений толщины льда естественного нарастания и подвергавшегося многократным наслоениям в разных районах Каспийского моря, из которых можно сделать вывод о том, что толщины наслоненного льда, как минимум, в 2-3 раза превышают толщину ледяного покрова естественного нарастания.

Большое количество научных работ [12, 15, 16, 17, 19, 21, 22, 25, 39, 40, 41, 45, 46, 58, 126] посвящены исследованиям ледового режима и прогнозирования гидрометеорологических параметров Каспийского моря. Основные результаты этих работ базируются на данных полученных на основе многолетних рядов наземных наблюдений метеорологических параметров, донесений с судов, ледовой авиаразведки, привлечения прогностических моделей. В тоже время авторы отмечают большой вклад в изучение ледового режима Каспийского моря спутниковой информации, несмотря на непродолжительный ряд наблюдений. Известный российский ученый Бухарицин П.И. в своих работах говорит о том, что использование спутниковых данных в оперативной практике составления ледовых карт позволило выявить некоторые закономерности элементов ледового режима Северного Каспия, о которых было не известно ранее. Появилась возможность обнаружения и дальнейшего мониторинга обширных заприпайных полыней, которые образуются под воздействием ветра и подледных течений между припаем и дрейфующим льдом и при смене направления ветра очень быстро меняют свою конфигурацию [18, 23]. В монографии [25] отмечено, что при помощи спутниковых данных были определены районы Каспийского моря с устойчивым припаем, а также опровергнуто считавшееся ранее утверждение о том, что смещение границ припая в период формирования ледяного покрова происходит постепенно. На основе спутниковых данных было установлено, что припай может образовываться из разновозрастного морского льда путем смерзания больших по площади участков т.е. граница распространения припая

изменяется мгновенно на значительное расстояние. Также была изучена последовательность процессов взлома припая в период разрушения ледяного покрова.

Из всего вышеизложенного можно определенно сказать, что спутниковые данные являются эффективным источником информации о ледяном покрове Каспийского моря, обладающие рядом преимуществ (широкой обзорностью, высокой оперативностью и частотой наблюдения одной о той же территории, получением информации в разных спектральных диапазонах и различного пространственного разрешения и др.). Спутниковый мониторинг ледовой обстановки Каспийского моря, включающий регулярное составление ледовых карт, позволяет с высокой достоверностью и точностью определять положение границ припая и дрейфующих льдов, заприпайных полыней, разводий, зон различной сплоченности плавучих льдов, формы льда (размеры льдин), распределение торосов, стамух и в дальнейшем использовать эту информацию для оценки долговременных изменений основных характеристик ледового режима.

В настоящее время выполнение ледовых авиаразведок на Северном Каспии практически полностью прекращено в результате чего спутниковые данные являются единственным источником получения информации о распределении и динамике развития ледовой обстановки на всей акватории Каспийского моря.

### **3.2. Выявление стамух при дешифрировании спутниковых изображений морского ледяного покрова Северного Каспия**

Из проведенного анализа карт ледовой обстановки Каспийского моря за многолетний период (2004-2021 гг.), построенных на основе спутниковых данных различных спектральных диапазонов и разного пространственного разрешения, видно, что происходящие изменения климатических условий оказывают влияние на ледовый режим Северного Каспия. В частности, максимальные значения ледовитости сместились на начало февраля,

наблюдается сокращение площади неподвижного льда (припая), что в свою очередь говорит о неустойчивости ледяного покрова Каспийского моря и увеличении площади занимаемой дрейфующим льдом, который, как известно, склонен к торошению, наслоению и различного рода деформациям. Все это приводит к увеличению территории подверженной процессам торошения, а соответственно росту количества торосов, гряд торосов, стамух и размеров этих опасных ледяных образований.

Большой вклад в изучение опасных ледяных образований внесли экспедиционные работы, проводимые организациями Росгидромета в рамках проекта обустройства месторождения им. В. Филановского в Каспийском море. Учитывая огромный объем работ, для решения этой задачи была создана кооперация организаций Росгидромета: ФГБУ «ААНИИ», ФГБУ «ГОИН им. Н.Н. Зубова», ФГБУ «Гидрометцентр России» и ФГБУ «НИЦ «Планета». ФГБУ «ААНИИ» провело ледоисследовательскую экспедицию и подготовил раздел ледовому режиму. ФГБУ «ГОИН им. Н.Н. Зубова» провело судовые экспедиции: по изучению экзарации грунта морского дна от воздействия ледяных образований гидролокационными методами и комплексную гидрометеорологическую и гидрохимическую экспедицию. ФГБУ «Гидрометцентр России» выполнило работы по обработке и анализу фондовых материалов, а также по гидродинамическому и вероятностному моделированию многолетних рядов гидрометеорологических данных. ФГБУ «НИЦ «Планета» осуществляло космический мониторинг для обеспечения экспедиций и определения отдельных гидрометеорологических параметров, автор данного исследования принимал участие в этих работах, в самом начале своей трудовой деятельности.

Во время проведения ФГБУ «ААНИИ» ледоисследовательской экспедиции (начало февраля 2008 г.) ледяной покров установился на значительной акватории Каспийского моря. Ледовитость Северного Каспия достигла своего максимума в первой декаде февраля и несколько превысила

среднемноголетнее значение, характерное для этого периода времени. Максимальная толщина ровных дрейфующих льдов находилась в диапазоне 35-40 см. Южная граница пояса стамух в северо-западной части Каспийского моря проходила на 10-12 км южнее 45-й параллели практически по пятиметровой изобате. Ледовые условия в зимний сезон 2007-2008 гг. можно охарактеризовать, как «умеренные» с тенденцией к «суровым», используя три определяющих критерия (сумма градусодней мороза, ледовитость, толщина ровного льда) [73, 102].

За время экспедиции выполнен большой объем измерений физико-механических свойств ровного, наслоенного и торосистого льда, а также навалов льда на берег, 4 торосов и крупной стамухи. Обнаружено 12 стамух в непосредственной близости от пункта расположения нефтяной платформы месторождения им. В.Филановского. Одна из стамух имела огромные размеры (длина ~ 300 м, ширина не менее 80 м, высота паруса стамухи измеренная 10 февраля 2008 г. составляла 8,2 м при глубине места 5,7 - 5,9 м и максимальной глубине внедрения в грунт 0,8 м). Максимальная толщина стамухи превысила 14 м, а распределение толщин являлось двуимодальным. Ее координаты: 45° 00',36 с.ш., 48° 26',67 в.д. (Рис. 32).

