

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

СПУТНИКОВЫЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА МОРЕЙ

*Под редакцией
канд. физ.-мат. наук В.Г.Смирнова*

Санкт-Петербург
ААНИИ
2011

УДК 551.467
ББК 26.221

Рецензент: канд. физ.-мат. наук, доцент В.В.Степанов

В издании систематизированы сведения научно-методического характера, касающиеся различных аспектов дистанционного зондирования ледяного покрова морей. Рассматриваются вопросы предварительной обработки изображений, математические методы, используемые при анализе спутниковых снимков с целью классификации ледяного покрова, практические технологии применения спутниковых данных о ледяном покрове при обеспечении безопасной хозяйственной деятельности на акватории арктических морей. Изложены принципы дистанционного зондирования в различных диапазонах спектра — видимом, инфракрасном, микроволновом.

Особое внимание уделено спутниковым методам, используемым при определении основных характеристик ледяного покрова — сплоченности, возраста, толщины льда, скорости его дрейфа.

Подробно рассмотрены вопросы обнаружения и трассирования с помощью спутниковых средств ледяных образований, потенциально опасных для шельфовых инженерных сооружений и морских транспортных средств. Специальный раздел, основанный на многолетнем опыте ледовых экспертов АНИИ, посвящен визуальным методам дешифрирования ледяного покрова; раздел содержит большое количество иллюстративного материала — аннотированные спутниковые изображения ледяного покрова, фотографии различных видов льда с борта ледокола и вертолета. Подробно изложены вопросы интерпретации спутниковых изображений ледяного покрова на основе применения метода нейронных сетей и байесовской классификации. Показано, как спутниковые изображения могут быть использованы для изучения механики деформирования и разрушения морского ледяного покрова.

Книга предназначена для ледовых экспертов, специалистов в области дешифрирования спутниковых изображений ледяного покрова морей, профессионально занимающихся интерпретацией спутниковых изображений ледяного покрова. Книга может быть использована в качестве учебного пособия в области послевузовского образования: при обучении на профильных курсах ледовых экспертов, для повышения квалификации. Издание рассчитано также на специалистов, занятых обеспечением безопасной хозяйственной деятельности на шельфе арктических и замерзающих морей.

Издание осуществляется на основании Плана издания научно-технической литературы на 2011 год РОСГИДРОМЕТА.

ISBN 978-5-98364-050-4

© ГНЦ РФ Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт, 2011

Оглавление

Предисловие	6
Глава 1. Морской лед как объект исследования	9
1.1. Физические свойства и химический состав воды, снега и морского льда	9
1.1.1. Соленость морской воды	9
1.1.2. Замерзание морской воды	10
1.1.3. Соленость морского льда	11
1.1.4. Аномальные свойства воды	12
1.1.5. Свойства снега	13
1.1.6. Свойства льда	14
1.1.7. Образование ледяного покрова в море	15
1.2. Основные виды морского льда. Международная номенклатура ВМО по морскому льду.....	16
1.3. Ледяной покров полярных областей и морей умеренных широт	22
Список литературы.....	31
Глава 2. Дистанционные методы изучения морского льда	33
2.1. Авиационные наблюдения за ледяным покровом	33
2.1.1. История развития авиационных методов наблюдения за ледяным покровом.....	33
2.1.2. Возможности авиационных методов наблюдения за ледяным покровом.....	40
2.2. Спутниковые методы видимого диапазона	43
2.2.1. Электромагнитный спектр	43
2.2.2. Альбедо	44
2.2.3. Спутниковая аппаратура видимого диапазона.....	46
2.2.4. Спутниковые лазеры видимого диапазона	48
2.3. Спутниковые методы инфракрасного диапазона	49
2.3.1. Законы излучения нагретых тел	49
2.3.2. ИК-радиометрия	51
2.3.3. Спутниковые ИК-радиометры	52
2.3.4. Алгоритмы определения температуры поверхности воды и морского льда по данным ИК-диапазона	55

2.3.5. Особенности измерения ТПМ и ТПЛП с ИСЗ в высоких широтах	59
2.4. Спутниковые методы микроволнового диапазона	61
2.4.1. СВЧ-радиометрия	61
2.4.2. Радиолокация	67
2.4.3. Скаттерометры	85
2.4.4. Спутниковая альтиметрия.....	92
Список литературы.....	97

Глава 3. Характеристики ледяного покрова, определяемые

по данным дистанционного зондирования	103
3.1. Визуальные методы дешифрирования видов льда на спутниковых изображениях.....	103
3.1.1. Основные принципы и признаки дешифрирования	103
3.1.2. Изображение морских льдов в осенне-зимний период	105
3.1.3. Изображение морских льдов в летний период.....	109
3.1.4. Изображение морских льдов в Антарктике.....	110
3.2. Использование математических методов обработки изображений при дешифрировании видов льда по данным РСА	110
3.2.1. Предварительная обработка РСА-изображений	111
3.2.2. Вычисление ко- и кроссполаризационного отношений.....	114
3.2.3. Алгоритмы автоматизированного определения видов морских льдов по спутниковым РСА-изображениям	118
3.2.4. Анализ результатов автоматизированного определения видов морских льдов по РСА-изображениям	129
3.3. Сплоченность ледяного покрова.....	131
3.3.1. Определение сплоченности по данным спутниковых радиолокаторов ...	131
3.3.2. Алгоритмы определения сплоченности по данным СВЧ-радиометров...	135
3.4. Толщина льда	138
3.4.1. Определение толщины морского льда по данным пассивных наблюдений в ИК-диапазоне	138
3.4.2. Определение толщины морского льда по данным пассивных наблюдений в СВЧ-диапазоне.....	140
3.4.3. Определение толщины льда с помощью спутниковых альтиметров.....	143
3.5. Методы оценки дрейфа льда по данным дистанционного зондирования	154
3.6. Механика деформирования и разрушения морского ледяного покрова по аэрофото- и спутниковым изображениям и контактными измерениями	159
3.7. Обнаружение опасных ледяных образований	170
3.7.1. Обнаружение ледяных островов	171
3.7.2. Обнаружение многолетних ледяных полей	172
3.7.3. Обнаружение айсбергов	175
3.7.4. Обнаружение гряды торосов.....	185
3.7.5. Обнаружение стамух.....	186
Список литературы.....	189

Глава 4. Применение спутниковой информации о параметрах морского льда для обеспечения безопасности хозяйственной деятельности на шельфе и в открытой части полярных морей и замерзающих морей умеренных широт	198
4.1. Использование спутниковой информации в интересах судоходства.....	198
4.1.1. Характеристики ледяного покрова, существенно влияющие на безопасность и эффективность судоходства, и их регистрация с помощью ИСЗ.....	198
4.1.2. Технологии составления навигационных рекомендаций с использованием спутниковой информации	201
4.1.3. Опыт практического применения спутниковой информации в обеспечении эффективной навигации.....	206
4.2. Спутниковый экологический мониторинг в полярных районах.....	211
4.3. Спутниковый мониторинг районов эксплуатационных работ на морских месторождениях углеводородного сырья.....	218
Список литературы.....	223
Список сокращений и условных обозначений	226
Приложение. Номенклатура морских льдов	229

Предисловие

Методы спутникового дистанционного зондирования становятся основными методами мониторинга окружающей среды, обеспечивая оперативное получение информации о ее состоянии. Особое значение такие методы приобрели для мониторинга морского ледяного покрова отдаленных замерзающих акваторий, где использование традиционных методов контактных измерений затруднено, а в ряде случаев невозможно.

Последние три десятилетия стали периодом бурного развития спутниковых средств наблюдения за Мировым океаном, включая создание спутниковых радиолокаторов с синтезированной апертурой, позволяющих получать детальную информацию о пространственной структуре ледяного покрова при любых погодных условиях. Значительные результаты достигнуты в области создания методов обработки спутниковых данных и оперативной передачи ледовой информации потребителям.

Спутниковые средства наблюдений играют ключевую роль в национальных ледово-информационных системах, обеспечивая эффективное и безопасное осуществление хозяйственной деятельности на замерзающих акваториях. Так, если экспедиция Арктического института под руководством О.Ю.Шмидта и В.Ю.Визе на ледокольном пароходе «А.Сибиряков» (июль — сентябрь 1932 г.) впервые прошла за одну навигацию от Архангельска до Берингова пролива и далее в Тихий океан, то в августе 2011 г. ФГУП «Атомфлот» с помощью радиолокационной спутниковой информации осуществил ледокольную проводку крупнотоннажного (водоизмещением более 162 тыс. т) танкера «Владимир Тихонов» по трассе Северного морского пути всего за неделю. Более того, современная технология гидрометеорологического обеспечения, в основе которой лежит использование спутниковой информации, позволяет, например, осуществлять в последние пять лет круглогодичное безледокольное плавание судов ОАО «ГМК «Норильский никель» по маршруту Мурманск — Дудинка.

Регулярные спутниковые данные о распределении ледяного покрова в Арктике также обеспечивают получение важной климатической информации: именно спутниковые данные за последние три десятилетия позволили выявить важную тенденцию сокращения общей площади ледяного покрова в Арктике и уменьшения его средней толщины.

Стремительный рост деловой активности на шельфе арктических морей, сопровождающийся увеличением объема перевозок по СМП, в сочетании с повышенным интересом правительственных и общественных организаций к состоянию морского ледяного покрова как индикатора глобальных климатических изменений не только предопределил развитие технической и методической базы спутниковых ледовых наблюдений, но и инициировал возобновление подготовки ледовых экспертов, способных усваивать достаточно сложную для восприятия спутниковую информацию.

Курсы по подготовке ледовых экспертов по интерпретации спутниковой информации после длительного перерыва были проведены в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте (ААНИИ) в 2009 и 2010 гг. при существенной поддержке со стороны компании «Бритиш Петролеум». В то же время, необходимых пособий для обучения квалифицированных специалистов — ледовых экспертов и разработчиков новых технологий обработки спутниковых данных — в настоящее время недостаточно. Это обстоятельство

побудило авторов, представляющих ААНИИ — старейшее в РФ учреждение, более 90 лет занимающееся разработкой и применением контактных и дистанционных средств наблюдений в полярных районах, подготовить специальное пособие для лиц, желающих получить систематизированные сведения о спутниковых ледовых наблюдениях и овладеть основами дешифрирования спутниковых данных о морском ледяном покрове.

Под спутниковыми методами подразумеваются не какие-либо специфические методы, применимые только к спутникам, — речь в пособии пойдет о дистанционных средствах зондирования, выведенных на околоземную орбиту. Тем самым автоматически обеспечивается определенный уровень генерализации объекта наблюдения. Выведя измерительную аппаратуру в космос, мы получаем своего рода космическое «всевидящее око», способное наблюдать объекты на Земле во всех доступных спектральных диапазонах. Исследователь получает возможность смотреть на мир «глазами» спутникового прибора. Однако мало просто смотреть, надо научиться видеть и извлекать полезную информацию из увиденного. Понятно, что этому надо учиться.

Цель этой книги состоит в том, чтобы научить начинающих ледовых экспертов и иных специалистов, заинтересованных в самостоятельном оперативном анализе ситуации в море, «видеть» ледовую обстановку с помощью спутниковых снимков. При этом процесс извлечения ледовой информации и предоставления ее конечному пользователю предполагается сделать максимально не зависимым от субъективного восприятия мира, от настроения и самочувствия эксперта, от того, в какой научной школе он учился дешифрированию спутниковой информации.

Смена поколений ледовых экспертов должна подразумевать преемственность знаний, накопленного опыта — только тогда можно говорить о непрерывных рядах данных наблюдений (включая полвека спутниковых), о сопоставимости результатов анализа спутниковых данных, полученных при дешифрировании и в 1991 г., и в 2011 г.

Объектом изучения настоящей книги является морской лед, рассматриваемый в контексте возможностей дистанционных средств его наблюдения. К сегодняшнему дню в триаде спутники — технологии — потребители сложились оптимальные условия для развития спутниковых методов наблюдения за ледяным покровом. Во-первых, спутниковые приборы и оборудование нового поколения вышли на качественно новый уровень получения и доставки потребителям спутниковой информации. Ныне пространственное разрешение спутниковой аппаратуры, используемой для гражданских целей, достигло 0,4–1 м; точность географической привязки приближается к нескольким метрам без использования наземных опорных точек. Обеспечена всепогодность наблюдений с ИСЗ (в микроволновом диапазоне), возможность ежедневного обзора нужной акватории с высоким разрешением (с учетом одновременной работы на орбите нескольких спутников). Достигнута оперативная доставка информации потребителю в минимальные сроки с момента съемки (несколько часов), включая передачу по спутниковым каналам связи.

Во-вторых, разработаны технологии обработки спутниковой информации, в том числе в автоматизированном режиме, обеспечивающие объективный анализ данных и поставку их потребителям в согласованном объеме по необходимым характеристикам ледяного покрова.

В-третьих, расширился круг потребителей спутниковой информации по полярным районам — на арктический шельф пришли нефтегазодобывающие компании. Наблюдающийся в настоящее время климатический цикл потепления дал толчок к интенсификации перевозок по Северному морскому пути и к разработке альтернативных судоходных трасс, в полярных районах началось развитие круизного туризма. Хозяйственная деятельность в Арктике стала экономически выгодной для бизнеса. Таким образом, каждое звено в цепи спутники — технологии — потребитель испытало качественный скачок и развивается быстрыми темпами в тесной взаимосвязи. Новые интересы потребителей обуславливают развитие новых технологий обработки СИ, новые технологии ведут к совершенствованию спутниковой аппаратуры.

Так, потепление климата неизбежно должно сказаться на увеличении числа айсбергов, выходящих на судоходные трассы и в районы нефтяных платформ. Увеличение риска столкновения с айсбергами заставляет компании, работающие на шельфе, заказывать научным центрам технологии раннего обнаружения опасных ледяных образований и их мониторинга, в том числе с

использованием спутниковых средств. Специалисты, разрабатывающие технологии обнаружения опасных ледяных образований, делают вывод о том, какие запросы заказчиков могут быть удовлетворены с помощью эксплуатируемых в настоящее время ИСЗ, а какие можно выполнить лишь при улучшении конкретных характеристик спутниковой аппаратуры. Так обеспечивается прогресс в разработке спутниковых средств и технологий обработки данных.

В подготовке настоящего издания участвовали ведущие специалисты ААНИИ, много лет занимающиеся изучением морского ледяного покрова с использованием дистанционных средств наблюдения, начиная с самолетов и кончая современными спутниками. В пособие включен обширный иллюстративный материал, призванный обеспечить наглядное восприятие излагаемых методических основ дешифрирования ледяного покрова. Каждая глава снабжена списком литературы, к которому заинтересованный читатель может обратиться, чтобы углубить свои знания по конкретному вопросу. Часть информации в пособии приведена как справочная для удобства пользования книгой при решении практических задач, связанных с дешифрированием морского ледяного покрова.

Настоящее пособие состоит из четырех глав и приложения.

В первой главе приведены краткие сведения об объекте изучения – морском льде. Вторая глава посвящена обзору характеристик и возможностей спутниковой аппаратуры применительно к изучению морского льда. Излагаются особенности отображения ледяного покрова в конкретных спектральных диапазонах и конкретной аппаратурой. Кратко освещены исторические аспекты совершенствования аппаратуры ИСЗ. В третьей главе представлены существующие методы анализа СИ, используемые для получения основных ледовых характеристик. Рассматриваются как визуальные, так и математические методы интерпретации спутниковых изображений. Четвертая глава посвящена некоторым аспектам практического применения знаний о ледовой обстановке, полученных с помощью ИСЗ, в частности для навигации и экологического мониторинга, для обеспечения безопасной деятельности компаний, занятых эксплуатацией месторождений углеводородного сырья на арктическом шельфе. В приложении приводится номенклатура морских льдов.