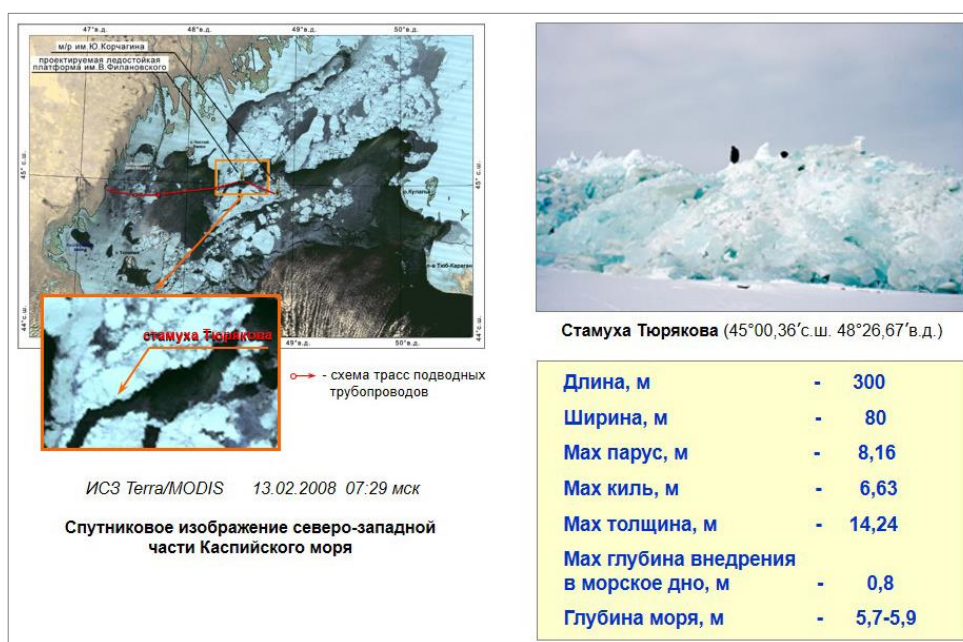


Рис. 35. Изучение ледовых условий и морфометрических свойств. Стамуха Тюрюкова [102]

Исследованные гряды торосов имели преобладающие кили в диапазоне 4-5 м, высоты паруса до 1.0 м, при максимальных значениях – 6.6 м осадки кили и 2.1 м высоты паруса. Эти характеристики являются максимально большими за период проведения полевых работ с 2001 по 2006 гг.

Во второй половине марта 2008 г. ФГБУ «ГОИН им. Н.Н. Зубова» проведена судовая экспедиция по изучению экзарации грунта морского дна от воздействия ледовых образований (торосов и стамух) с использованием гидролокационной и эхолотной съемок. Результаты обработки гидролокационных изображений показали наличие четко выраженных в рельефе дна борозд и систем борозд выпаживания, образованные дрейфующими одно- и многокилевыми торосами и стамухами. Всего на трассе трубопровода, от пункта расположения нефтяной платформы до выхода на берег в Республике Калмыкия, было идентифицировано 238 борозд и систем борозд. Длина наиболее крупных и четко выраженных, превышает первые километры; ширина единичных борозд – до 5 м, систем борозд – до 200 м. Предварительные оценки глубины борозд показывают, что глубина борозд доходила до 0,7 м. Для трассы трубопровода наиболее распространенная ориентировка борозд Северо-восток – Юго-запад и Северо-запад – Юго-восток. Помимо линейных форм также присутствуют локальные ямы, оставшиеся от стамух, сидящих на дне. Информация по экзарации грунта морского льда в Каспийском море методом гидролокации была получена впервые.

В рамках настоящей работы специалистами ФГБУ «Гидрометцентр России» выполнены работы по обработке и анализу фондовых материалов, научно-технических отчетов, справочных пособий, данных экспедиционных наблюдений, а также по гидродинамическому и вероятностному моделированию многолетних рядов гидрологических, метеорологических и частично ледовых данных [102].

В ходе выполнения работы в ФГБУ «НИЦ «Планета» осуществлен космический мониторинг северо-западной части Каспийского моря по данным ИСЗ NOAA, TERRA и AQUA. Произведен сбор ледовых и метеорологических данных с береговых и островных станций, расположенных вблизи района работ. По этим данным в НИЦ «Планета» оперативно выпускались откорректированные и географически привязанные спутниковые изображения района работ (периодичность 6 раз в сутки); карты-схемы ледовой обстановки (периодичность 2 раза в неделю) и прогнозы ледовой обстановки (заблаговременность 1 - 7 суток). Спутниковая информационная продукция по мере получения оперативно передавалась в оперативный штаб экспедиции ААНИИ, а оттуда во время сеансов связи непосредственно в экспедицию.

Анализ данных космического мониторинга северо-западной части Каспийского моря позволил выявить особенности ледовой обстановки, ставшие причиной образования стамух в районе месторождения им. В.Филановского. Особенность ледовых условий в этом районе состояла в том, что интенсивное торошение, ставшее причиной образования гряды стамух, произошло не в зоне контакта припая и плавучего льда, как это обычно случается на Северном Каспии, а несколько южнее, на линии соприкосновения барьерной зоны малоподвижного льда и плавучего льда. Барьерная зона образовалась раньше из обломков взломанного припая, закрепившихся с восточной стороны на мелководье о. М. Жемчужный. Одна из стамух гряды выделялась особо крупными размерами (условное название – стамуха Тюрякова А.Б., названа именем начальника экспедиции ААНИИ (рис. 35), во время которой была обнаружена и исследована эта стамуха). Завершение процессов формирования гряды стамух совпало с очередным понижением температуры, что способствовало укреплению сцепления между блоками новых ледовых образований, а также созданию благоприятных условий для работы в этот период вертолетной ледоисследовательской экспедиции ААНИИ [73].

Исследования опасных ледяных образований, проводимые в зимний период 2007-2008 гг., относящийся к зимам умеренного типа, показали, что большее число опасных (для проведения морской хозяйственной деятельности) ледяных образований (стамух) возникает на границе припайного и дрейфующего льда.

Мониторинг опасных ледяных образований (стамух) акватории Северного Каспия в настоящее время проводится на основе данных видимого и ближнего инфракрасного диапазонов. Используются данные аппаратуры КМСС КА серии Метеор-М (пространственное разрешение – 50 м, полоса обзора – 927 км); MODIS КА Terra, Aqua (пространственное разрешение – 500 и 250 м, полоса обзора – 2330 км); VIIRS КА SuomiNPP, Noaa-20 (пространственное разрешение – 750 м, полоса обзора – 3000 км); МСС КА Канопус-В (пространственное разрешение – 10,5 м, полоса обзора – 23 км); OLI КА Landsat-8 (пространственное разрешение – 30 м, полоса обзора – 185 км); MSI КА Sentinel-2A, 2B (пространственное разрешение – 10 м, полоса обзора – 290 км). Кроме того, применялись всепогодные радиолокационные данные SAR-С КА Sentinel-1A, 1B (длина волны - 5,6 см, пространственное разрешение – 5x5, 5x20 и 20x40 м, которым соответствует полоса обзора – 80, 260 и 400 км).

Сравнение результатов комплексных исследований, проведенных в 2007-2008 гг. и текущего мониторинга опасных ледяных образований показывает, что происходящее в последние годы увеличение количества мягких зим Северного Каспия, в связи с климатическими изменениями, привели к сокращению площади припая. Возрастает количество образующихся торосов, стамух, а также увеличиваются их размеры и акватория распространения, т.к. дрейфующий лёд, занимающий подавляющую площадь акватории, подвергается более длительному воздействию гидрометеорологических факторов, способствующих динамическим подвижкам, а как следствие более интенсивному наслоению, торошению и т.д. Например, по результатам спутникового мониторинга в 2018-2019 гг. было

выявлено большое число крупных стамух (рис. 36), размеры которых превышали 1 км в длину и более 500 метров – в ширину, все они имели собственный припай. Такие стамухи наблюдались в северо-восточной части Каспийского моря, в тех местах, где в течение зимнего периода происходили интенсивные подвижки более старого (по возрасту) массива дрейфующего льда.

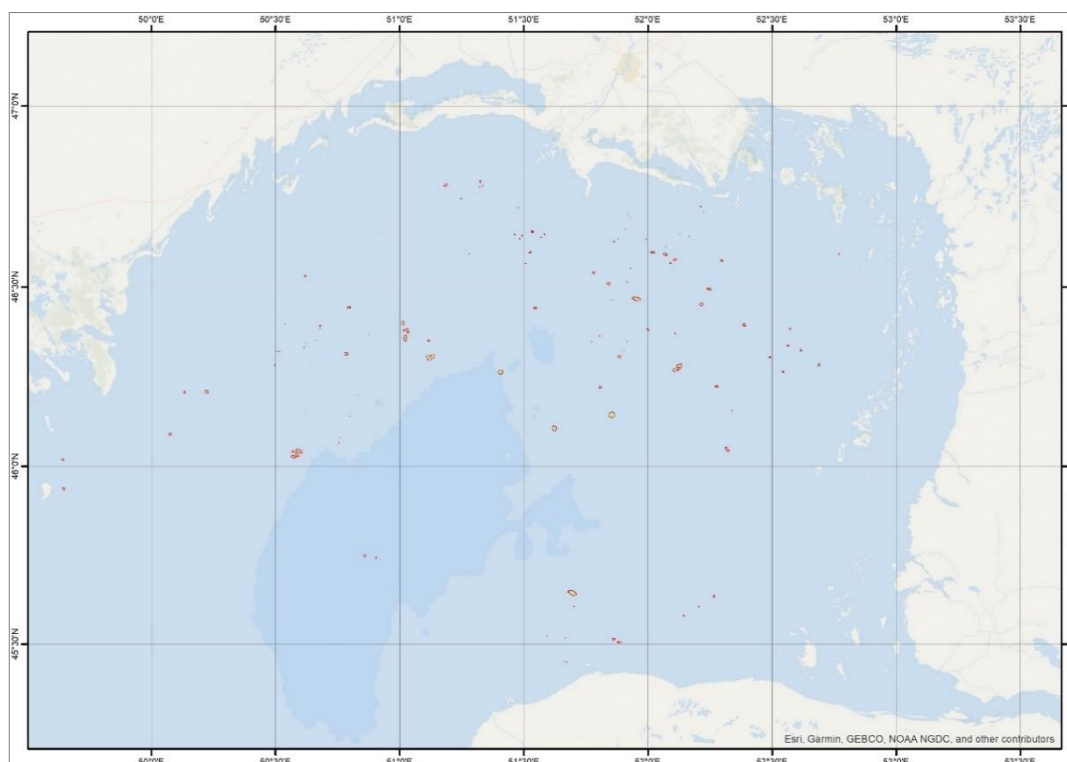


Рис. 36. Спутниковый мониторинг стамух в северной части Каспийского моря в 2018-2019 гг.

В настоящее время исследование процессов связанных с ледяным покровом Каспийского моря в условиях изменения климатических факторов вызывает наибольший интерес ученых. В последние несколько лет всё большее количество научных работ посвящено изучению меняющегося ледового режима моря [36, 54, 76, 77, 78, 103, 114], опасным ледовым образованиям в Северном Каспии [60, 115, 117, 118, 120], а также процессам воздействия торосистых образований на морское дно (экзарации) [24, 62, 84, 85]. Особенно стоит отметить возрастающую роль дистанционных методов наблюдений за ледяным покровом Каспийского моря, которые имеют наибольшую перспективу в будущем.



## Заключение

При выполнении данной диссертационной работы получены следующие результаты и выводы:

1. Усовершенствованы методики построения ледовых карт Каспийского моря на опыте применения данных современных космических аппаратов и новой бортовой аппаратуры, в том числе высокого пространственного разрешения. Показано преимущество использования высокодетальных спутниковых изображений для картографирования ряда характеристик ледяного покрова.
2. Подготовлено методическое пособие по созданию карт морского ледяного покрова на основе спутниковых данных оптического, инфракрасного и микроволнового диапазонов. Центральной методической комиссией по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам Росгидромета пособие рекомендовано для использования в практике работы учреждений и НИУ Росгидромета (Решение №140-08930/20и от 23.11.2020 г.).
3. Разработана и внедрена в практику технология обработки разнородных (по спектральным диапазонам и пространственному разрешению) и разновременных спутниковых данных для оперативного картирования в многофункциональной программной среде «PlanetaMultiSat».
4. На основе ледовых карт Каспийского моря, построенных автором за период 2004-2021 гг. определена повторяемость еженедельных значений площади, занятой неподвижным (припаем) и дрейфующим льдом.
5. Исследованы сезонные и межгодовые изменения ледовитости Каспийского моря за период 2004-2021 гг. Выявлена значительная изменчивость ледовитости, как в течение холодного периода, так и от года к году. Отмечено, что в период 2004-2010 гг. ледовитость достигала максимальных значений между 1-й и 2-й декадами января. В

последующие годы максимум ледовитости все чаще стал приходиться на первые две декады февраля, что связано с увеличением количества дней с циклональным характером циркуляции атмосферы в январе. С 2016 г. прослеживается уменьшение влияния на рассматриваемый регион отрога Сибирского антициклона, что сказывается на развитии ледяного покрова Каспийского моря и вызвано изменяющимися климатическими условиями.

6. Получена пространственно-временная изменчивость характеристик припая и дрейфующего льда при разных синоптических ситуациях, как индикаторов климатических изменений. Отмечено существенное сокращение площади припайного льда в последнее десятилетие.
7. Выполнен анализ синоптических процессов, при которых происходило более позднее начало ледообразования в северной части Каспийского моря. В период 2009-2018 гг. (за исключением ледовых сезонов 2011-2012, 2014-2015, 2016-2017 гг.) ледообразование начиналось в 1-й, 2-й декадах декабря, что значительно позже среднемноголетних значений. Процессы таяния ледяного покрова в марте стали протекать значительно быстрее, что связано с увеличением влияния антициклонального характера погоды и более интенсивного прогрева подстилающей поверхности.
8. Установлено, что в последние годы фиксируется большее количество стамух, а также увеличиваются их размеры и акватория распространения.