Предлагаемая читателям книга является первым в нашей стране опытом написания пособия по изучению морского ледяного покрова с помощью ИСЗ. Если по спутниковой метеорологии такое пособие было издано впервые в 1975 г. (М.Герман. Спутниковая метеорология. Л.: Гидрометеиздат), то по спутниковому «ледоведению» подобное издание выходит впервые только сейчас, спустя 36 лет. Столь большая разница в сроках выхода этих учебных пособий объясняется сложностью вопросов дешифрирования спутниковых изображений ледяного покрова, сложностью и затратностью организации подспутниковых работ по верификации спутниковых данных в полярных районах.

Пособие предназначено, в первую очередь, для специалистов в области дешифрирования спутниковых изображений ледяного покрова и разработчиков технологий оценки состояния ледяного покрова морей по спутниковым данным. Однако оно может быть полезно и тем, кто создает новую спутниковую аппаратуру, и тем, кто пользуется обработанной спутниковой информацией. Авторы надеются, что подготовленная ими книга будет полезна и начинающим исследователям, и опытным специалистам–ледовым экспертам.

Настоящее издание подготовили сотрудники ААНИИ: В.Г.Смирнов (общая редакция, предисловие, п. 1.1 и 1.2, глава 2, п. 3.3, 3.4.1, 3.5, 3.7, 4.1.3, 4.3); А.В.Бушуев (п. 3.4.1, 3.5); И.А.Бычкова (п.1.1, глава 2, п. 3.3.2, 3.4.1, 3.4.2, 3.7, 4.2); А.В.Григорьев (п. 3.4.1); Н.Ю.Захваткина (п. 3.2); В.С.Лошилов (п. 1.1, 1.2, 2.1, 3.3, 3.4.1, 3.7, приложение); А.Д.Масанов (п. 3.1); В.Н.Смирнов (п. 3.6); С.В.Фролов (п. 4.1.1, 4.1.2) и А.В.Юлин (п. 1.3) и сотрудник Международного центра по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена, Санкт-Петербург, Россия и Центра по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена, Берген, Норвегия (в прошлом много лет проработавший в ААНИИ) В.Ю.Александров (п. 3.2, 3.3.1, 3.4.3, 3.5).

В издании использован фотоматериал из архивов ААНИИ и частных архивов Е.А.Гришина, Н.В.Кубышкина, В.С.Лошилова, А.Д.Масанова, А.В.Нестерова, С.О.Саркисова, В.Т.Соколова, А.Б.Тюрякова, С.В.Фролова.

Глава 1

МОРСКОЙ ЛЕД КАК ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

1.1. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОДЫ, СНЕГА И МОРСКОГО ЛЬДА

Земля содержит около 16 млрд км³ воды, что составляет 0,25 % массы всей планеты. Из этого количества воды на долю гидросферы Земли (океаны, моря, озера, реки, ледники и подземные воды) приходится 1,386 млрд км³ – соленые воды океанов и морей (97,75 %) и пресные воды (2,25 %) (Беховых и др., 2008). Общая масса снега и льда достигает примерно (2,5–3,0)·10¹⁶ т, что составляет лишь 0,0004 % массы всей нашей планеты. Однако такого количества достаточно, чтобы покрыть всю поверхность земного шара 53-метровым слоем.

1.1.1. СОЛЕНОСТЬ МОРСКОЙ ВОДЫ

Морская вода состоит из молекул воды, анионов и катионов солей и ряда примесей и имеет следующий ионный состав: [Cl⁻] = 18,98 ‰, [Na⁺] = 10,56 ‰, [SO₄⁻²] = 2,65 ‰ и т.д. Учитывая, что солевой состав морской воды практически не меняется, морскую воду часто считают бинарной системой, состоящей из пресной воды и соли (Доронин, 2000). Иногда морскую воду рассматривают и как однокомпонентную систему, принимая во внимание, что содержание соли в ней обычно не превышает 4%. Солевой состав морского льда считают таким же, как и солевой состав морской воды, из которой он образовался.

Соленость морской воды объясняется тем, что выпадающая над континентами дождевая вода выщелачивает содержащиеся в грунтах растворимые химические элементы и затем выносит их в море. При испарении морской воды большая часть этих веществ остается в море. Концентрация солей в воде разных морей может несколько различаться, однако химический состав морской воды в Мировом океане можно считать практически постоянным. В среднем соленость морской воды (в океанах вдали от берегов) равна 34,48 ‰, и это значение обычно принимают в качестве стандарта. Химический состав солей приведен в табл. 1.1.1.

Таблица 1.1.1

Химический состав сухого остатка, образующегося при выпаривании 1 кг морской воды, имеющей соленость 34,48 ‰

Соль	NaCl	MgCl ₂	Na ₂ SO ₄	CaCl ₂	KCl	NaHCO ₃	Прочие	Всего
Масса, г	23,48	4,98	3,92	1,10	0,66	0,19	0,15	34,48

1.1.2. ЗАМЕРЗАНИЕ МОРСКОЙ ВОДЫ

В природных условиях вода существует в трех агрегатных состояниях: твердом (лед и снег), жидком (вода), газообразном (водяной пар). Процесс перехода воды из одного состояния в другое иллюстрирует фазовая диаграмма (рис. 1.1.1). В области I вода находится только в твердом состоянии, в области II – в жидком, в области III – в газообразном. Линия AC соответствует состоянию равновесия между твердой и жидкой фазами (плавление льда и кристаллизация воды), кривая AB – состоянию равновесия между жидкой и газообразной фазами (испарение воды и конденсация пара), кривая AD – равновесию между твердой и газообразной фазами (сублимация водяного пара и возгонка льда).

Фазовое состояние морской воды в конкретный момент времени определяется температурой среды, давлением и соленостью воды. Морской лед благодаря содержащимся в нем солям существенно отличается от пресноводного: это различие выражается, прежде всего, в понижении температуры замерзания воды (табл. 1.1.2).

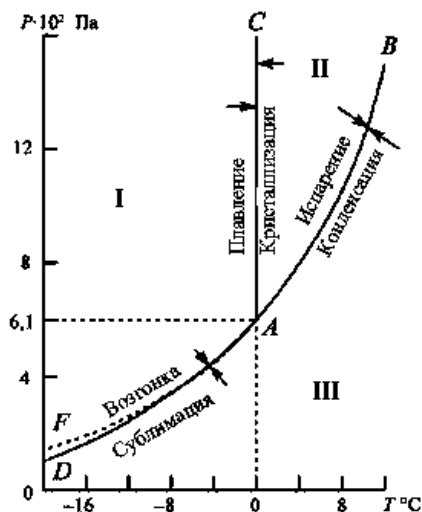


Рис. 1.1.1. Диаграмма агрегатных состояний пресной воды в области тройной точки A (Беховых и др., 2008).

I – лед, II – вода, III – водяной пар.

Таблица 1.1.2

Температура замерзания и температура наибольшей плотности морской воды, в зависимости от ее состояния (Океаногр. таблицы, 1975)

Температура	Соленость, ‰								
	0	5	10	15	20	25	30	35	40
Температура замерзания, °C	0	–0,27	–0,53	–0,80	–1,07	–1,35	–1,63	–1,91	–2,2
Температура наибольшей плотности, °C	3,98	2,93	1,86	0,77	–0,31	–1,40	–2,47	–3,52	–4,54

Процессы испарения воды, возгонки льда и снега, таяния снега и льда происходят с поглощением теплоты, а обратные процессы (замерзание воды, конденсация и сублимация водяного пара) – с выделением тепла. При переходе воды в пар поглощается тепла 2500 кДж/кг, а при конденсации такое же количество тепла выделяется. При

переходе воды в лед выделяется 334 кДж/кг, а при плавлении льда такое же количество тепла поглощается.

При очень медленном замерзании водного раствора каких-либо солей ионы солей остаются в расплаве, и образующийся лед представляет собой чистую замерзшую воду (пресный лед). При формировании ледяного покрова на поверхности моря также происходит выпадение солей, и таким образом лед самоочищается. Однако обычно процесс замерзания идет слишком быстро, чтобы выделение солей было достаточно полным, и кристаллы растущего льда все же захватывают некоторое количество рассола. Количество захваченного льдом рассола зависит от скорости замерзания. При разрушении ледяного покрова зимой в Арктике поверхность воды соприкасается с воздухом, температура которого может достигать -30 и даже -40 °С. В этих условиях соленость первого слоя вновь образующегося льда может достигать 20 ‰, в то время как средняя соленость однолетнего льда составляет 4 ‰, т.е. почти 80 % солей вытекает из ледяного покрова в виде рассола.

В непосредственной близости от нижней поверхности льда происходит некоторое увеличение солености за счет солей, выпадающих при замерзании воды. Однако процесс замерзания обычно идет медленно, и выделяющийся из льда рассол, плотность которого больше плотности морской воды, опускается вниз под действием силы тяжести и смешивается с остальной водой. Поэтому увеличение солености под льдом не превышает некоторой определенной величины. Температура в подледном слое толщиной 1–2 см почти всегда равна температуре точки замерзания, характеризующей соленость океана в целом. Несколько иное положение возникает в каплях рассола, захваченных льдом. Они представляют собой закрытые системы.

Важно отметить, что при любых температурах, наблюдающихся на земном шаре в естественных условиях, в морском льду всегда содержится некоторое количество жидкости; даже в охлажденном до -80 °С (в лабораторных условиях) льду были обнаружены следы рассола.

1.1.3. СОЛЕННОСТЬ МОРСКОГО ЛЬДА

Под соленьостью морского льда понимается соленьость морской воды, полученной при его растапливании. Образование морского льда начинается с образования тонких игл или пластинок чистого льда, переплетающихся друг с другом. Отделяющийся при этом рассол вследствие своей большей плотности просачивается между кристаллами и опускается на глубину. Однако если ледообразование идет достаточно быстро, то часть рассола остается вкрапленной в лед в виде более или менее равномерно распределенных солевых ячеек. Кроме того, часть рассола при всплывании ледяных кристаллов, образовавшихся на некоторой глубине под поверхностью моря, оказывается на поверхности нового льда и образует так называемый поверхностный рассол.

Поверхностный рассол с течением времени, при понижении температуры воздуха, выделяет кристаллы чистого льда, благодаря чему концентрация рассола постепенно повышается.

Рассол на поверхности молодого ровного льда представляет собой одно из очень характерных явлений. Поскольку рассол остается в жидком виде даже при очень низкой температуре воздуха, то поверхность молодого льда всегда визуально представляется влажной. Если температура воздуха еще более понижается, то весь поверхностный рассол вымерзает, превращаясь в криогидрат — смесь кристаллов льда и солей. При этом на поверхности льда образуются небольшие белоснежные кустики, называемые ледяными цветами, похожими на сильный иней на траве. Эти кустики, высотой иногда 3 — 4 см, состоят из тонких ледяных игл, несущих на концах кристаллики выделившихся солей. При каждом повышении температуры воздуха кристаллики солей переходят в раствор, а поверхность льда опять становится влажной.



Рис. 1.1.2. Ледяные цветы на молодом льду замерзшего развода, образовавшегося среди старых льдов. Дрейфующая станция СП-13Ф, март 1966 г.

На рис.1.1.2 представлен наземный фотоснимок ледяных цветов, образовавшихся на свежем замерзающем разводе вблизи дрейфующей станции.

1.1.4. АНОМАЛЬНЫЕ СВОЙСТВА ВОДЫ

Благодаря особенностям молекулярного строения и межмолекулярного взаимодействия вода в отличие от других жидкостей обладает рядом уникальных свойств, названных аномалиями воды.

Плотность дистиллированной воды при повышении температуры от 0 до 100 °С имеет максимум при температуре 4°С, в то время как плотность других жидкостей с повышением температуры постоянно уменьшается. Это одно из наиболее известных аномальных свойств воды, обнаруженное свыше 300 лет тому назад. Достижение максимума плотности предотвращает опускание на дно приповерхностных слоев воды, остывших до температуры ниже температуры максимальной плотности. Конвективное перемешивание жидкости блокируется, что сильно замедляет дальнейшее охлаждение. Для соленой воды температура наибольшей плотности всегда менее 4 °С и может быть оценена по океанографическим таблицам (см. табл. 1.1.2) или вычислена по формуле Кнудсена—Крюммеля (Козлов, 2004):

$$t_{н.п. S} = 3,95 - 0,2S - 0,0011S^2 + 0,00002S^3,$$

где S — соленость морской воды (‰).

При замерзании вода расширяется, а не сжимается, как другие жидкости. Плотность льда при температуре 0 °С примерно на 10 % меньше плотности воды. В результате лед не тонет, а плавает на поверхности воды; при этом замедляется промерзание водоемов в холодное время.

Температура замерзания воды с ростом давления понижается. Этим объясняется существование жидкой воды в морях на больших глубинах при температуре значительно ниже 0 °С.

Вода способна к значительному переохлаждению, оставаясь в жидком состоянии при температуре гораздо ниже температуры плавления льда.

Удельная теплоемкость воды в 5–10 раз выше удельной теплоемкости других природных веществ. Благодаря этому свойству вода — отличный энергоноситель.

Теплота плавления (кристаллизации) очень велика, поэтому лед трудно растопить, а воду — заморозить. С понижением температуры удельная теплота плавления не увеличивается, а уменьшается примерно на 2,1 Дж на 1 °С.

Вязкость воды с ростом давления уменьшается, а не увеличивается, как у других жидкостей.

Вода обладает высокой диэлектрической проницаемостью ($\epsilon = 81$), тогда как у большинства других веществ она составляет 2–8. Вследствие этого вода обладает большей растворяющей и диссоциирующей способностью, чем другие жидкости.

Величина проводимости и ее экспоненциально быстрое возрастание с повышением температуры резко отличают лед от металлических проводников и ставят его в один ряд с полупроводниками.

Теплота парообразования воды при понижении температуры увеличивается, достигая $25,0 \cdot 10^5$ Дж/кг при температуре 0 °С.

Вода обладает самым высоким поверхностным натяжением среди жидкостей (0,0727 Н/м при 20 °С), уступая только ртути (0,465 Н/м).

1.1.5. СВОЙСТВА СНЕГА

Снег — это твердые кристаллические осадки, выпадающие из облаков при отрицательной температуре воздуха. Форма и размер снежинок зависят от параметров окружающей среды, таких как температура и влажность воздуха. Диаметр снежинок составляет десятые доли миллиметра, но иногда достигает 1 см.

Снежный покров на поверхности льда имеет слоистое строение, обусловленное снегопадами, возгонкой и сублимацией кристаллов снега, атмосферными факторами (инсоляция, ветер и др.). Толщина снежного покрова и физико-механические свойства снега постоянно изменяются. Физические свойства снега очень зависят от его влажности. Особенно важно учитывать это обстоятельство в период весеннего таяния снега.

Снег последовательно проходит стадии таяния — так называемые пендулярный и фуникулярный режимы. В пендулярном режиме вода образует пендулярные ринги в точках контакта между частицами (рис. 1.1.3 а); свободная вода между частицами льда удерживается за счет капиллярных эффектов, действуют также силы поверхностного натяжения в жидкости. В фуникулярном режиме частицы воздуха уже не соприкасаются с частицами льда, а существуют в виде «карманов» в толще снега, вода играет связующую роль для этой среды (рис. 1.1.3 б). В этом случае поведение снега становится подобным поведению жидкости, силы натяжения исчезают и снежная масса становится нестабильной. Средний размер частиц снега возрастает, мелкие частицы поглощаются крупными, и средний диаметр гранул снега приближается (но не превышает) к 1 мм (Denoth, 1982).