## Список литературы

1. Алисов Б.П. Климат СССР. – М.: Изд-во МГУ, 1956. -127 с.
2. Архангельский В.Л., Полянская Е.К. Роль циркуляции атмосферы в формировании климата Нижнего Поволжья // Вест. МГУ. 1970. №6. С. 82-87.
3. Асмус В.В., Василенко Е.В., Затыгалова В.В., Иванова Н.П., Кровотынцев В.А., Максимов А.А., Тренина И.С. Космический мониторинг ледяного покрова и состояния водной среды Каспийского моря // Метеорология и гидрология. 2018. № 10. С. 81-95.
4. Асмус В.В., Волгутов Р.В., Дерюгина В.В., Кровотынцев В.А., Максимов А.А., Милехин О.Е., Тренина И.С. Использование космических средств и технологий для решения гидрометеорологических задач в Арктике // Метеорология и гидрология. 2019. № 4. С. 54-69.
5. Асмус В.В., Волгутов Р.В., Дерюгина В.В., Кровотынцев В.А., Максимов А.А., Милехин О.Е., Тренина И.С. Применение геоинформационных технологий для решения гидрологических и ледовых задач на основе спутниковых и наземных данных // Материалы VIII Международной научно-практической конференции «Актуальные вопросы геодезии и геоинформационных систем», Татарский нефтегазохимический форум, г. Казань. 2019. С. 61-67.
6. Асмус В.В., Калашников А.В., Крамарева Л.С., Максимов А.А., Милехин О.Е. Применение космической подсистемы наблюдений Росгидромета для оперативного гидрометеорологического обеспечения и мониторинга окружающей среды // Материалы Семнадцатой Всероссийской открытой ежегодной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», Москва, ИКИ РАН, 2019. С. 1.
7. Асмус В.В., Кровотынцев В.А., Макриденко Л.А., Милехин О.Е. Использование многолетних спутниковых и наземных данных для

- картирования ледяного покрова в проливе Невельского. // Исследование Земли из космоса. 2003. №4. С. 1-9.
8. Асмус В.В., Кровотынцев В.А., Пяткин В.П. Программные технологии в космическом мониторинге ледяного покрова Арктики. // Журнал Сибирского федерального университета. Техника и технологии. 2015. Т.8. №6. С. 680-689.
9. Асмус В.В., Милехин О.Е., Кровотынцев В.А., Селиванов А.С. Использование радиолокационных данных ИСЗ серии «Океан» для решения задач гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды. // Исследование Земли из космоса. 2002. №3. С. 63-70.
10. Астафьев В.Н., Сурков Г.А., Трусков П.А. Торосы и стамухи Охотского моря СПб : Прогресс-Погода, 1997. -197 с.
11. Атлас ледяных образований. Под общей редакцией В.М. Смоляницкого – СПб.: АНИИ, 2019. -232 с., ил.
12. Болгов М.В., Красножон Г.Ф., Любушин А.А. Каспийское море: экстремальные гидрологические события. М.: Наука, 2007. -381 с.
13. Бородачев В.Е., Шильников В.И. История ледовой авиационной разведки. – СПб.: Гидрометеиздат, 2002. -441 с.
14. Бурцев А.И., Кровотынцев В.А., Назиров М., Никитин П.А., Спиридонов Ю.Г. Радиолокационные карты Арктики и Антарктиды по данным ИСЗ «Космос-1500» и предварительные результаты из анализа. // Исследование Земли из космоса. 1985. №3. С. 54-63.
15. Бухарицин П.И., Болдырев Б.Ю., Андреев А.Н. Роль гидрометеорологических факторов, влияющих на безопасность мореплавания в Каспийском море // Проблемы и перспективы современной науки. 2009. Т. 2. Вып.1. С. 57-60.
16. Бухарицин П.И., Болдырев Б.Ю., Новиков В.И. Система гидрометобеспечения безопасности мореплавания на Каспии. Из-во Palmarium Academic Publishing, 2015. -328 с.

17. Бухарицин П.И. Сравнительные характеристики многолетней изменчивости ледяного покрова северной части Каспийского и Азовского морей // Вестник АГТУ: сб. науч. Тр. – Астрахань: Изд-во ФГТУ. 2008. С. 207-213. (Экология).
18. Бухарицин П. И. Опасные гидрологические явления на Северном Каспии // Водные ресурсы. 1994. Т.21. №4-5. С. 444-452.
19. Бухарицин П. И. Особенности процессов торошения ледяного покрова северной части Каспийского моря // Водные ресурсы 1984. № 6. С. 115-123.
20. Бухарицин П.И Ледовый режим низовьев Волги и северной части Каспийского моря // Труды научного конгресса Международного промышленного форума «Великие реки» 2015”, 19-22 мая 2015 г., Нижний-Новгород. Нижний-Новгород: ННГАСУ, 2015. Т. 1. С. 360 – 379.
21. Бухарицин П.И. Ледовые условия на Северном Каспии // Южно-российский вестник геологии, географии и глобальной энергии. 2006. № 5. С. 64-67.
22. Бухарицин П.И., Васянин М.Ф., Калиниченко Л.А. Метод краткосрочного прогноза положения кромки сплоченных льдов на Северном Каспии // Метеорология и гидрология. 1992. №4. С. 74-81.
23. Бухарицин П.И. Использование снимков ИСЗ «Метеор» для изучения ледовой обстановки на Северном Каспии // Тр. ГМЦ. 1983. Вып. 255. С. 70-75.
24. Бухарицин П.И., Огородов С.А., Архипов В.В. Воздействие ледяных образований на дно Северного Каспия в условиях колебаний уровня и ледовитости // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2015. № 2. С. 101-108.
25. Бухарицин П.И. Исследование каспийских льдов. Из-во Palmarium Academic Publishing, 2019. -122 с.
26. Бушуев А.В. Волков Н.А. Лоцилов В.С. Атлас ледовых образований. Л. Гидрометеоиздат, 1974. -140 с.