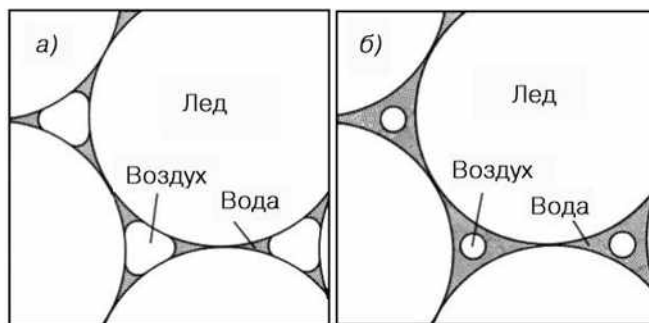


Рис. 1.1.3. Стадии таяния снега (Denoth, 1982).

а — пендулярный режим, б — фуникулярный режим.

1.1.6. СВОЙСТВА ЛЬДА

1.1.6.1. Физические свойства льда

Сравнительно небольшая плотность льда объясняется особенностями его кристаллической структуры. Все твердые вещества расширяются при повышении температуры, так как нагревание вызывает увеличение амплитуды тепловых колебаний (за исключением случаев фазового перехода из одной кристаллической структуры в другую). Если интенсивность теплового движения возрастает до такой степени, что кристаллические связи (у льда водородные связи) не могут сдерживать движение отдельных молекул, кристаллическая структура разрушается, т.е. происходит плавление. Холодная вода представляет собой смесь полимеризованных молекул H_2O с мономерами. Полимеризованные молекулы обычно имеют неправильную, но близкую к линейной форму и могут упаковываться более тесно, чем молекулы льда. В связи с этим плотность льда меньше плотности воды.

Плотность льда, образовавшегося при замерзании морской воды, зависит от его температуры и числа воздушных пузырьков, а также от содержания солей в прослойках между кристаллами льда и от количества рассола в этих прослойках. В свою очередь, содержание солей и рассола зависит от скорости замерзания и от возраста льда. Старый морской лед имеет иное распределение солёности по глубине по сравнению с молодым.

В морском льду рассол стекает вниз по неизбежным во льду трещинам, вследствие чего солёность его непрерывно изменяется во времени. Солёность льда всегда меньше солёности воды, из которой он образовался. Плотность морского льда возрастает по мере повышения солёности воды и уменьшается с увеличением числа воздушных пузырьков. Однолетний лед содержит многочисленные соляные карманы по всей глубине, а пузырьков воздуха в нем сравнительно мало. Многолетний лед содержит относительно много воздушных пузырьков в верхнем слое, а в нижних слоях льда сосредоточены соляные карманы.

Морской лед вбирает в себя также взвешенное вещество из атмосферы и донных осадков. При переохлаждении воды, которое происходит при ледообразовании, возникают отдельные зерна льда, которые захватывают взвесь при своем движении вверх. Далее они соединяются, образуется нилас, а затем сплошной ледяной покров. Взвешенное вещество, таким образом, оказывается в своеобразной ловушке. В ниласе содержание взвеси (0,6 мг/л в море Лаптевых и 0,7 мг/л в Восточно-Сибирском море) выше, чем в подповерхностной воде (0,4 и 0,6 мг/л соответственно), что подтверждает тезис о механической концентрации взвеси пелитовой и алевритовой фракции (Горюнова, Шевченко, 2009).

Обычно в химическом отношении лед бывает очень чистым, даже если растет из грязной воды или раствора. Это обусловлено низкой растворимостью примесей в структуре льда, в результате чего при замерзании примеси оттесняются на фронте кристаллизации в жидкость и не включаются в структуру льда. Именно поэтому свежавывавший снег всегда белый, а вода из него отличается исключительной чистотой.

1.1.6.2. Оптические свойства льда

Чистый лед обладает сравнительно высокой прозрачностью в видимом диапазоне спектра. По данным Дорсея (Dorsey, 1940, с. 490), значение коэффициента поглощения льдом (k) составляет $6 \cdot 10^{-3} \text{ см}^{-1}$ для голубого света и $14 \cdot 10^{-3} \text{ см}^{-1}$ для красного. В первом приближении, полагая для видимого диапазона в среднем $k = 10 \cdot 10^{-3} \text{ см}^{-1}$, можно получить, что метровый слой льда поглощает 63 % света, падающего на его поверхность (Паундер, 1967). Лед, содержащий пузырьки воздуха, капельки рассола или частицы выпавших в осадок солей, а также другие инородные включения, пропускает свет значительно хуже благодаря процессам рассеяния световых лучей в толще льда.

Другим важным свойством льда является двойное лучепреломление. С точки зрения оптики лед представляет собой одноосевой кристалл, оптическую ось которого кристаллографы называют *c*-осью. Если луч света направлен параллельно *c*-оси, то его прохождение через лед происходит обычным путем. Однако в случае когда свет падает под некоторым углом к *c*-оси, он разлагается на так называемые обыкновенный и необыкновенный лучи, которые проходят толщу льда с разными скоростями и поэтому преломляются под разными углами (Паундер, 1967).

1.1.7. ОБРАЗОВАНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В МОРЕ

Согласно закономерностям кристаллизации, ледообразование после соответствующего охлаждения жидкости начинается не во всей ее толще одновременно, а в некоторых точках, где уже имеются или зарождаются ядра кристаллизации. Считается, что ядрами кристаллизации чаще всего становятся мельчайшие взвешенные частицы органического и неорганического происхождения, всегда существующие в природной воде и представляющие собой образования самых различных размеров, формы и строения. В природных условиях, кроме того, ядрами кристаллизации часто служат мельчайшие кристаллики льда, уже существовавшие в данном объеме воды, или же кристаллики снега, выпавшие на ее поверхность. Кристаллы льда и снега играют роль ядер кристаллизации, вокруг которых идет дальнейшее нарастание льда. С другой стороны, эти же самые кристаллы инициализируют ускоренный рост ядер кристаллизации и превращение их в элементарные частицы льда (Паундер, 1967).

Первоначальное образование ядер кристаллизации и элементарных частиц льда всегда требует некоторого переохлаждения жидкости. Чем чище жидкость и чем спокойнее ее состояние, тем больше должно быть первоначальное охлаждение. Известно, что в лабораторных условиях чистую воду можно охладить до -20°C , но достаточно ввести в жидкость даже незначительно переохлажденный кусок льда, чтобы сразу началось бурное ледообразование (Зубов, 1938, с. 258).

Особое место по своей структуре занимает лед, образовавшийся из снега. Снег, выпавший на поверхность моря, температура которой ниже нуля, не тает, пропитывается морской водой, уплотняется и способствует ее замерзанию. Образующийся при этом лед почти непрозрачен и напоминает фирновый лед. Еще более своеобразна форма льда, образующегося из снега, выпадающего на всегда влажную от рассола поверхность тонкого молодого льда.

В первом приближении морской лед по его строению можно разделить на игольчатый, губчатый и зернистый, а по глубине образования на поверхностный, глубоинный и донный.

Игольчатый лед состоит из правильных шестигранных пирамид с осями, перпендикулярными поверхности моря (ориентированные кристаллы). По внешнему виду такой лед напоминает стекло.

Губчатый лед состоит из расположенных хаотично игл, пластин и зерен (неориентированные кристаллы).

Зернистый лед состоит из округлых зерен — отдельных кристаллов округлой формы — с непараллельными осями. Образуется из снега и льда при трении льдин друг о друга и их взаимном сдавливании. Когда зерна расположены близко друг к другу, этот лед также напоминает стекло.

Поверхностный лед образуется у самой поверхности моря из морской воды или снега. Если такой лед образуется из морской воды и при очень спокойном состоянии моря, то его структура приближается к игольчатой, а при неспокойном море — к губчатой.

Глубинный лед образуется на некоторой глубине под поверхностью моря; его структура обычно губчатая.

Донный лед образуется на придонных предметах, является разновидностью глубоинного льда и также имеет губчатую структуру.

Еще более грубо («на глаз») лед по внешнему виду можно подразделить на стекловидный и ноздреватый, а также слоистый, который является комбинацией первых двух видов при их видоизменении. Последний вид льда в море весьма распространен. Слоистость льда может быть обусловлена как термическими и динамическими, так и иными причинами.

Большое влияние на ледообразование и таяние льда в море оказывают полыньи: в холодный период они представляют собой пояс интенсивного ледообразования, в котором может образовываться до 70 % суммарного объема льда (Горюнова, Шевченко, 2009). В весенне-летний период полыньи являются аккумуляторами тепла и центрами очищения моря от льда.

1.2. ОСНОВНЫЕ ВИДЫ МОРСКОГО ЛЬДА.

МЕЖДУНАРОДНАЯ НОМЕНКЛАТУРА ВМО ПО МОРСКОМУ ЛЬДУ

Планомерная международная стандартизация ледовой терминологии на основе существовавших национальных терминов была начата ВМО вскоре после образования этой организации. К работе были привлечены эксперты Рабочей группы (РГ) по морскому льду Комиссии по морской метеорологии (КММ) ВМО. Подготовленная РГ КММ и принятая ВМО в 1968 г. номенклатура базировалась в основном на предложениях Советского Союза. Она была опубликована в 1970 г. (Номенклатура ВМО, 1970) и состояла из двух томов – терминологии и иллюстрированного словаря.

Номенклатура ВМО по морскому льду 1968 г. послужила основой разработанного и изданного в 1974 г. отечественного пособия «Номенклатура морских льдов, условные обозначения для ледовых карт». В специальном разделе этого пособия была приведена национальная система условных обозначений, а сама номенклатура была пополнена ледовыми терминами, которые широко использовались в СССР, но не были включены в Номенклатуру ВМО.

В последующие годы РГ КММ ВМО подготовила и согласовала с национальными службами «Международную символику для оперативных ледовых карт», которая рекомендацией 36/80-КММ была введена в действие начиная с ледового сезона 1981/82 г. На ее основе ААНИИ была подготовлена и издана в 1984 г. «Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов».

Номенклатура ВМО неоднократно переиздавалась и дополнялась. Например, в 1989 г. Номенклатура была переиздана с дополнением № 5, в котором, кроме уточнений некоторых терминов, содержалась Международная система символов морского льда.

В настоящее время дополнения и согласования Номенклатуры ВМО по морскому льду выполняются с учетом предложений экспертов различных стран под эгидой Совместной комиссии по океанографии и морской метеорологии (СКОММ), созданной в 1999 г. ВМО, и Межправительственной океанографической комиссии (МОК). Большой вклад в рассмотрение дополнений и изменений вносят Международная группа по картированию морского льда (International Ice Charting Working Group, IICWG) и группа экспертов по морскому льду (Expert Team on Sea Ice, ETSI). Последняя версия номенклатуры ВМО в формате HTML, включающая изменения и дополнения, выпущенные в 1970–2004 гг., представлена на сайте ААНИИ (www.aari.ru).

В приложении к настоящей публикации в виде таблицы приведены ледовые термины, расположенные в тематическом порядке по номенклатурным номерам (международным идентификаторам) в соответствии с Номенклатурой ВМО (1970) и Номенклатурой морских льдов (1974). Международная номенклатура морских льдов приводится здесь как необходимый справочный документ. Нумерация разделов и терминов этого официального документа полностью сохранена. Наряду с русским названием терминов в скобках приведены эквиваленты на английском языке и учтены все официальные

коррективы и дополнения, внесенные в текст до начала 1983 г. Последовательность описания видов морского льда (раздел 2 номенклатуры) соответствует естественному процессу формирования льда: образование начальных видов льдов — их дальнейшее нарастание — формирование ледяного покрова под действием термических и динамических процессов в течение зимнего периода года.

Необходимо отметить, что возможности средств дистанционного зондирования по определению видов морского льда, представленных в номенклатуре, существенно ограничены. В связи с этим остановимся несколько подробнее на видах льда из международной номенклатуры, наблюдения за которыми успешно осуществляются с помощью дистанционных средств (самолетных, а для определенных видов льда также и спутниковых).

Ледяные иглы (2.1.1*). После того как верхний слой воды в море охладится до температуры замерзания, начинают образовываться ледяные иглы — мелкие продолговатые кристаллы, имеющие форму пластинок, взвешенных в воде. Образование этих кристаллов происходит не только на самой поверхности воды, но и на некоторой глубине. Далее, если проследивать естественный природный процесс, при спокойной поверхности моря происходит интенсивное увеличение количества ледяных кристаллов, и они образуют на поверхности воды скопления в виде бесформенных пятен или полос — ледяное сало.

Ледяное сало (2.1.2). Хорошо распознается при наблюдении с берега, с борта судна или низко летящего самолета. Появление ледяного сала на поверхности открытой воды не всегда является признаком начала ледообразования. При усилении ветра и волнения моря верхний охлажденный слой воды перемешивается с нижележащим, более теплым, в результате чего ледяное сало и ледяные иглы могут исчезнуть (растаять).

Снежура (2.1.3). Если на открытую воду в море, температура которой ниже 0 °C выпадают значительные массы снега, который не тает, то образуется вязкая масса в виде снежной каши, называемой снежурой.

Шуга (2.1.4). При ветре и волнении из сала, снежуры и внутриводного льда может образоваться шуга — скопление рыхлых, пористых, белесоватого цвета комков льда. После образования на поверхности моря сплошного слоя этих начальных видов льда дальнейшее его нарастание происходит за счет теплопроводности верхних слоев моря. Скорость нарастания зависит в основном от температуры приземного слоя воздуха.

Ледяные иглы, ледяное сало, снежура и шуга относятся к начальным видам льда. Эти виды льда состоят из слабо смерзшихся кристаллов (если они вообще смерзлись) и имеют определенную форму только тогда, когда они на плаву.

Нилас (2.2). Может подразделяться на темный нилас (dark nilas, 2.2.1) толщиной до 5 см и светлый нилас (light nilas, 2.2.2) толщиной до 10 см. Эти две возрастные стадии ниласа при визуальном наблюдении с борта судна различают по тоновым признакам.

На рис. 1.2.1 представлены наземные фотоснимки темного ниласа. На рис. 1.2.1 а можно видеть также относительно свежее разводье среди толстого однолетнего льда. На поверхности открытой воды образовался темный нилас. Вследствие подвижки окружающих ледяных полей нилас с поверхности разводья выдавливается на край ледяного поля. При этом происходит эластичное (без разрушения сплошности слоя молодого льда) надвигание ниласа на край и поверх однолетнего толстого ледяного поля.

При образовании ниласа на обширных акваториях открытой воды этот лед обычно не сохраняется в виде неразрывного слоя. Под действием ветра и волнения он разламывается на фрагменты (льдины), которые частично наслаиваются, образуя яркие светлые полосы наложенного льда по краям отдельных ледяных образований. Этот характерный рисунок поверхности ниласа хорошо выделяется среди окружающих более толстых и

* Здесь и далее в этом разделе после названия вида льда дан его номенклатурный номер, соответствующий Номенклатуре ВМО (см. приложение).

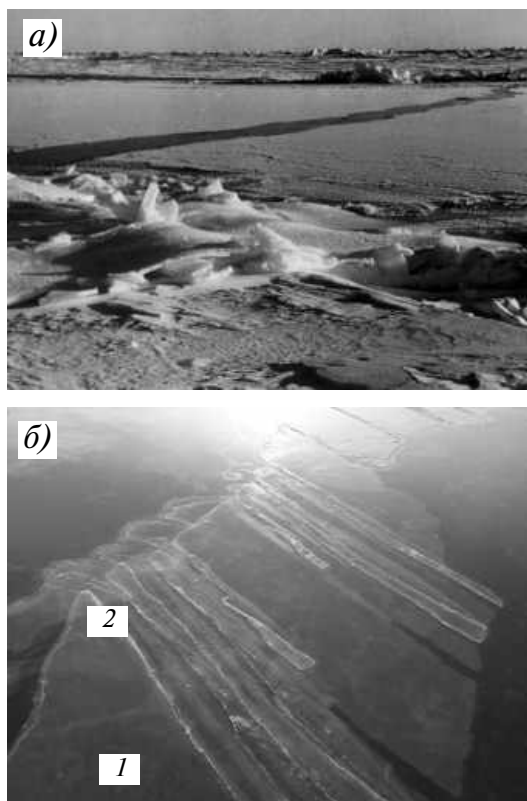


Рис. 1.2.1. Результат эластичного надвигания темного ниласа на поверхность однолетнего ледяного поля вследствие его подвижки.

a – экспедиция «Север», 1958 г.; *б* – Арктический бассейн, сентябрь 2008 г.: поля темного ниласа (*1*) с наслоениями (*2*).

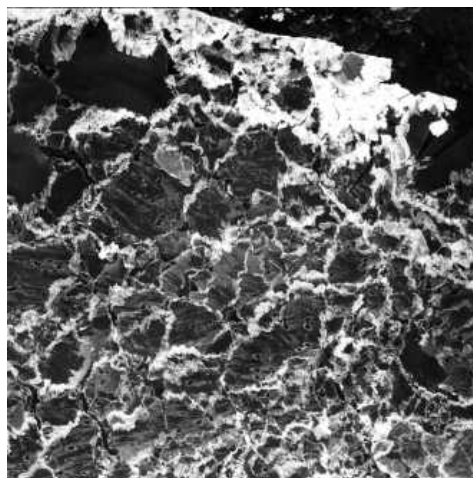


Рис. 1.2.2. Зона ниласа на аэрофотоснимке крупного масштаба (1:2500). Экспедиция «Север», май 1958 г.

тонких льдов при наблюдении с поверхности льда, на спутниковых снимках высокого разрешения или с низко летящего самолета. Толщина ниласовых льдов редко превышает 10 см, однако в наслоениях, которые выделяются на черно-белых фотоснимках светлым тоном, этот лед может иметь толщину 20 см и более (рис. 1.2.2).

Склянка (ice kind, 2.2.3). Осенью в прибрежных зонах и устьях рек на спокойной поверхности воды образуются большие площади склянки (поморское название «резун») – образовавшегося в верхнем слое распресненной воды тонкого хрупкого льда, легко ломающегося под действием ветра и волнения обычно на прямоугольные куски. Толщина склянки не превышает 5 см. В Арктике склянка иногда образуется летом при кратковременном понижении температуры воздуха на поверхности разводьев, верхний слой в которых распреснен за счет стока талой воды с окружающих льдин.

Молодой лед (2.4). Может подразделяться на серый лед толщиной 10–15 см и серо-белый лед толщиной 15–30 см.

Однолетний лед (2.5). На рис.1.2.3 а представлен аэрофотоснимок однолетнего льда средней толщины. В правом нижнем углу – относительно ровный лед, который был использован для посадки самолетов экспедиции «Север». На льду стоят три самолета типа Ли-2, и ожидается посадка еще одного самолета, так как горит дымовая сигнальная шашка. В левой верхней части фотоснимка наблюдаются гряды торосов, которые образовались

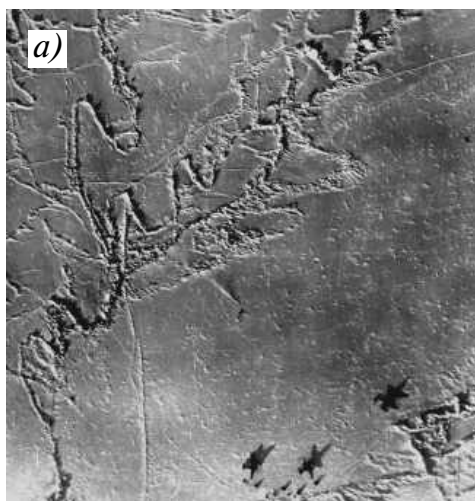


Рис. 1.2.3. Аэрофотоснимок однолетнего льда средней толщины (70–120 см).

а – экспедиция «Север», май 1958 г.; б – море Лаптевых, май 2007 г.

раньше, когда толщина льда, вероятно, не превышала 50–70 см. На рис. 1.2.3 *б* представлено фото однолетнего льда средней толщины, сделанное с борта судна.

Старый лед (2.6). В качестве примера на рис. 1.2.4 *а* представлен аэрофотоснимок, включающий изображение морских льдов разных возрастных стадий развития в конце зимы (в апреле месяце). Ледяные поля старого льда имеют характерные внешние при-

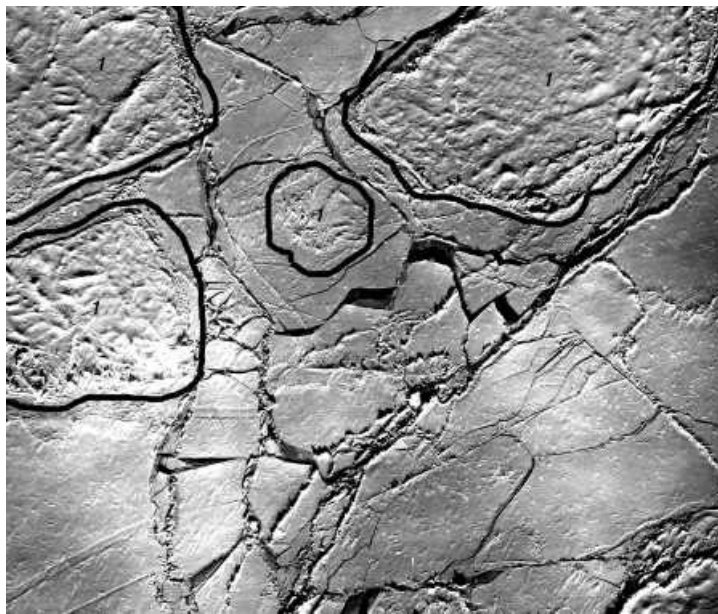


Рис. 1.2.4 *а*. Аэрофотоснимок (масштаб 1:2500) ледяных полей старого льда в зоне сплошных однолетних льдов. Море Лаптевых, май.

1 – ледяные поля старого льда (обведены жирными черными линиями).



Рис. 1.2.4 *б*. Многолетний лед в Арктическом бассейне, июнь 2010 г.

знаки, которые связаны с изображением рельефа их поверхности. Четко выделяются гряды и холмы сглаженных летним таянием торосов и ропаков, которые образовались еще прошедшей зимой. На представленном аэрофотоснимке эти признаки старого льда невозможно перепутать с признаками льда других возрастных классов. Из рисунка 1.2.4а видно, что старый лед имеет характерный волнистый рельеф поверхности и легко распознается на аэрофотоснимках не только профессионалами. На снимке с борта судна (рис. 1.2.4б) старый лед также хорошо распознается благодаря характерному сглаженному холмистому рельефу.

Однако не все так просто. Например, стадию развития (возраст) однолетнего льда в обширных массивах, а также в зонах, в которых однолетний лед преобладает, по изображению на аэрофотоснимках определить очень трудно. Несмотря на то что рельеф поверхности однолетнего льда хорошо наблюдается и понятен, отсутствует устойчивая корреляционная связь рельефа поверхности однолетнего льда с его толщиной или с возрастной стадией развития.

Остаточным льдом называют однолетний лед, который не растаял за лето, к началу устойчивого ледообразования осенью. Этот лед имеет толщину до 160–180 см и после 1 января в Северном полушарии (после 1 июля в Южном полушарии) называется двухлетним.

Двухлетний лед (2.6.1). Хотя пятна голого льда имеют обычно зеленовато-голубой цвет, в Арктике встречаются льды грязно-серого оттенка (рис. 1.2.5, см. цвет. вклейку).

Многолетний лед (2.6.2) представляет собой старый лед толщиной около 3 м и более (рис. 1.2.6, см. цвет. вклейку).

Отдельный раздел в номенклатуре льдов касается подводного плавания в полярном бассейне. Спутниковые методы зондирования позволяют выявить такую важную для подводного плавания характеристику, как наличие просвета во льдах (рис. 1.2.7). ИСЗ оперативно выдает информацию о пространственных размерах «окон во льду» и их точном географическом положении.

Завершая краткий обзор номенклатуры морских льдов, следует заметить, что, несмотря на столь подробно разработанную классификацию льдов, процесс отнесения льда к тому или иному номенклатурному типу остается достаточно сложным. Даже люди, для которых морской лед является объектом профессиональной деятельности, не всегда могут безошибочно различить при наблюдении с борта самолета или судна однолетний и старый лед. А это существенно разные типы льда с точки зрения морской навигации.



Рис. 1.2.7. Окно во льду (skylight).

Фото: http://www.aari.ru/info/pics/submarine_01.jpg.

1.3. ЛЕДЯНОЙ ПОКРОВ ПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЕЙ И МОРЕЙ УМЕРЕННЫХ ШИРОТ

Характерной особенностью полярных областей Земли является существование в этих регионах ледяного покрова, который наблюдается в течение всего года на поверхности суши и на морских акваториях. На поверхности суши ледяной покров наблюдается в виде покровных ледников, а на поверхности морей и океанов — в виде дрейфующего морского льда или неподвижного льда (припая).

В Северном полушарии распределение морского ледяного покрова не ограничивается только полярной областью, которая практически полностью приходится на Северный Ледовитый океан. В зимний период ледяной покров появляется во внутриматериковых и окраинных морях Северного полушария — в североатлантических и дальневосточных морях.

В Южной полярной области ледяной покров наблюдается на акватории южных частей океанов — Атлантического, Индийского и Тихого, которые омывают покрытую льдами Антарктиду. Дрейфующие морские льды окружают материк в течение всего года, образуя сплошной ледяной пояс, который в зимний период расширяется до 54–56° ю.ш. в атлантическом и индийском секторах и до 60–61° ю.ш. в тихоокеанском секторе, а в летний период существенно сокращается и может отступать в отдельных местах вплоть до побережья материка.

Северная полярная область

Основная масса морских льдов Северного полушария сосредоточена в Северном Ледовитом океане и его окраинных морях. Ледяной покров Северного Ледовитого океана формируется из морских льдов и наблюдается постоянно в течение всего года, уменьшаясь в летний период и увеличиваясь в зимний. В небольшом количестве встречаются глетчерные льды — айсберги и ледяные образования смешанного происхождения, а также шельфовые ледники и ледяные острова.

Площадь ледяного покрова в остальных морях Северного полушария, в окраинных морях, относящихся к бассейнам Тихого и Атлантического океанов, а также во внутренних европейских морях в период своего максимального развития в среднем не превышает 30 % площади льдов Северного Ледовитого океана. Отличительной особенностью ледяного покрова в этих морях является сезонный характер их существования. Морской ледяной покров появляется в осенне-зимний период, и его распространение по акватории морей увеличивается, достигая максимума развития в феврале–марте. В весенне-летний период ледяной покров полностью исчезает.

Формирование ледяного покрова происходит под воздействием трех основных процессов:

- образования и нарастания ледяного покрова при охлаждении воды ниже температуры замерзания в осенне-зимний период;
- постоянного движения льдов под действием ветра и течений, приводящего к его переносу, сплочению, разряжению, торошению и другим деформациям;
- таяния ледяного покрова под действием тепловых факторов, приводящего к уменьшению его толщины и сплоченности, разрушению и полному исчезновению в летний период.

В конце летнего — начале осеннего периода года на поверхности океана начинается важный процесс сезонной эволюции морских льдов — ледообразование, которое заключается в фазовом преобразовании морской воды из жидкого состояния в твердое. Запускается механизм ледопродуктивности, который приводит к основному накоплению массы морских льдов в процессе сезонной эволюции. Количество и масса льдов возрастают за счет увеличения их толщины и площади и в результате выхолаживания новых акваторий морей и океана.

Устойчивое ледообразование в Северном Ледовитом океане начинается в конце августа в его центральной части среди льдов, сохранившихся после летнего таяния, и в течение осенних месяцев продвигается в окраинные моря.

Площадь льдов значительно увеличивается в осенние месяцы за счет появления молодых льдов осеннего образования в морях Северного Ледовитого океана.

Приращение площади льда почти прекращается, когда продвижение ледообразования в Арктике достигает побережья. В декабре–марте увеличение площади морских льдов в Северном полушарии происходит в основном за счет появления и развития ледяного покрова в тихоокеанских морях — Беринговом, Охотском, Японском, а также в морях, относящихся к североатлантическому бассейну, и внутренних морях — Балтийском, Черном, Азовском и Каспийском.

Отличительной особенностью распределения льда в Северном полушарии в зимний период является значительная асимметрия в распределении льдов между западными и восточными побережьями океанов, которая обуславливается, главным образом, особенностями атмосферной и океанической циркуляции.

Зонами наибольшего распространения льдов на юг являются акватории около восточных берегов Гренландии, Северной Америки и Азии. Именно там проходят устойчивые холодные течения — Восточно-Гренландское, Лабрадорское и Ойясио. Они определяют устойчивый вынос льдов в Девисовом проливе и в морях Баффина, Гренландском, Беринговом. У западных побережий Европы и Северной Америки, в районах, подверженных воздействию теплых течений (Шпицбергенское, Нордкапское,

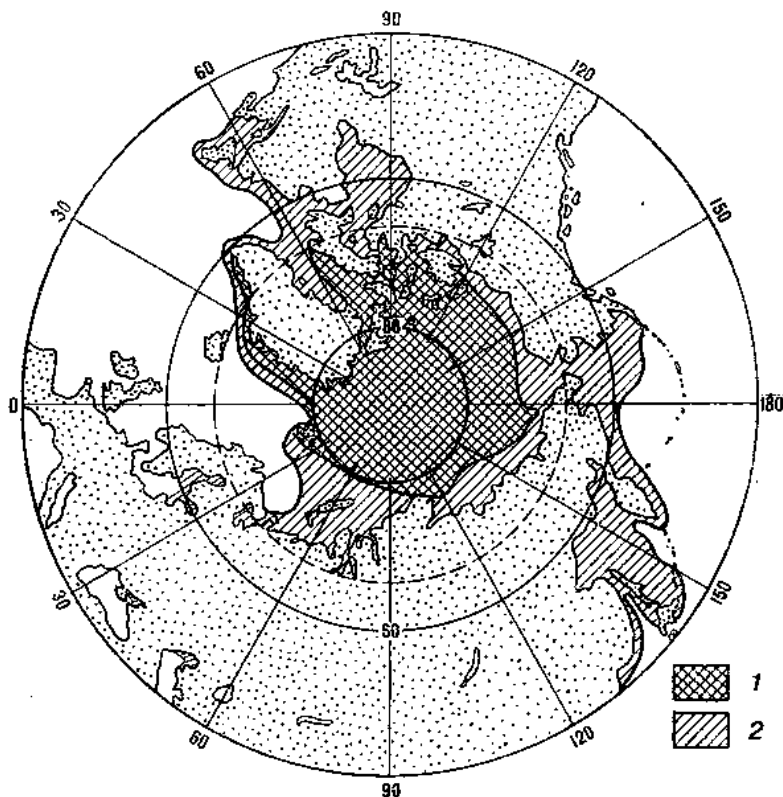


Рис. 1.3.1. Среднее многолетнее распределение ледяного покрова в Северном полушарии в летний (1) и зимний (2) периоды.