27. Бушуев А.В. Новиков Ю.Р. Методические указания по вопросам обработки и использования спутниковой ледовой информации. Л. Репр. ААНИИ. 1974. -34 с.
28. Бушуев А.В., Волков Н.А. Номенклатура морских льдов, условные обозначения для ледовых карт, - Л.: Гидрометеиздат, 1974. -87 с.
29. Бушуев А.В., Лоцилов В.С. Точность авианаблюдений и картирования морских льдов // Труды ААНИИ. 1967. Т. 257. С. 84 – 92.
30. Валлер Ф.И. Некоторые черты ледового режима северной части Каспийского моря // Сб. работ Астраханского ГМО. 1970. Вып. 1. С. 112-131.
31. Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря. Моделирование и прогноз (научно-методическое пособие) / Под редакцией Нестерова Е.С. – М.: Триада лтд, 2016. -378 с.
32. Волгутов Р.В., Кровотынцев В.А., Максимов А.А., Тренина И.С. Методическое пособие по созданию карт морского ледяного покрова на основе спутниковых данных оптического, инфракрасного и микроволнового диапазонов в многофункциональной программной среде “PlanetaMultiSat”. В сб.: Результаты испытаний новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. Информационный сборник № 48. Под ред. А.А. Алексеевой. – М., Гидрометцентр России, 2021, С. 89-95.
33. Волгутов Р.В., Максимов А.А., Маслова Н.А. Особенности картирования ледовой обстановки в акваториях арктических морей по спутниковой информации, включая данные ИСЗ «Метеор-М» №1 // Материалы конференции молодых специалистов, посвященной 50-летию «НПО «Тайфун», г. Обнинск, 2010 г., С. 35-36.
34. Волгутов Р.В., Максимов А.А. Обзор ледового и синоптического сезона Охотского моря в 2018-2019 гг. // Материалы Семнадцатой Всероссийской открытой ежегодной конференции «Современные

проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», Москва, ИКИ РАН. 2019. С. 271.

35. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Каспийское море. Гидрометеорологические условия – СПб: Гидрометиздат, 1992. Т. 6. Вып. 1. -360 с.
36. Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Серых И.В., Лебедев С.А. Климатические изменения гидрометеорологических параметров Каспийского моря (1980–2020) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. №5. С. 277–291.
37. Глушков В.М., Конторов С.Е., Лоцилов В.С., Никольский С.С., Чубаков К.Н., Шевелев М.И. Новое средство получения ледовой информации // Морской флот. 1970. №9. С. 37-38.
38. 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
39. Думанская И.О. Ледовые условия морей европейской части России. – М.; Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2014. -608 с.
40. Думанская И.О. Ледовые условия морей азиатской части России. – М.; Обнинск: ИГ–СОЦИН, 2017. -640 с.
41. Думанская И.О. О методике долгосрочного прогноза ледовых условий на европейских морях России. // Метеорология и гидрология. М.: 2011. № 11. С. 64–77
42. Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане. URL: <http://esimo.ru/portal/auth/portal/esimo-user/main>
43. Затыгалова В.В., Василенко Е.В., Волгутов В.В., Кровотынцев В.А., Максимов А.А., Тренина И.С. Веб-картографический сервис комплексированной спутниковой информационной продукции о гидрометеорологической и ледовой обстановке в замерзающих морях

России //Материалы XIV Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», г. Москва, ИКИ РАН, 2016. С. 78.

44. Зубов Н.Н. Льды Арктики. – М.: Изд. Главсерморпути, 1943. -360 с.
45. Ивкина Н.И., Наурозбаева Ж.К. Изменение характеристик ледового режима казахстанской части Каспийского моря в связи с изменением климата // Гидрометеорология и экология. 2015. № 2 (77). С. 28–35.
46. Ивкина Н.И., Султанов Н.К. Особенности ледообразования в северо-восточной части Каспийского моря // Экология. 2012. № 4. С. 42–51.
47. Исследование ледяного покрова с помощью радиолокационных станций бокового обзора (РЛС БО). Методическое пособие. Сост. Бушуев, А.В., Быченков Ю.Д., Лоцилов В.С. Масанов А.Д. Ленинград, ААНИИ, 1983. -120 с.
48. Исследование распределения и динамики морских льдов по телевизионным снимкам ИСЗ» Метеор». Времен. INSTR. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. -132 с.
49. Караев В.Ю., Панфилова М.А., Мешков Е.М., Баландина Г.Н., Андреева З.В., Максимов А.А. Использование данных двухчастотного дождевого радиолокатора для мониторинга формирования и разрушения ледяного покрова на озере Байкал в осенне-зимний период 2015-2016 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. №1. С. 206-220.
50. Кровотынцев В.А., Милехин О.Е. Характеристики радиолокационного обратного рассеяния морских льдов Арктики по данным ИСЗ «Океан-О1» // Исследование Земли из космоса. №2. 1998. С. 68-80.
51. Кровотынцев В.А., Тренина И.С., Волгутов Р.В., Максимов А.А., Маслова Н.А. Информационная продукция спутникового мониторинга полярных акваторий Земли и замерзающих морей России // Метеоспектр. №2. 2014. С. 89-98.



52. Кровотынцев В.А., Тренина И.С. Информационная продукция спутникового мониторинга арктических акваторий. / В сб.: Применение космических технологий для развития арктических регионов: сборник материалов Всероссийской конференции с международным участием. – Архангельск, САФУ им. М.В. Ломоносова. 2014. С. 111-119.
53. Кровотынцев В.А., Григорьева О.Н., Елисеев Н.В., Иванова Н.П., Синюрин Ю.Н., Тренина И.С. Исследование пространственно-временных характеристик морского льда в проливе Невельского на основе использования многолетних спутниковых, авиационных и наземных данных. /В сб.: «Вопросы обработки и интерпретации данных дистанционного зондирования Земли», Труды НИЦ «Планета» №1 (46), С-Пб, Гидрометеиздат, 2005 г., С. 187-195.
54. Лаврова О.Ю., Костяной А.Г. Спутниковый мониторинг ледяного покрова в Каспийском море в 21 веке // Материалы 17-й Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», ИКИ РАН, Москва. 2019, С. 288
55. Лебедев Л.И., Маев Е.Г., Бордовский О.К., Кулакова Л.С. Осадки Каспийского моря. – М.: Наука, 1973. – 119 с.
56. Леонов А.К. Региональная океанография. Ч1. Берингово, Охотское, Японское, Каспийское и Черное моря. – М.: Гидрометеиздат, 1960.
57. Лобанов В.А., Наурозбаева Ж.К. Климатические изменения толщины льда на северном Каспии // Учен. зап. РГГМУ. 2018. № 53. С. 172.
58. Лобанов В.А., Наурозбаева Ж.К. О возможных изменениях толщины морского льда в Каспийском море в текущем столетии // Гидрометеорология и экология. 2021. № 62. С. 75–94.
59. Лоция Каспийского моря / Гидрогр. отд. УМС РККА. - Ленинград: изд. и картотип. Гидрогр. отд. УМС РККА, 1935. -266 с.
60. Магаева А.А., Огородов С.А., Мазнев С.В., Яицкая Н.А., Верняев С., Сигитов А., Кадранов Е. Ледяные торосистые образования Северного Каспия в условиях колебания уровня и ледовитости // Закономерности

формирования и воздействия морских, атмосферных опасных явлений и катастроф на прибрежную зону РФ в условиях глобальных климатических и индустриальных вызовов (Опасные явления – II): материалы II Международной научной конференции. – ЮНЦ РАН Ростов-на-Дону, 2020. С.177-181.

61. Магаева А.А., Яицкая Н.А. Типизация зим северной части Каспийского моря по степени суровости // Экология. Экономика. Информатика. Сборник статей: в 2-х т. Т. 1: Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем. Выпуск 2 – Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, 2017. С.276 – 282
62. Мазнев С.В. Ледово-экзарационный рельеф на дне Аральского и Каспийского морей. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук. – М.: МГУ, 2021. – 22 с.
63. Максимов А.А. Особенности обнаружения и мониторинга стамух в Каспийском море по спутниковой информации высокого и среднего разрешения // Материалы международной научно-практической конференции «Обеспечение гидрометеорологической и экологической безопасности морской деятельности», г. Астрахань, 2015. С. 127-129.
64. Максимов А.А. Особенности построения карт ледовой обстановки в векторном формате в многофункциональной среде “PlanetaMultiSat” // Состояние арктических морей и территорий в условиях изменения климата: сб. тезисов Всероссийской конференции с международным участием. – Архангельск: ИД САФУ, 2014. С. 69-70.
65. Максимов А.А. Спутниковый мониторинг опасных ледовых явлений по данным высокого пространственного разрешения // Сборник тезисов докладов Восьмой международной научно-технической конференции «Актуальные проблемы создания космических систем дистанционного зондирования Земли», Москва, АО «Корпорация ВНИИЭМ», 2020. С. 56-57.

66. Максимов А.А., Бухаров М.В., Кровотынцев В.А., Тренина И.С. Сравнение полей разрежения и сжатия морского льда по измерениям спутниковыми радиометрами MODIS и МТВЗА-ГЯ // Материалы Всероссийской открытой ежегодной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» г. Москва, ИКИ РАН, 2015. С. 286.
67. Максимов А.А., Тренина И.С. Мониторинг ледяного покрова Каспийского моря по спутниковой информации // Материалы докладов II Всероссийской конференции молодых ученых «Комплексные Исследования Мирового Океана» (КИМО-2017), ИО РАН, г. Москва, 2017. С. 162-163.
68. Максимов А.А., Тренина И.С. Использование спутниковой информации для мониторинга ледовой обстановки и опасных ледовых явлений // Сборник докладов школы-семинара «Современные методы дистанционных исследований и прогноза параметров среды в Арктике» г. Таруса, 2015. С. 24-25.
69. Максимов А.А., Тренина И.С. Применение спутниковых данных высокого пространственного разрешения для обнаружения и мониторинга опасных ледовых явлений // Материалы Восемнадцатой Всероссийской открытой ежегодной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», Москва, ИКИ РАН, 2020. С. 226.
70. Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов. Под ред. д-ра геогр. наук Б.А.Крутских. - Ленинград, Гидрометеиздат, 1984. -56 с.
71. Методические рекомендации по использованию спутниковой информации для оценки ледовой обстановки на реках, водохранилищах и озерах. – Ленинград, Гидрометеиздат, 1987. -94 с.
72. Миронов Е.У., Гузенко Р.Б., Порубаев В.С., Харитонов В.В., Корнишин К.А., Ефимов Я.О. Морфометрия и внутренняя структура стамух в

- замерзающих морях России // Метеорология и гидрология. 2020. №4. С. 62-73.
73. Миронов Е.У., Смирнов В.Н., Никитин В.А., Порубаев В.С. Основные результаты пятилетних ледовых исследований для обеспечения проектирования объектов обустройства нефтегазовых месторождений в северо-западной части Каспийского моря // Труды 7-й международной конференции РАО'05, 13-15 сентября 2005, Санкт-Петербург, С. 293-298.
74. Морской лед. Справочное пособие. Под ред. И.Е.Фролова – СПб, Гидрометеиздат, 1997. -402с.
75. Наблюдения за ледовой обстановкой. Учебное пособие. Под ред. Миронова Е.У. – СПб: ГНЦ РФ «ААНИИ», 2009. – 359 с.
76. Наурызбаева Ж.К., Лобанов В.А. Методика краткосрочного прогнозирования нарастания толщины льда в северо-восточном секторе Каспийского моря // Географический вестник. 2020. № 3 (54). С. 82-98.
77. 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.
78. Непоменко Л.Ф., Попова Н.В., Зубанов С.А., Островская Е.В. Ледовые условия западной части Северного Каспия в современный период // Астраханский вестник экологического образования. 2020. Т. 60. №6. С. 4-17.
79. Нестеров Е.С., Жупанов В.Д., Федоренко А.В. Моделирование характеристик ледяного покрова Каспийского моря на основе модели CICE // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2022. №1 (383). С. 57-70
80. Новиков В.И., Бухарицин П.И. Особенности работы портов и портовых комплексов Астраханской области в условиях зимней навигации // Проблемы и перспективы современной науки. 2009. Вып.1. С. 136-140.

81. Номенклатура ВМО по морскому льду. Том I – Терминология. Том II – Иллюстрированный словарь. Том III – Международная система символов. WMO/ОММ/ВМО - Но.259. Секретариат ВМО, Женева, 1970 – 2004.
82. Номенклатура морских льдов. Условные обозначения для ледовых карт. – Л: Гидрометеиздат, 1974. – 86 с.
83. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны – М.: Издательство Московского университета, 2011. – 173 с.
84. Огородов С.А., Архипов В.В. Экзарация дна Каспийского моря ледяными торосистыми образованиями // Доклады Академии наук. 2010. Т. 432. № 3. С. 403–407.
85. Огородов С.А., Мазнев С.В., Бухарицин П.И. Ледово-экзарационный рельеф на дне Каспийского и Аральского морей // Известия Русского географического общества. 2019. Т. 151. №2. С. 35-50. DOI 10.31857/S0869-6071151235-50
86. Опасные ледовые явления для судоходства в Арктике (монография) / Под редакцией доктора географических наук Миронова Е.У. – СПб.: ФГБУ «ААНИИ», 2010. –319 с.
87. Официальный сайт Координационного комитета по гидрометеорологии Каспийского моря (КАСПКОМ). URL:<http://www.caspcom.com/index.php?razd=main&lang=1>
88. Официальный сайт Гидрометцентра России. Основные погодно-климатические особенности 2012-го года в северном полушарии Земли. URL: <https://meteoinfo.ru/2012/6522--2012-?>
89. Полянская Е.А. Синоптические процессы и явления погоды Нижнего Поволжья. – Саратов: Изд. Саратовского университета, 1968. – 206 с.
90. Применение спутниковой информации для решения задач в области гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды (справочное пособие) / Под ред. В.В. Асмуса. М.: НИЦ «Планета», 2020, 68 с.