Курисио), продвижение кромки льдов сдерживается и даже отступает на север. Такое сдерживание наблюдается в Гренландском, Норвежском, Баренцевом, Беринговом и Охотском морях.

Распределение льда в Северном полушарии в зимний и летний периоды приведено на рис. 1.3.1.

Процесс развития ледяного покрова, который включает в себя как увеличение количества льда в результате его распространения, так и увеличение его толщины, происходит весь зимний период и первые весенние месяцы. Лед в арктических морях нарастает примерно семь месяцев — с октября по май. В североευропейских и дальневосточных замерзающих морях период нарастания льда значительно короче и составляет от двух до пяти месяцев.

Распространение льдов разной толщины в Северном полушарии весьма неравномерно в различных регионах. Сам ледяной покров весьма неоднороден по толщине вследствие его различных деформаций — сжатий, разряжений, торошений, наслоений и др. Перераспределение льдов в зимний период, его различные деформации в процессе существования, нарушение зональности в распределении льдов являются следствием переноса и движения льда в результате дрейфа. Дрейф льдов оказывает существенное влияние на состояние ледяного покрова. Генеральная схема дрейфа льдов в Северном Ледовитом океане приведена на рис. 1.3.2.

В поле дрейфа преобладают две основные структуры — трансарктический перенос льда и антициклонический круговорот у североамериканского побережья.

Льды, попадающие в трансарктический поток, пополняются за счет льдов окраинных морей океана и выносятся в Гренландское море через пролив Фрама.

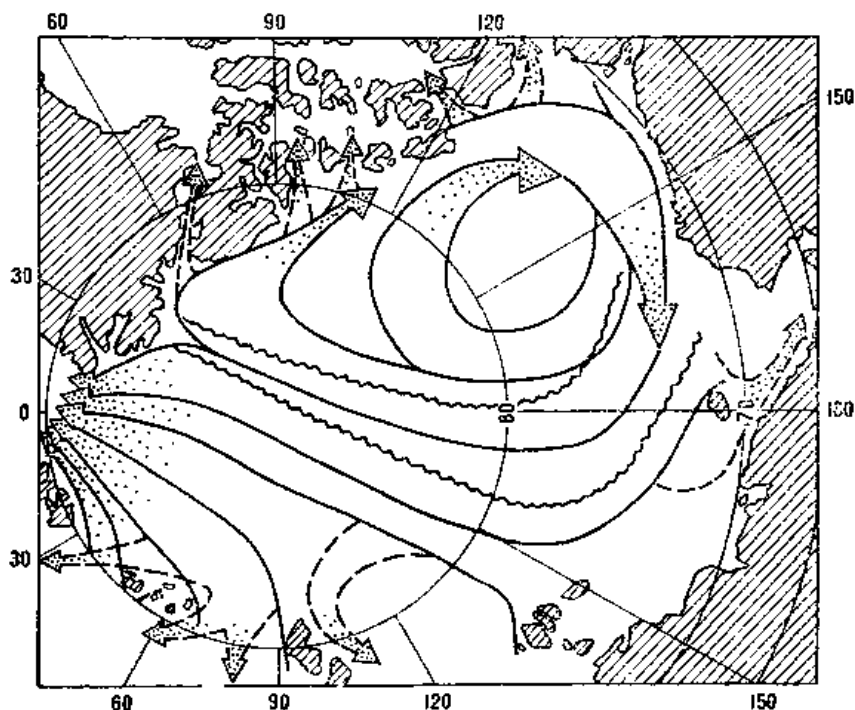


Рис. 1.3.2. Схема генерального дрейфа льдов в Северном Ледовитом океане.

Льды, попадающие в трансарктический поток из Карского моря, выносятся в Гренландское море через 1–2 года, из моря Лаптевых – через 2–3 года, из Восточно-Сибирского – через 3–4 года, из Чукотского – через 4–5 лет. Этот вынос определяет основную часть разгрузки Северного Ледовитого океана от льдов.

Выносимый из окраинных морей лед замещается более молодыми однолетними льдами зимнего и весеннего образования, которые впоследствии частично вытесняются летом. В Арктическом бассейне и у побережья Гренландии накапливаются многолетние льды, которые сохраняются в течение нескольких лет.

Накопление многолетних льдов наблюдается также в антициклоническом круговороте у североамериканского побережья. Период обращения льдов в пределах антициклонического круговорота изменяется от нескольких лет до нескольких десятков лет. Летом льды из этого района выносятся частично в проливы Канадского Арктического архипелага, а частично транзитом через море Баффина в Чукотское море. Однако большая часть льдов остается вовлеченной в антициклонический круговорот, формируя в нем мощный многолетний лед, так называемый канадский пак.

Генеральная схема дрейфа льдов в Арктическом бассейне может испытывать существенные сезонные и межгодовые изменения. Эти изменения обычно проявляются в смещении стрежня трансарктического потока от Евразии к Америке, сокращении площади антициклонического круговорота, которая может изменяться примерно от 2,5 млн до 3,5 млн км², в заметном отклонении некоторых ветвей трансарктического потока от их обычного положения. Чаще всего такие изменения происходят в летний период. Эти изменения заметно сказываются на ледообмене окраинных морей с Арктическим бассейном и на выносе льдов в пролив Фрама.

В морях, относящихся к Северо-Западной Атлантике, а также внутренних европейских и дальневосточных морях ледяной покров состоит из льдов исключительно местного образования. По возрастному составу это преимущественно молодые и однолетние льды. В Северном Ледовитом океане и его окраинных морях ледяной покров представляет собой конгломерат льдов разного возраста (разного времени образования) и, следовательно, разной толщины. Основную его часть составляют многолетние льды возрастом более двух лет. Многолетние льды (в основной своей массе) концентрируются в приполюсном и канадско-гренландском районах (рис. 1.3.3). Их положение и возраст связаны с антициклоническим дрейфом льдов (Гудкович, Доронин, 2001). Льды, вовлеченные в этот круговорот, в течение многих лет не выносятся из Арктического бассейна. По некоторым оценкам (Миронов, Уралов, 1994), около 2 % этих льдов составляют льды, возраст которых достигает 15–20 лет.

В районе трансарктического дрейфа количество многолетних льдов колеблется в пределах 50–80 % и убывает до 10 % к границам окраинных морей (Миронов, 1986; Романов, 1992). В среднем многолетние и двухлетние льды занимают около 75 % всей площади Арктического бассейна. Остальные 25 % приходятся на однолетние и молодые льды (Захаров, 1996).

По данным многолетних наблюдений (Романов, 1992), среди многолетних и двухлетних льдов количество однолетних льдов на большей части акватории Арктического бассейна не превышает 1 балла (10 %). Их количество возрастает в направлении границ с окраинными морями, где они составляют 7–10 баллов (70–100 %).

Важными элементами зимнего ледового режима Северного Ледовитого океана и его морей являются припай и заприпайные полыньи. Припай и заприпайные полыньи оказывают существенное влияние на динамику и термику морских вод, а также на температурный и циркуляционный режим атмосферы над районами стационарных заприпайных полыней.

Припай называют неподвижный лед, который образуется ежегодно вдоль побережья материков, архипелагов и островов берега и связан с ними. Ширина припая зависит

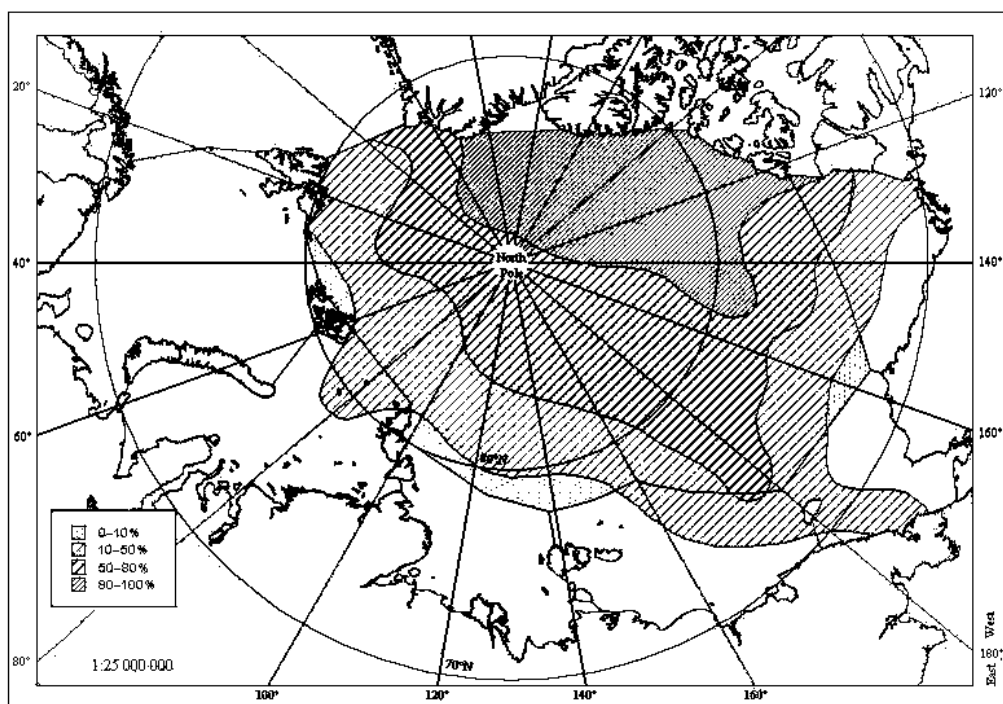


Рис. 1.3.3. Распределение (%) многолетних льдов в Северном Ледовитом океане.

от орографических особенностей берега, наличия островов, мелководности акватории. Внешняя граница припая приблизительно совпадает с изобатой 20–25 м. Наиболее обширный припай в зимний период устанавливается в районе архипелага Северная Земля, Новосибирских островов, в проливах Канадского Арктического архипелага.

Полыньи представляют собой участки с чистой водой или молодым льдом (толщиной до 30 см) протяженностью от десятков до нескольких сотен километров, образующиеся между припаем и дрейфующим льдом. Образование и существование полыней обусловлено чисто динамической ветровой причиной. Отжимные (от берега) ветры смещают дрейфующий лед от припая и приводят к появлению полыней. Различают полыньи стационарные (повторяемость более 50 %) и временные (повторяемость менее 50 %).

Сезонный максимум в распространении льдов в Северном Ледовитом океане наступает в марте–апреле, затем с увеличением поступления солнечной энергии ледяной покров вступает в стадию таяния и разрушения. Таяние льда начинается в прибрежной зоне и постепенно распространяется к северу.

Сезонный максимум развития ледяного покрова для североευропейских и дальневосточных морей наступает в феврале–марте. В апреле–мае начинается интенсивное разрушение ледяного покрова. Акватории этих морей полностью очищаются от льда.

В конце весеннего — начале летнего периода начинается важный процесс сезонной эволюции морских льдов — их таяние, который заключается в фазовом переходе морской воды из твердого состояния (морской лед) в жидкое. Запускается процесс таяния и разрушения льда, который приводит к основному сокращению массы морских льдов в летний период. Количество и масса льдов сокращаются за счет их таяния и последующего полного разрушения.

В результате таяния и разрушения изменяется не только общее количество льда, но также его структура и состояние поверхности. Исчезает снежный покров, на поверхности льда появляются снежицы и проталины.

Начало таяния льда зависит как от широты района в Арктическом бассейне, так и от толщины снежного покрова, который является теплоизолятором и уменьшает поступление тепла к поверхности льда. Таяние льда начинается при среднесуточной температуре воздуха от $-0,2$ до $-0,5$ °С.

Таяние льдов распространяется с юга на север, достигая района Северного полюса обычно в июне. По данным многолетних наблюдений на дрейфующих станциях «Северный полюс» (Романов, 1992; Бузуев и др., 1999), лед в приполюсном районе начинает таять в начале июня, а появление снежиц — скоплений на льду талой воды в виде луж и небольших озер — отмечается 20–25 июня.

Разрушение льдов происходит в течение всего летнего периода. В целом для Северного Ледовитого океана и его морей сезонный минимум распространения льдов наступает в сентябре.

Интегральной и объективной характеристикой развития ледяного покрова является площадь его распространения. Наиболее достоверные оценки площади дрейфующих льдов для крупных регионов стали возможны после появления спутниковых методов дистанционного зондирования морского льда (Йоханнессен и др., 2007). В работах Захарова (1981, 1996) выполнены оценки сезонных изменений площади льдов для Северного полушария и для отдельных регионов за 20–25 лет (табл. 1.3.1).

Таблица 1.3.1

Оценка средних значений площади льдов (млн. км²) на акваториях различных регионов Северного полушария в период сезонного максимума (март) и сезонного минимума (сентябрь)

Регион	Март	Сентябрь	Сезонное изменение
Северное полушарие	15,416	8,020	7,396
Арктический бассейн и окраинные моря	7,890	6,233	1,657
Северо-Европейский бассейн	1,793	0,630	1,163
Северо-Западная Атлантика	1,519	0,174	1,345
Дальневосточные моря	2,080	0	2,080
Внутренние моря	0,285	0	0,285

Примечания:

1. Окраинные моря — Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское, Бофорта, Линкольна.
2. Северо-Европейский бассейн — моря Норвежское, Гренландское, Баренцево, Белое.
3. Северо-Западная Атлантика — моря Баффина и Лабрадорское, Девисов пролив.
4. Дальневосточные моря — Берингово, Охотское, Японское.
5. Внутренние моря — Балтийское, Азовское, Черное, Каспийское.
6. Северное полушарие — включает вышеуказанные регионы, а также проливы Канадского Арктического архипелага и Гудзонов залив.

Данные табл. 1.3.1 позволяют сделать вывод о том, что наибольшие сезонные изменения площади льдов происходят в морях Северо-Западной Атлантики, в дальневосточных и во внутренних морях, где практически весь ледяной покров вытает в летний период. В Северо-Европейском бассейне вытает около 65 % площади льдов, а в Арктическом бассейне и окраинных арктических морях площадь льдов сокращается примерно на 20 %. Однако если в самом Арктическом бассейне происходит незначительное сокращение площади льдов, то в окраинных арктических морях за короткий летний период, который длится два-три месяца, вытает от 40 до 85 % площади льдов.

Таким образом, основной вклад в сезонные изменения площади льда Северного Ледовитого океана вносят окраинные моря. Однако доля летнего очищения относительно площади максимального распространения льдов в каждом регионе разная. При этом доля очищения в арктических морях сибирского шельфа в два-три раза меньше, чем в регионах с морскими границами и постоянным наличием кромки льдов. Крупные очищения акватории в течение лета характерны для морей Северо-Западной Атлантики и Северо-Европейского бассейна.

Помимо морского льда, в Северном Ледовитом океане встречаются айсберги и ледяные острова.

Айсберги продуцируются выводными ледниками Гренландии и архипелагов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и Северная Земля. Около 98 % общего числа айсбергов продуцируется ледниками Гренландии, главным образом расположенными на ее западном побережье. Здесь ежегодно продуцируется свыше 7,5 тысяч крупных айсбергов. Айсберги, образовавшиеся вдоль западного и восточного побережий Гренландии, вовлекаются в систему течений и выносятся в Северную Атлантику. Распространение к югу гренландских айсбергов очень существенное. В отдельные годы айсберги и их обломки отмечались на широте $39^{\circ} 50'$.

Айсберги, зарождающиеся на островах арктических архипелагов, отличаются от гренландских меньшими размерами и значительно меньшим ареалом распространения. Большинство из них так и не выходит из заливов и фиордов островов. Однако часть айсбергов и их обломков оказывается на судоходных трассах Северного морского пути.

В Арктическом бассейне могут встречаться ледяные острова — большие ледяные образования, возвышающиеся над поверхностью моря на 1–10 м, с линейными размерами в десятки километров и общей толщиной льда от 10 до 50 м. Дрейфующие ледяные острова образуются, например, в результате отрыва от шельфового ледника острова Элсмир. Большей частью они дрейфуют в антициклоническом круговороте, но могут вовлекаться и в трансарктический перенос. Продолжительность существования ледяных островов может достигать нескольких десятков лет, пока не произойдет их разлом или они не будут вынесены в теплые воды.

В водах Северного полушария можно выделить несколько характерных областей с хорошо выраженными особенностями существования морского ледяного покрова:

- центральная часть Северного Ледовитого океана, где льды сохраняются в течение всего года;
- окраинные моря Северного Ледовитого океана (кроме южной части Баренцева моря), заливы и проливы Канадского Арктического архипелага, воды у юго-восточного побережья Гренландии — эти районы очищаются от льдов, но не ежегодно или не полностью, льды здесь можно встретить в отдельные годы в летний период;
- юго-восточные районы Баренцева моря, Белое море, северные районы Японского, Охотского, Берингова, Каспийского морей, Девисов пролив, заливы Гудзонов и Св. Лаврентия — льды здесь образуются каждую зиму, но летом полностью исчезают;
- открытые районы Балтийского моря, южная часть Северного моря, отдельные акватории Баренцева моря, северная часть Желтого моря, воды у побережий Среднего и Южного Каспия, Азовское море и северо-западная часть Черного моря — в этих районах лед образуется не ежегодно, порой один раз в 25–30 лет;
- воды Северной Атлантики к северу от параллели 40° с.ш. и к западу от меридиана 45° з.д., где можно встретить айсберги.

Южная полярная область

Основными структурными образованиями, составляющими ледяной покров Южной полярной области, являются дрейфующие морские льды, айсберги, заприпайные поyny и неподвижный лед (припай).

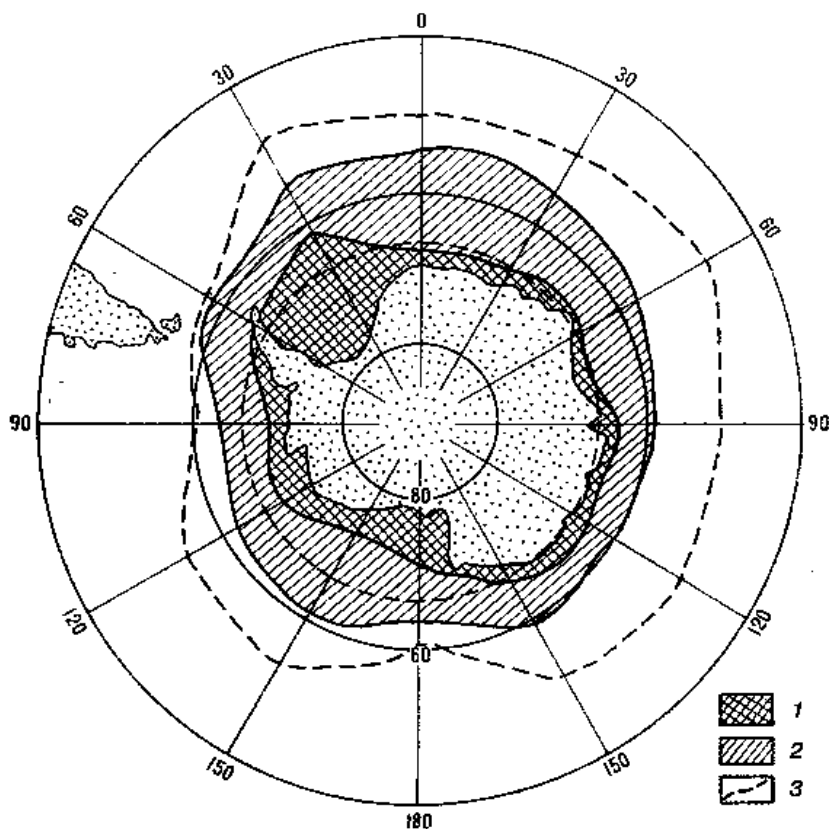


Рис. 1.3.4. Распространение морских льдов в Южном полушарии.

1 — март, 2 — сентябрь, 3 — граница антарктической конвергенции.

Морские льды в Южной полярной области распределены принципиально иначе, чем в Северной. Здесь нет характерной для Северного полушария асимметрии в распространении льда у восточных и западных побережий океанов. Льды Южного полушария опоясывают материк на всем его протяжении. Географическое положение кромки дрейфующего льда по конфигурации повторяет положение основных океанических и атмосферных фронтальных разделов и береговой черты материка (рис. 1.3.4).

Однако существуют значительные региональные различия в развитии морских антарктических льдов. Обусловлено это, главным образом, наличием у берегов Антарктиды прибрежного антарктического течения западного направления, формирующегося под воздействием восточных ветров. В отдельных районах антарктическое течение прерывается рядом циклонических циркуляций, формирующихся вследствие стационарирования атмосферных депрессий в прибрежных районах Антарктиды — в морях Уэдделла, Лазарева, Рисер-Ларсена, Космонавтов, Содружества, юго-западной части моря Росса, северной части моря Амундсена, северо-восточной части моря Беллинсгаузена в районе островов Баллени.

Наличие циклонической циркуляции оказывает значительное влияние на формирование ледовых условий в Антарктике: способствует выносу льда и образованию полыней в одних районах и формированию ледяных массивов в других (см. рис. 1.3.4).

В целом для антарктических льдов характерен генеральный выносной дрейф, т.е. дрейф льда от побережья. Дрейфуя в северные, более теплые районы океана, морские льды интенсивно тают.

Процессы ледообразования и накопления льда в среднем начинаются в марте. С марта по июнь площадь морских льдов интенсивно увеличивается, в среднем на 2,8 млн км².

Наибольшего развития ледяной покров Южной полярной области достигает в сентябре, когда максимальная ширина пояса дрейфующих льдов составляет 2400 км (море Уэдделла), минимальная — 550 км (пролив Дрейка). В индийском секторе ширина пояса дрейфующих льдов наиболее велика и составляет около 1600 км на границе с атлантическим сектором, а наименьшая наблюдается в районе Земли Адели, где она составляет 550 км. В тихоокеанском секторе наибольшая ширина пояса дрейфующих льдов составляет около 1500 км и отмечается к востоку от моря Росса.

В среднем общая площадь ледяного покрова Южной полярной области на период его максимального развития в сентябре составляет 19,3 млн км², а на период минимального развития в феврале — 3,2 млн км². Площадь ледяного покрова от зимы к лету сокращается в шесть раз (Романов, 1996).

В целом, для антарктического ледяного покрова характерно зональное распределение основных параметров. От кромки к берегу происходит увеличение сплоченности ледяного покрова, толщины, торосистости, заснеженности и горизонтальных размеров льдин.

В прикромочной зоне наблюдаются начальные и молодые льды, ближе к побережью материка — однолетние льды. В Южной полярной области встречаются в основном молодые и однолетние льды, лишь редко в отдельных районах, где формируются устойчивые ледяные массивы, можно обнаружить двухлетние и многолетние льды.

В течение зимы в прибрежной зоне Антарктиды устанавливается припай. Припай и заприпайные полыньи являются важным элементом зимнего ледового режима Антарктики.

Ежегодно припай развивается в одних и тех же границах, повторяя характерные очертания мелководной области шельфовой зоны. В формировании устойчивого припая очень велика роль сидящих на мели айсбергов. Ширина припая невелика и составляет в среднем 30–50 км, изменяясь в пределах от 2 до 100 км. Процесс становления припая может растягиваться на несколько месяцев вследствие постоянного воздействия штормовых ветров и волн зыби, приходящих из океана к берегам материка. Только в октябре положение кромки припая стабилизируется и она располагается на максимальном удалении от берега. В среднем в октябре–ноябре толщина льда в припае достигает максимума, равного 120–200 см.

В Южной полярной области наблюдаются два основных вида полыней: прибрежные (заприпайные, прибарьерные) и расположенные среди дрейфующих льдов в районах циклонических циркуляций, связанных с особенностями атмосферной циркуляции.

Наибольшая протяженность полыней отмечается в ноябре–декабре, когда они в среднем распространены вдоль 65 % припайно-ледникового побережья.

Основной вклад в суммарную площадь полыней (около 80 %) вносят полыньи, развивающиеся в Атлантическом и Тихоокеанском секторах. В этих секторах наблюдается развитие двух гигантских полыней: в море Росса и вдоль юго-восточного побережья моря Уэдделла.

Таяние ледяного покрова в прикромочной зоне начинается во второй половине октября. В течение ноября таяние льдов приобретает интенсивный характер. Наиболее быстро кромка начинает отступать во второй половине декабря. Скорость отступления кромки льдов может составлять от 5 до 10 км в сутки. Свое самое южное положение кромка льдов занимает в конце февраля — начале марта, когда в отдельных районах она совсем близко подходит к берегам материка. На протяжении большей части побережья ширина пояса морских льдов не превышает 50 миль. Льды разрежены, и местами чистая вода распространяется вплоть до материка.

Однако полного очищения акватории морей у побережья Антарктиды не наблюдается. С большой вероятностью ледяной покров сохраняется в западной части атлантического сектора (море Уэдделла) и в восточной части тихоокеанского сектора. Скапливающиеся здесь льды формируют ледяные массивы — Атлантический, Тихоокеанский, Балленский. Ледяные массивы представляют собой протяженные (несколько сотен километров) квазистационарные скопления сплоченных морских льдов.

Наименее изученным в настоящее время является вопрос о количестве двухлетних и многолетних льдов в составе ледяного покрова Южной полярной области. Количество остаточных льдов, сохраняющихся до начала нового цикла ледообразования, составляет в среднем 3,2 млн км², из них 60–65 % приходится на ледяные массивы, в основном Атлантический и Тихоокеанский. По оценкам специалистов (Романов, 1996), длительность процесса обновления льдов в этих массивах не превышает двух лет, и можно полагать, что остаточные льды в антарктических массивах представлены преимущественно двухлетними льдами. Количество двухлетних льдов в период максимального развития ледяного покрова составляет около 10 %. Поскольку преобладает выносной характер дрейфа, условия для образования многолетних льдов среди дрейфующих отсутствуют. Появление многолетних льдов связано, главным образом, со взломом многолетнего припая, образующегося в закрытых заливах и бухтах.

Айсберги являются важнейшим элементом ледового режима Южной полярной области. Число айсбергов и их размеры намного больше, чем в Северной полярной области. В прибрежной зоне шириной 100 км сосредоточено 90 % всех антарктических айсбергов. Крупные айсберги могут уноситься течениями далеко на север, особенно в атлантическом секторе. Их остатки встречаются иногда даже в тропических широтах. В атлантическом секторе айсберги распространяются до 50° ю.ш., в индийском секторе — до 58° ю.ш., в тихоокеанском — до 60° ю.ш.

По происхождению айсберги подразделяются на три типа: айсберги шельфовых ледников, айсберги выводных ледников, айсберги материкового ледяного барьера. По форме айсберги подразделяются на столообразные, куполообразные, пирамидальные, наклонные, неправильной формы (разрушающиеся). В процессе разрушения от айсбергов откалываются различные по величине части, которые подразделяют на обломки айсберга (высота от 1 до 5 м, площадь 100–300 м²) и куски айсберга (высота до 1 м, площадь около 20 м²).

Современная северная граница распространения айсбергов стабильна и близка к положению границы зоны антарктической конвергенции (см. рис. 1.3.4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас Арктики (1985) / Под ред. А.Ф.Трешникова. М.: Изд. ГУГ и К. 204 с.
- Беховых Л.А., Макарычев С.В., Шорина И.В. (2008). Основы гидрофизики. Барнаул: Изд. АГАУ. 172 с.
- Бузуев А.Я., Горбунов Ю.А., Гудкович З.М., Лосев С.М. (1999). Исследование динамики и морфометрии ледяного покрова Арктического бассейна // Проблемы Арктики и Антарктики. Вып. 71. С. 106–128.
- Горюнова Н.В., Шевченко В.П. (2009). Новые данные об особенностях ледового захвата взвешенного вещества в районе полыней в Канадской и Российской Арктике // Материалы Межд. конф. (школы) по морской геологии. Т.3. М., с. 17.
- Гудкович З.М., Доронин Ю.П. (2001). Дрейф морских льдов. СПб.: Гидрометеиздат. 112 с.
- Доронин Ю.П. (2000). Физика океана. СПб.: РГМУ. 340 с.
- Доронин Ю.П., Кубышкин И.В. (2001). Рост и таяние морского льда. СПб.: Гидрометеиздат. 44 с.
- Захаров В.Ф. (1981). Льды Арктики и современные природные процессы. Л.: Гидрометеиздат. 136 с.
- Захаров В.Ф. (1996). Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеиздат. 213 с.
- Зубов Н.Н. (1938). Морские воды и льды. М.: Изд-во Главсевморпути. 360 с.

Йоханнессон О.М., Александров В.Ю., Фролов И.Е., Сандвен С., Петтерссон Л.Х., Бобылев Л.П., Клостер К., Смирнов В.Г., Миронов Е.У., Бабич Н.Г. (2007). Научные исследования в Арктике. Т. 3. Дистанционное зондирование морских льдов на Северном морском пути: изучение и применение. СПб.: Наука. 512 с.

Козлов Д.В. (2004). Основы гидрофизики. Учебное пособие. М.: МГУП. 246 с.

Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов (1984). Л.: Гидрометеиздат. 56 с.

Миронов Е.У. (1986). Некоторые закономерности распределения толщины льда в Арктическом бассейне // Изв. ВГО. Т. 118. Вып. 3. С. 202–207.

Миронов Е.У., Уралов Н.С. (1994). Изменчивость толщины дрейфующих многолетних льдов в Арктическом бассейне // Проблемы Арктики и Антарктики. Вып. 67–68. С. 129–143.

Назинцев Ю.Л., Панов В.В. (2000). Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеиздат. 84 с.

Номенклатура ВМО по морскому льду (1970) // Изд. ВМО. № 259, ТР. 145.

Номенклатура морских льдов, условные обозначения для ледовых карт (1974) / Национальный российский вариант. Л.: Гидрометеиздат. 86 с.

Океанографические таблицы. (1975). Л.: Гидрометеиздат. 478 с.

Паундер. Э. (1967). Физика льда / Пер. с англ. М.: Мир. 190 с.

Романов А.А. (1996). Ледовые условия плавания в Южном океане // Изд. ВМО. № 783. 117 с.

Романов И.П. (1992). Ледяной покров Арктического бассейна. СПб.: ААНИИ. 211 с.

Эйзенберг Д., Кауцман В. (1975). Структура и свойства воды / Пер. с англ. Л.: Гидрометеиздат. 280 с.

Denoth A. (1982). The pendular-funicular liquid transition and snow metamorphism // J. Glaciology. No 28 (99). P. 357–364.

Dorsey N.E. (1940). Properties of ordinary water-substance // Amer. Chem. Soc. Monogr. Ser., No 81. 673 p.