91. Радиолокация поверхности Земли из космоса. Л.: Гидрометеоздат. 1990. -200 с.
92. Руководство по производству ледовой авиаразведки. Под ред. Н.А. Волкова, Ленинград, Гидрометеоздат, 1981. -240 с.
93. Руководство по приборам и методам наблюдений. Т.IV – Космические наблюдения. ВМО. №8. 2018. -265 с.
94. Свальнов В.Н., Алексеева Т.Н., Газенко О.А. Современные осадки Северного Каспия и дельты реки Волги // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 123–135.
95. Смирнов В.Г., Асмус В.В., Бычкова И.А., Кровотынцев В.А., Тренина И.С., Захваткина Н.Ю. Спутниковые методы изучения морского ледяного покрова российской Арктики: 55 лет применения, опыт и перспективы. // Метеорология и гидрология. 2021. №12. С. 102-113.
96. Смирнов В.Г., Бычкова И.А., Захваткина Н.Ю., Миронов Е.У., Клячкин С.В. Мониторинг опасных ледовых явлений с использованием спутниковой информации и модельных расчетов. // Метеорология и гидрология. 2019. №11. С. 56-70.
97. Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей. Под ред. В.Г. Смирнова. СПб: ААНИИ, 2011. – 239 с.
98. Спутниковый мониторинг ледяного покрова арктических морей. Методическое пособие. Под ред.: В.Г. Смирнова. – СПб, ААНИИ, 2020. - 82 с.
99. Успенский А.Б., Аникеева Л.А., Бухаров М.В., Егорова И.Р., Кровотынцев В.А., Хохлова Н.В. Спутниковые методы гидрометеорологических наблюдений и исследований. / В кн.: Очерки по истории гидрометеорологической службы России. Т.3. книга I. СПб.: Гидрометиздат. 2005. С. 278-309.

100. Устьевая область Волги: гидролого-морфологические процессы, режим загрязняющих веществ и влияние колебаний уровня Каспийского моря. – М.: ГЕОС, 1998. – 2060 с.
101. Федоренко А.В. Исследование сезонных и внутривековых колебаний основных ледовых параметров на южных морях (Азовское и Каспийское) // Труды ГОИН. 2011. №213. С. 15-25.
102. Фролов А.В., Асмус В.В., Землянов И.В., Зильберштейн О.И., Кровотынцев В.А., Мартыщенко В.А., Миронов Е.У. Комплексные исследования гидрометеорологической и ледовой обстановки в северо-западной части шельфа Каспийского моря на основе данных спутниковых и экспедиционных наблюдений и модельных расчетов. // Метеорология и гидрология. 2009. №3. С. 20-34.
103. Яицкая Н.А., Магаева А.А. Ледовый режим Северного Каспия // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2020. №6. С. 63-72.
104. Agnew T., Howel S. The use of operational ice charts for evaluating passive microwave ice concentration data// Atmosphere–Ocean. 2003. V. 41(4). P. 317–331.
105. Andersen, S., Tonboe, R., Kaleschke, L., Heygster, G., Pedersen, L.T. Intercomparison of passive microwave sea ice concentration retrievals over the high-concentration Arctic sea ice //J. Geophys. Res.V. 112, 2007. C08004. doi:10.1029/2006JC003543.
106. A vector archive format for sea ice charts. JCOMM Technical Report No. 24. WMO/TD, 2004 – No.1214.
107. Ice chart colour code standard. JCOMM Technical Report No. 24. WMO/TD, 2004 – No.1215.
108. Johannessen O.M., Alexandrov V., Frolov I., Bobylev L., Sandven S., Miles M., Pettersson L., Kloster K., Smirnov V., Mironov Y., Babich N. Remote Sensing of Sea Ice in the Northern Sea Route: Studies and Applications. Chichester, UK.: Springer-Praxis, 2007. 572 pp.
109. LLP ICEMAN.KZ. URL: <https://iceman.kz/>

110. Karaev V.Yu., Panfilova M.A., Meshkov E.M., Balandina G.N., Andreeva Z.V., Maksimov A.A. Application of Dual-Frequency Precipitation Radar for Ice Cover Observation by the Example of the Lake Baikal // Материалы докладов The Eighth Asia/Oceania Meteorological Satellite Users` Conference (AOMSUC-8), Россия, г. Владивосток, 2017 г. [Электронный ресурс] URL:[http://aomsuc8.ntsomz.ru/wp-content/uploads/2017/08/P-45\\_Karaev.pdf](http://aomsuc8.ntsomz.ru/wp-content/uploads/2017/08/P-45_Karaev.pdf)).
111. Kouraev A.V., Papa F., Mognard N.M., Buharizin P.I., Cazenave A., Cretaux J.-F., Dozortseva J., Remy F. Sea ice cover in the Caspian and Aral Seas from historical and satellite data. *Journal of Marine Systems*. Volume 47, Issues 1-4. 2004. P. 89–100
112. Kouraev A.V., Papa F., Mognard N.M., Buharizin P.I., Cazenave A., Cretaux J.-F., Dozortseva J., Remy F. Synergy of Active and Passive Satellite Microwave Data for the Study of First-Year Sea Ice in the Caspian and Aral Seas // *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*. 2004. V. 42. No. 10. P. 2170-2176.
113. Krovotyntsev V.A., Maksimov A.A., Trenina I.S., Volgutov R.V., Zatyagalova V.V. Satellite application for sea ice cover monitoring of the Far Eastern region //Материалы докладов The Eighth Asia/Oceania Meteorological Satellite Users` Conference (AOMSUC-8), г. Владивосток, 2017 г., [Электронный ресурс] URL:[http://aomsuc8.ntsomz.ru/wp-content/uploads/2017/08/P-35\\_Zatyagalova.pdf](http://aomsuc8.ntsomz.ru/wp-content/uploads/2017/08/P-35_Zatyagalova.pdf)
114. Lavrova O. Yu., Kostianoy A. G., Mityagina M. I., Strochkov A. Ya., Bocharova T. Yu. Remote sensing of sea ice in the Caspian Sea // *Proc. SPIE*. 2019 V. 11150 Remote Sensing of the Ocean, Sea ice, Coastal Waters, and Large Water Regions. Art. No. 111500Q. <https://doi.org/10.1117/12.2532136>.
115. McKenna R., McGonigal D., Stuckey P., Crocker G., Marcellus B., Croasdale K., Verlaan P., Abuova A., 2011. Modelling of ice rubble accumulations in the North Caspian Sea. *Proceedings of the 21st International Conference on POAC*,



POAC11-003.