Глава 2

ДИСТАНЦИОННЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МОРСКОГО ЛЬДА

2.1. АВИАЦИОННЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ЛЕДЯНЫМ ПОКРОВОМ

2.1.1. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ АВИАЦИОННЫХ МЕТОДОВ НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ЛЕДЯНЫМ ПОКРОВОМ

2.1.1.1. Становление метода аэровизуальных наблюдений

Первые наблюдения за морским льдом с борта летательного аппарата были выполнены в 1897 г. Соломоном Андрэ при полете на Северный полюс на воздушном шаре. В 1913 г. Б.А.Вилькицкий предложил использовать для ледовой разведки самолеты. Эта идея была осуществлена в 1914 г. российским военным летчиком Яном Нагурским при поисках в Арктике пропавшей экспедиции Г.Я.Седова. В августе 1914 г. Нагурский на гидросамолете «Морис Фарман» выполнил несколько ледовых разведок северо-западнее Новой Земли для обеспечения ледовой информацией капитана экспедиционного судна «Андромеда». 9 августа (22 августа по новому стилю) 1914 г. считается датой рождения ледовой авиационной разведки и началом дистанционного зондирования морских льдов с целью их мониторинга (Бородачев и Шильников, 2002).

За рубежом первыми полярными авиаторами стали швейцарцы Миттельгольцер и Нейман, в 1923 г. совершившие первый полет над Шпицбергом на гидроплане «Ледяная птица». В 1924 г. было создано Международное общество «Аэроарктика» по изучению Арктики с помощью воздушного корабля (Вехов, 2002).

В Японии первую ледовую разведку, под контролем Центральной метеорологической обсерватории, провел в марте 1935 г. летчик К.Негиши. Свои ледовые наблюдения с воздуха он выполнял ежегодно вплоть до 1945 г. Районом наблюдения было охотское побережье о. Хоккайдо и южной части Курил. По итогам полетов Негиши готовил карты, но символьных обозначений на его картах не было. Ледовые наблюдения в южной части Охотского моря проводил и военно-морской флот Японии — в 1935, 1939 и 1940 гг. Регулярно научно-методическая ледовая авиаразведка стала выполняться в Японии лишь после 1955 г. (Kusinoki, 1958). В США регулярная ледовая авиаразведка в период после окончания Второй мировой войны стала основным методом изучения ледовой обстановки в прибрежных водах.

В СССР в 1924 г. летчик Б.Г.Чухновский на гидросамолете «Ю-20», базируясь в проливе Маточкин Шар, впервые совершил полеты с целью выполнения ледовой разведки для транспортных судов. С 1929 г. для обеспечения судоходства по Север-

ному морскому пути в СССР была организована регулярная ледовая разведка на этой трассе (Бородачев и Шильников, 2002). С 1938 г. на трассе СМП стала выполняться преднавигационная ледовая разведка – сначала в июне, затем, по мере расширения сроков навигации, в мае и апреле. По данным этой разведки Всесоюзным арктическим институтом (ВАИ)* разрабатывались ледовые прогнозы на арктическую навигацию и осуществлялось планирование морских операций.

В 1938–1941 гг. на ледовую разведку по СМП направлялось ежегодно от 19 до 24 самолетов. На отдельные самолеты в состав летных экипажей стали включать ледовых бортнаблюдателей. При выполнении ледовой разведки сопровождения маршруты полетов строились в виде радиальных галсов с привязкой к судну и удалением от него на 50–100 км. Наблюдатели наносили на карты положение кромки, сплоченность, полыньи, форму ледяных полей и характеристики их поверхности (ровные, торосистые, снежицы). При оформлении ледовых карт использовались условные обозначения, приведенные в судовых инструкциях (СМП, 2007). Более или менее окончательно метод визуальных авиационных ледовых наблюдений сформировался в конце 40-х годов XX века (СМП, 2007).

Во время войны, в 1941–1945 гг., ледовая разведка (100–150 вылетов ежегодно) выполнялась 10–12 самолетами, в том числе двухмоторными самолетами Ли-2 (крейсерская скорость 250 км/ч, дальность полета 2240 км) (Бородачев и Шильников, 2002).

Ведущие специалисты ААНИИ (Н.А.Волков, П.А.Гордиенко, Д.Б.Карелин, М.М.Сомов) совместно с пилотами и штурманами Полярной авиации (Б.Г.Чухновским, М.С.Бабушкиным, И.П.Мазуруком, В.В.Мальковым, В.П.Падалко, П.М.Банюшевичем, Н.М.Жуковым, В.М.Аккуратовым и многими другими) в течение ряда лет разрабатывали, уточняли и совершенствовали термины, шкалы, состав наблюдаемых параметров ледяного покрова. К концу войны были в основном разработаны термины, шкалы и система условных обозначений, в которые в последующие годы вносились только некоторые частные изменения и дополнения. Как обобщение этих работ и исследований к середине 1940-х годов специалистами АНИИ** совместно с пилотами и штурманами Полярной авиации было разработано, а в 1946 г. издано пособие по визуальной ледовой авиационной разведке (Карелин и др., 1946).

2.1.1.2. Визуальные авиационные ледовые наблюдения в конце 1940–1950-х годов

К 1950 г. число ежегодных вылетов ледовой разведки возросло до 435 при 27 самолетах. Высокая разрешающая способность человеческого глаза (0,1 м на местности при высоте полета 100–600 м) позволяла наблюдателю определять по характеру поверхности, состоянию снежного покрова, типу наслоений и торосистых образований, толщине льдин в изломах, размерам и форме снежиц, цветовым оттенкам поверхности льдин, их обломков, дна снежиц (т.е., главным образом, по косвенным признакам) все основные характеристики ледяного покрова – положение кромки дрейфующего и неподвижного льда, сплоченность льда, его возрастной состав, формы, наслоенность и торосистость, стадии таяния, пространства чистой воды среди льдов, высоту и характер снежного покрова, сжатия, загрязненность, количество и формы льдов материкового происхождения. Точность и достоверность оценки параметров и характеристик ледяного покрова существенно зависели от условий освещения, горизонтальной видимости, метеоусловий и правильного выбора высоты полета. Имел значение и субъективный фактор, особенности восприятия глаза наблюдателя.

Процесс определения каждой характеристики ледяного покрова как при визуальных, так и при инструментальных наблюдениях складывается из двух этапов:

– выделение льдов данного вида или имеющих данную характеристику,

* Название ААНИИ до 1939 г.

** Название ААНИИ в период 1939–1958 гг.

— количественная оценка площади этих льдов по отношению к другим или общей просмотренной площади моря.

При визуальных ледовых наблюдениях качественная и приближенная (глазомерная) количественная оценка распределения и состояния льда производится наблюдателем по всем характеристикам одновременно. При этом наблюдатель выполняет анализ и обобщение разнородных признаков (с отбраковкой менее достоверных), определяет границы зон. За ограниченное время пролета каждого участка наблюдатель не может переработать весь объем информации. И действительно, в результате исследования точности визуальных авианаблюдений (Бушуев и Лощилов, 1967), выполненного в последующие годы путем сравнения с данными синхронных аэрофотосъемок, были выявлены значительные ошибки количественных оценок, а при неблагоприятных условиях и самих характеристик. Так, установлено, что общая и частная сплоченность определялась даже наиболее опытными наблюдателями со среднеквадратической ошибкой $\pm (1,2-2,0)$ балла в условной 10-балльной шкале. Помимо случайных ошибок, имело место систематическое завышение оценки общей сплоченности и частной сплоченности старых льдов в пределах также до 2 баллов 10-балльной шкалы. Вследствие ограниченной полосы обзора при наблюдениях с малой высоты непосредственно просматривалось только 10–20 % обследуемой акватории, что приводило к значительным ошибкам при интерполяции и экстраполяции границ.

Несовершенными были и способы доставки ледовой информации потребителям. Доведение данных наблюдений до потребителей осуществлялось несколькими способами. При посадке в аэропорту, совмещенном со штабом морских операций, копия рабочей ледовой карты передавалась в штаб сразу после посадки. Для передачи результатов разведки на ледоколы и суда широко применялся способ сброса ледовой карты в бредущем полете на палубу судна (вымпелом). Применялся также способ передачи данных ледовых наблюдений с борта самолета в виде радиотелеграфных ледовых донесений.

Таким образом, практика показала, что для повышения точности и достоверности оценки ледовой обстановки с авианосителей, а также совершенствования способов доведения информации до конечного потребителя необходимо развивать инструментальные методы наблюдения.

2.1.1.3. Совместное использование визуальных и инструментальных аэрометодов ведения ледовой разведки

Точность визуальных наблюдений в условиях продленной навигации в конце 1950-х годов уже не удовлетворяла судоводителей и научных работников. По данным визуальных наблюдений невозможно составить детальную крупномасштабную карту (ледовый план), по которому судоводитель мог бы выбрать путь следования. Поэтому при проводке судов и караванов в особо сложных ледовых условиях применялось барражирование — проводка судов через ледовую зону с помощью воздушного судна, которое непрерывно осуществляло поиск пути во льдах и руководило движением судов по радиосвязи. Эти обстоятельства обусловили необходимость перехода к инструментальным ледовым наблюдениям, в первую очередь при непосредственном обеспечении навигации.

В арктические навигации 1958–1959 гг. одновременно в Западном и Восточном районах Арктики были проведены первые экспериментальные факсимильные передачи карт ледовой разведки в адрес ледоколов и штабов морских операций непосредственно с борта самолета. Проведенные эксперименты были оценены положительно, и с тех пор все самолеты ледовой разведки стали оборудоваться фотопередающей аппаратурой (Арикайнен и Бурков, 1988).

Аэрофотосъемка. В первые послевоенные годы единственным средством авиационного дистанционного зондирования была аэрофотосъемка. В 1946–1948 гг. в

АНИИ под руководством В.И.Авгевича были выполнены первые экспериментальные аэрофотосъемки морских льдов. С целью покрытия каждой съемкой возможно большей площади применялась предложенная Августевичем перспективная аэрофотосъемка, аналогичная канадскому методу картографирования в мелких масштабах малообжитых территорий (Авгевич, 1951). Однако вследствие большого числа получавшихся при этом снимков и сложности их фотограмметрической обработки метод не получил применения для картографирования льдов, а стандартные методы фотолабораторной обработки снятых аэрофильмов не обеспечивали необходимой при проводке судов оперативности.

В 1951 г. в научно-оперативном секторе Отдела ледовых прогнозов АНИИ была сформирована небольшая группа аэрофотосъемки, на базе которой в 1967 г. была создана Лаборатория инструментальной ледовой разведки, а затем, в 1984 г., — самостоятельный Отдел совершенствования системы и методов ледовых наблюдений. Группа продолжала работы по использованию аэрофотосъемки для непосредственной проводки судов до середины 1960-х годов. Для решения этой задачи необходимо было, во-первых, разработать метод ускоренной фотохимической обработки на борту самолета и, во-вторых, обеспечить требующуюся для выбора пути во льдах ширину полосы съемки (не менее 8–10 км).

Первая проблема была сравнительно успешно решена коллективом сотрудников Государственного оптического института, разработавшим «одноступенчатый процесс» проявки аэрофильмов. В процессе решения второй проблемы в АНИИ были испытаны все существовавшие в то время аэрофотоаппараты (топографические, кадровые перспективные, щелевые, панорамные). Было установлено, что полностью требованиям ледовых наблюдений не удовлетворяет ни один. В 1960 г. А.В.Бушуевым была разработана принципиальная схема кругового планово-перспективного аэрофотоаппарата (АФА), а в 1963 г. в ААНИИ был изготовлен бортовой макет, который обеспечивал получение снимков, имеющих форму круга диаметром 220 мм, с высоким разрешением и равномерной освещенностью по всей площади изображения.

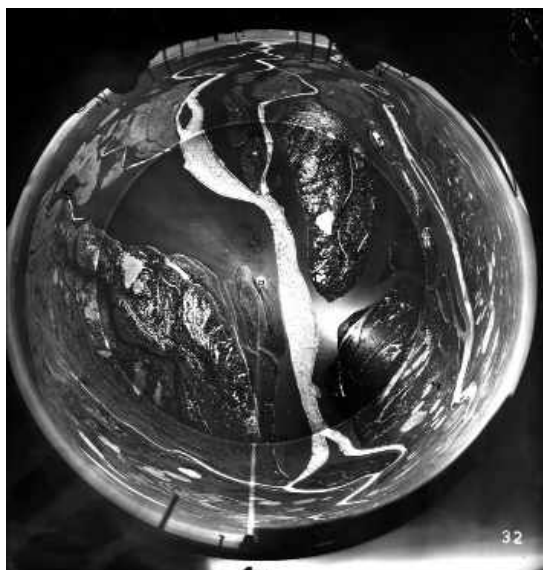


Рис. 2.1.1. Снимок круговым планово-перспективным аэрофотоаппаратом (АФА) дельты реки Лены в период весеннего половодья. Май 1968 г.

Бортовой макет кругового АФА успешно применялся в ряде экспедиций ААНИИ, особенно эффективно при выполнении ледовой разведки в устьях рек в апреле — мае (рис. 2.1.1). В период весеннего паводка на мелководных участках между островами лед, примерзший к дну, покрыт слоем воды, а на более глубоководных участках всплывает, что дает возможность определения по снимкам положения фарватера без промеров (Антонов и др., 1970). Однако вследствие невозможности ускоренной обработки отдельных кадров и отсутствия средств сложной фотограмметрической обработки планово-перспективных снимков на борту самолета, эти снимки не могли быть использованы в оперативной практике. Поэтому после появления более перспективного средства — радиолокационных станций бокового обзора — работы по внедрению кругового АФА в практику научно-оперативного обеспечения навигации были прекращены.

С начала 1950-х годов стал применяться полигонный метод исследования ледяного покрова, сущность которого заключается в комплексных дистанционных и контактных наблюдениях (регулярная площадная и маршрутная аэрофотосъемка, съемка для изучения рельефа поверхности морских льдов, закономерностей нарастания льда и накопления снежного покрова в зимний период, таяния снега и льда летом, а также другие исследования). Стала производиться тематическая обработка аэрофотоснимков — определение количественных характеристик ледяного покрова. Первой такой работой, выполненной в 1952—1953 г., было измерение относительной площади торосов и стереофотограмметрическое измерение высот гряд торосов. Было установлено, что площадь торосов по принятой пятибалльной шкале превышалась примерно в десять раз. Это коренным образом изменило существовавшие ранее представления о роли торшения в формировании ледяного покрова.

Однако при визуальных наблюдениях торосистость продолжала оцениваться по прежней пятибалльной шкале. Это объясняется тем, что фактически при таких наблюдениях давалась не количественная, а качественная оценка, которая в последних руководствах приводилась наряду с относительными площадями в процентах (0 — ровный лед, 1 — редкие торосы на ровном льду и т.д.).

В последующие годы был выявлен блочный характер распределения льдов, периодичность трещин и каналов, основные закономерности динамики и деформации льдов.

ИК-аппаратура. В 1964 г. для целей ледовой разведки испытывался один из первых отечественных авиационных тепловизоров (индикационные приборы теплового ИК-диапазона, без абсолютной калибровки по температуре). Проведенные летные эксперименты показали возможность различения по тепловым контрастам возраста льдов вплоть до толщины 100—120 см. Однако из-за ограниченной автономности (необходимости охлаждения датчика жидким азотом) и зависимости от метеоусловий эти приборы в практику ледовых наблюдений также не вошли. Впоследствии ИК-камеры все же получили применение на борту авианосителей: в частности, в США успешно применяли ИК-радиометрию для определения толщины льда с самолета (Kuhn et al., 1975).

Радиолокационный измеритель толщины льда. В 1960-е годы были также начаты работы по созданию радиолокационного измерителя толщины льда, предназначенного, в первую очередь, для использования при посадке самолетов на дрейфующие льды Северного Ледовитого океана в период проведения воздушных экспедиций «Север». В 1958—1972 гг. в Рижском институте инженеров Гражданской авиации (РКИИГА) под руководством М.И.Финкельштейна был разработан способ измерения толщины морского льда при помощи последовательности видеоимпульсов и создан бортовой макет радиолокационного видеоимпульсного измерителя толщины морского льда (РВИТЛ). Для повышения точности измерений необходимо повышать частоту радиосигнала и уменьшать число периодов в каждом импульсе. Однако с увеличением частоты колебаний возрастает коэффициент затухания в морском льду, что препятствует разделению сигналов от верхней и нижней поверхностей.