116. Mironov Ye.U., Porubaev V.S. Structural peculiarities of ice features of the offshore of the Caspian Sea, the Sea of Okhotsk and the Pechora Sea. // Proc. of the 18th Int. Conf. on Port and Ocean Eng. under Arctic Conditions. (POAC). – Potsdam, New York, 2005. V. 2. P. 483–492.
117. Nilsen R, Verlaan P., 2011. The North Caspian Sea Ice Conditions and how Key Ice Data is Gathered. Proceedings of the 21st International Conference on POAC, POAC11-003.
118. Parr G., Fuglem M., Jordaan I., Verlaan P. Stamukha Pits – Input Characteristics for Design of Pipelines in the Caspian Sea. Proceedings of the 22nd International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. – Espoo, Finland, 2013.
119. Sandven S., Johannessen O. M. Sea ice monitoring by remote sensing / In: remote sensing of the marine environment. J.Gover, ed. Manual of Remote Sensing. Third ed. V.6. 2006. P. 241-283.
120. Sigitov A., Kadranov Y., Vernyayev S. Analysis of Stamukhi Distribution in the Caspian Sea // Proceedings of the International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, POAC.– Delft, the Netherlands, 2019. P. 1-14.
121. Spreen G., Kaleschke, Heygster G. Sea ice remote sensing using AMSR 89-GHz channels // J. Geoph. Res. 2007. V. 113. C02S03, doi: 10.1029/2005JC003384.
122. Tonboe R.T., Pedersen L.T., Haas C. Simulation of the satellite radar altimeter sea ice thickness retrieval uncertainty // The Cryosphere Discuss. 2009. No. 3. P. 513–559.
123. Swan A. M., Long D. G. Multiyear arctic sea ice classification using QuikSCAT // IEEE Trans. Geosciences Remote Sensing. 2012. Vol. 50. P. 3317–3326.
124. Temimi M., Ghedira H., Khanbilvardi R., Smith K., Romanov P. Sea-ice monitoring over the Caspian Sea using geostationary satellite data. International journal of remote sensing. T. 32. №: 6. 2011. P 1575-1593 Taylor

& Francis

125. Wiebe H., Heygster G., Markus T. Comparison of the ASI ice concentration algorithm with Landsat-7 ETM+ and SAR imagery//IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2009. V. 47, No. 9. P. 3008–3015.
126. Yaitskaya N., Lychagina Yu., Berdnikov S. The ice conditions study of the Caspian Sea during the winter periods 2008-2010 using satellite monitoring data and geographical information system // Fresenius Environmental Bulletin. 2014. V. 23, No 11. P. 2771-2777.
127. Zakhvatkina N., Smirnov V., and Bychkova I. Satellite SAR data-based sea ice classification: An overview. – Geosciences, 2019, vol. 9, No.4,152; doi: 10.3390/geosciences9040152

## Приложение

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



## СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

№ 2019618940

Программа для скачивания данных морских береговых станций из базы данных ФГБУ «Гидрометцентр России» с последующей конвертацией элементов БД согласно коду КН-02 SEA

Правообладатель: **Федеральное государственное бюджетное учреждение «Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета» (RU)**

Авторы: **Василенко Евгений Валерьевич (RU), Волгутов Роман Валериевич (RU), Максимов Артем Алексеевич (RU)**

Заявка № 2019617595

Дата поступления 26 июня 2019 г.

Дата государственной регистрации

в Реестре программ для ЭВМ 08 июля 2019 г.



Руководитель Федеральной службы  
по интеллектуальной собственности

 Г.П. Ивлиев



РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



## СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

№ 2019662823

**Программа автоматического формирования  
крупномасштабной береговой линии российских морей при  
создании ледовых карт в векторном формате Sigrid-3**

Правообладатель: **Федеральное государственное бюджетное  
учреждение «Научно-исследовательский центр космической  
гидрометеорологии «Планета» (RU)**

Авторы: **Дерюгина Виктория Владимировна (RU), Волгутов Роман  
Валериевич (RU), Максимов Артем Алексеевич (RU)**

Заявка № **2019661476**

Дата поступления **18 сентября 2019 г.**

Дата государственной регистрации

в Реестре программ для ЭВМ **03 октября 2019 г.**

Руководитель Федеральной службы  
по интеллектуальной собственности

 **Г.П. Ивлиев**





УТВЕРЖДАЮ  
Начальник ФГБУ «Северное УГМС»  
Р.В. Ершов

«28» \_\_\_\_\_ 2021г.

АКТ

о введении в эксплуатацию программного комплекса многофункциональной интерактивной обработки спутниковых данных, принимаемых двухчастотными станциями нового поколения (ПК PlanetaMultiSat)

28.04.2021

г. Архангельск

Комиссия в составе:

Председатель комиссии:

Начальник ЦСиИТ

Елсаков А.В.

Члены комиссии:

Зам. начальника ЦСиИТ

Приказчикова В.В.

Начальник ОИТ ЦСиИТ

Клюшанова Е.С.

Начальник ГМЦ

Цыплакова Л.В.

Начальник ОРМГП ГМЦ

Белихина Н.В.

Ведущий океанолог ОРМГП ГМЦ

Евдокимова И.О.

Океанолог ОРМГП ГМЦ

Золотопуп А.Н.

составила акт о нижеследующем:

В период с 29.03.2021 по 28.04.2021 в отделе речных и морских гидрологических прогнозов ГМЦ в ФГБУ «Северное УГМС» проводилась опытная эксплуатация новой версии ПК PlanetaMultiSat (v.1.0.3.3), разработанного ФГБУ «НИЦ «Планета». Предыдущая версия ПК PlanetaMultiSat (v.1.0.3.2) функционировала с 2013 года.

1. Выполнены следующие мероприятия:
  - установка ПК PlanetaMultiSat (v.1.0.3.3) в отделе речных и морских гидрологических прогнозов ГМЦ;
  - ознакомление с «Методическим пособием по созданию карт морского ледяного покрова на основе спутниковых данных оптического, инфракрасного и микроволнового диапазона в ПК «PlanetaMultiSat»;
  - создание карты ледовой обстановки в Белом море.
2. Комиссии представлены следующие материалы:
  - дистрибутив ПК PlanetaMultiSat (v.1.0.3.3);
  - «Методическое пособие по созданию карт морского ледяного покрова на основе спутниковых данных оптического, инфракрасного и микроволнового диапазонов в ПК PlanetaMultiSat»;
  - Руководство оператора;
  - технологические инструкции;
  - методические указания.



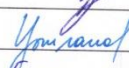

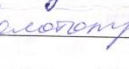


3. Рассмотрев представленные материалы, комиссия признала, что ПК PlanetaMultiSat обеспечивает построение ледовых карт по спутниковым данным, в том числе в векторном формате, и сочла считать внедренным в эксплуатацию в ОРМГП ГМЦ в ФГБУ «Северное УГМС» (Таблица).

Таблица

Содержание замечаний и предложений	Рекомендации комиссии
	1. Считать внедренным в эксплуатацию в ФГБУ «Северное УГМС» с 28.04.2021. 2. Принять в ФоПС ОИТ ФГБУ «Северное УГМС». 3. Направить Акт от 28.04.2021 по результатам внедрения в ФГБУ «НИЦ «Планета».

Председатель комиссии: \_\_\_\_\_

Члены комиссии: \_\_\_\_\_

  
 \_\_\_\_\_ А.В. Елсаков  
  
 \_\_\_\_\_ В.В. Приказчикова  
  
 \_\_\_\_\_ Е.С. Ключанова  
  
 \_\_\_\_\_ Л.В. Цыплакова  
  
 \_\_\_\_\_ Н.В. Белихина  
  
 \_\_\_\_\_ И.О. Евдокимова  
  
 \_\_\_\_\_ А.Н. Золотопуп