В РВИТЛ это противоречие разрешалось путем использования широкополосного облучающего сигнала и его последующей обработки с выделением высокочастотных составляющих (Финкельштейн и Глушнев, 1972).

Разработанный в итоге этих исследований серийный прибор «Аквамарин» стал применяться в качестве штатного для ледовых наблюдений. Прибор позволял с высоты 200–2000 м измерять толщину морских льдов с точностью 10 % в диапазоне толщины от 45 до 250 см, качественно оценивать характер их поверхности (торосистость), выделять старые и речные льды, а также приблизительно определять толщину тонких льдов в диапазоне от 0 до 45 см. (Финкельштейн и Лазарев, 1977). На самолетах визуальной ледовой разведки Ил-14 и самолетах Ан-2 при выполнении наблюдений на полигонах «Аквамарин» использовался вплоть до полного прекращения авиационных наблюдений в начале 90-х годов.

Авиационные радиолокационные станции бокового обзора (РЛС БО). С 1953 г. самолеты ледовой разведки стали оборудоваться панорамными радиолокационными станциями кругового обзора. Однако из-за низкой разрешающей способности этих РЛС они не вошли в практику ледовых наблюдений. НПО «Ленинец» в 1964 г. начало разработку РЛС БО специально для ледовой разведки. Примерно в эти же годы начали применять авиационные РЛС БО для наблюдений за морским льдом в США (Anderson, 1966).

В сентябре 1967 г. в НПО «Ленинец» были завершены работы по созданию авиационных РЛС БО «Торос», которыми были оборудованы два самолета Ан-24 (крейсерская скорость 450–475 км/ч, дальность полета 2700 км, рабочие высоты 5000–6000 м).

Радиолокатор бокового обзора (РБО) «Торос» практически представлял собой два локатора (правого и левого борта), объединенных общим пультом контроля и управления. «Торос» обеспечивал обзор земной поверхности в полосах шириной 30 или 15 км слева и справа от линии полета. Ширина непересматриваемой полосы составляла 1,5–2,0 высоты полета (Глушков и др., 1970). Радиолокационные изображения формировались по наклонной дальности с приближенным выравниванием масштабов по строке и по кадру. Угол сноса не учитывался. В 1970 г. были подготовлены методические указания для производства авианаблюдений за ледяным покровом в море с помощью РЛС БО «Торос» (Лошилов, 1970). Уточнение и выявление новых дешифровочных признаков производилось и в последующие годы путем выполнения синхронных радиолокационных и аэрофотографических съемок на полигонах и по маршрутам ледовых разведок (рис. 2.1.2, 2.1.3).

В 1974–1978 гг. НПО «Ленинец» разработало авиационную РЛС БО второго поколения «Нить». Первый экземпляр РЛС БО «Нить» был размещен на самолете Ан-24Н в 1978 г. и получил название радиолокационная система ледовой разведки «Нить».

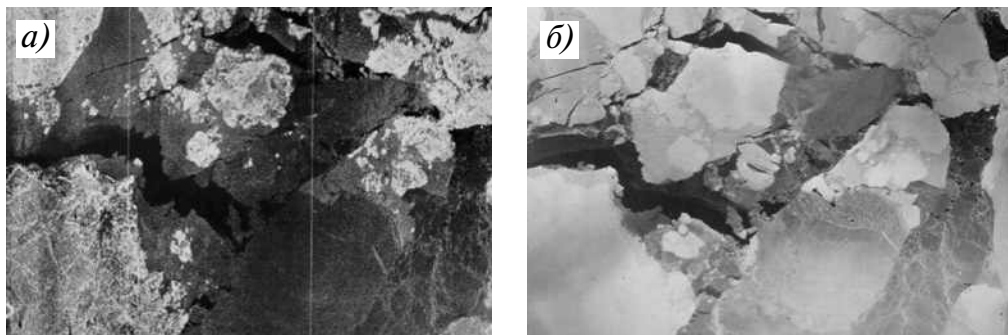


Рис. 2.1.2. Радиолокационное (а) и фотографическое (б) изображения одной и той же области морского льда осенью: крупные поля старого (остаточного) льда среди серого, серо-белого и ниласа (октябрь, море Лаптевых).

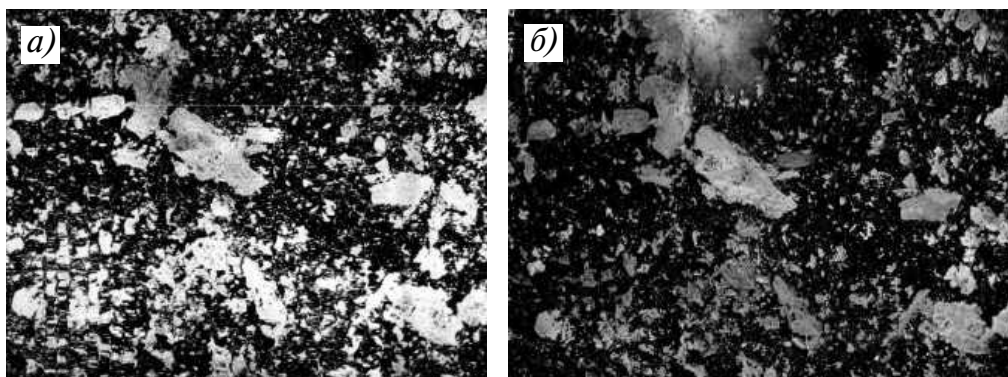


Рис. 2.1.3. Радиолокационное (а) и фотографическое (б) изображения одной и той же области морского льда летом: разреженный однолетний крупнобитый лед (август, Чукотское море).

Система «Нить» имела ту же длину волны (2,2 см), те же разрешающую способность и двубортный обзор, что и РЛС БО «Торос».

Система «Нить» включала самолетный бортовой комплекс «Нить-С» и ледокольный (наземный) комплекс приема и обработки информации «Нить-Л». Приемные комплексы были размещены на атомных ледоколах «Россия» и «Сибирь». Система «Нить-С» обеспечивала возможность трансляции радиолокационных изображений по специальной радиолинии на ледокол или любой другой наземный приемный пункт на расстоянии до 350 км в реальном масштабе времени. Такое построение системы диктовалось необходимостью обеспечения проводки караванов транспортных судов в тяжелых ледовых условиях при любой погоде и в период полярной ночи. РЛС БО комплекса «Нить-С» имела шесть различных режимов работы, включая горизонтальную или вертикальную поляризацию излученных и отраженных сигналов, а также возможность комбинации сигналов с одинаковыми или перекрестными поляризациями.

В соответствии с запросами пользователей был реализован вариант размещения РЛС «Нить» на самолете с большой дальностью полета. В качестве базового самолета был выбран турбовинтовой пассажирский самолет Ил-18Д, который после переоборудования получил название: самолет-лаборатория дальней ледовой разведки и геофизических исследований Ил-24Н. В конце 1984 г. два самолета ледовой разведки Ил-24Н были оборудованы комплексами радиолокационной аппаратуры «Нить-С» и с 1986 г.



Рис. 2.1.4. Самолет дальней ледовой разведки Ил-24Н, оснащенный радиолокационным комплексом «Нить-С».

постоянно использовались для ледовой разведки в Арктике (рис. 2.1.4). Самолет Ил-24Н имел четыре турбовинтовых двигателя, крейсерскую скорость 650 км/ч на высоте полета 6–7 км и обеспечивал дальность полета до 6500 км.

Полный комплекс навигационного и пилотажного оборудования самолета обеспечивал проведение радиолокационной ледовой разведки практически во всем Арктическом бассейне в любое время суток и года при полетах за облаками. Кроме того, самолет мог выполнять тактическую ледовую разведку по непосредственной проводке судов в тяжелых ледовых условиях с трансляцией радиолокационного изображения на ледоколы.

Самолеты были включены в подсистему средств сбора ледовой информации создаваемой в то время Автоматизированной ледовой информационной системы для Арктики (АЛИСА). Опыт ледовой разведки на арктических морях показал, что использование самолетов большой дальности типа Ил-24Н более эффективно по сравнению с использованием самолетов Ан-24Н как в экономическом, так и в оперативном плане.

2.1.2. ВОЗМОЖНОСТИ АВИАЦИОННЫХ МЕТОДОВ НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ЛЕДЯНЫМ ПОКРОВОМ

Методу аэрофотосъемки присущи следующие существенные недостатки:

- зависимость от метеоусловий и освещенности,
- большое число получаемых снимков и сложность их фотохимической и фотограмметрической обработки,
- ограниченные площади съемки с малых высот.

Строго говоря, сложность фотохимической обработки снимков в настоящее время ввиду бурного развития цифровых фотокамер уже не имеет значения.

В то же время, несомненными достоинствами аэрофотосъемки являются:

- высокая разрешающая способность;
- геометрическая определенность снимков, позволяющая воссоздавать пространственную модель местности и с высокой степенью точности определять координаты отобразившихся точек местности;
- объективность и однозначность получаемых сведений.

Немаловажно также, что изображение льдов на аэрофотоснимках близко к воспринимаемому человеческим глазом при непосредственных наблюдениях как по тональной структуре, так и по разрешению. Поэтому по аэрофотоснимкам, так же как и при визуальных наблюдениях, могут определяться практически все характеристики ледяного покрова. Возможность анализа зафиксированных изображений, сопоставления с эталонами, выполнения фотометрических, линейных и площадных измерений делают аэрофотосъемку одним из наиболее информативных средств наблюдения.

Не менее важным направлением применения аэрофотосъемки является использование ее как средства валидации, тарировки и исследования точности всех остальных средств дистанционного зондирования морских льдов. Аэрофотосъемка для решения этих задач эффективно использовалась на этапах испытания, опытной эксплуатации и внедрения новых дистанционных средств (ИК- и СВЧ-радиометров, радиолокационного толщиномера, РЛС БО и др.) до начала 1990-х годов, когда авиационные ледовые наблюдения в России были практически полностью прекращены. В качестве примера можно привести выполненные в 1979 г. на СП-22 исследования точности лазерных аэропрофилографов (рис. 2.1.5).

В то же время, в США и Канаде наблюдения с самолетов широко используются для изучения ледовой обстановки в Арктике, а также для калибровки и оценки точности выводимой на орбиту новой спутниковой аппаратуры. Широкомасштабный подспутниковый эксперимент по верификации данных высотомера – измерителя толщины льда, установленного на европейском ИСЗ Cryosat-2, был проведен после запуска спутника

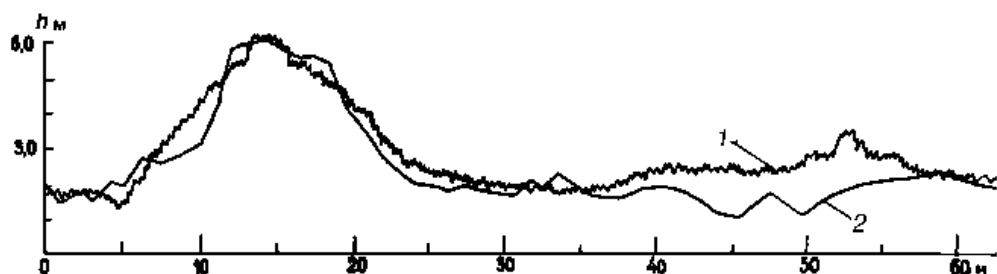
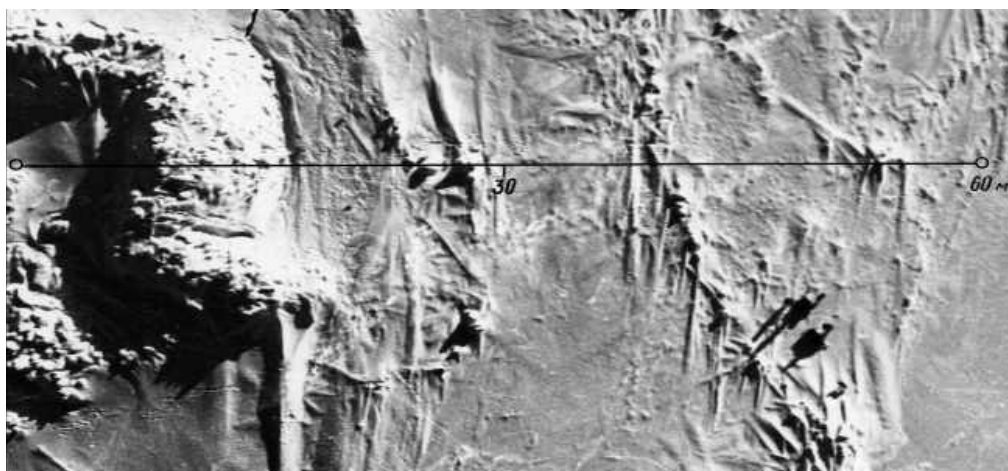


Рис.2.1.5. Исследование точности лазерных аэропрофилограмм.

а) фрагмент аэрофотоснимка масштаба 1:2000 с нанесенной трассой измерений; б) профили: 1 – по данным аэропрофилографа, 2 – по данным стереофотограмметрических измерений.

в 2010 г. в Канадской Арктике. В ходе эксперимента самолет-лаборатория NASA P-3 выполнял полеты по трассе спутникового высотомера, проводились необходимые измерения для оценки точности спутниковых данных (ESA, 2011).

Необходимо заметить, что в СССР запуск первых радиолокационных спутников «Океан» в начале 1980-х годов не исключал необходимости использования самолетных РЛС БО для мониторинга морских льдов, оперативного обеспечения навигации на арктических морях и исследований ледяного покрова. Спутниковые и самолетные методы дистанционного зондирования морских льдов имели свои области применения и дополняли друг друга.

Самолетные РЛС БО/РСА могут успешно и эффективно применяться и в настоящее время для решения широкого спектра оперативных и исследовательских задач в Арктическом регионе. Однако начавшиеся в 1990-х годах экономические преобразования в России привели к резкому сокращению бюджетного финансирования авиационных ледовых наблюдений и в конечном итоге к полному прекращению самолетной ледовой разведки. В настоящее время ледовая авиаразведка в замерзающих морях проводится в России лишь с вертолетов (с базированием на ледоколах и нефтедобывающих платформах), а также – в экспериментальном порядке – с беспилотных летательных аппаратов.

Вертолеты, базирующиеся на ледоколах, стали применять для ледовой разведки с 1950-х годов (Каштелян, 1972). Вертолеты выполняют тактическую ледовую разведку во время проводки транспортных судов. Для разведки на борту вертолета устанавливается электронная аппаратура наблюдения за ледовой обстановкой в различных диапазонах

спектра, предусматривается возможность визуальных наблюдений бортнаблюдателями. На российских ледоколах обычно базируется по одному вертолету, на некоторых зарубежных ледоколах — одновременно по два и даже три вертолета. Радиус действия вертолетов при ледовой разведке с судов — до 300 км (Мамонтов, 2009). Кроме задач ледовой разведки, вертолет выполняет также необходимые погрузо-разгрузочные работы.

В 2000-х годах специалисты ААНИИ начали исследования по применению в Арктике беспилотных летательных аппаратов (БЛА), запускаемых с судов, дрейфующих станций и других платформ; эти аппараты используются в автоматическом и полуавтоматическом режимах (Morris, Smirnov, Cremers, 2000; Лесенков, 2011). ААНИИ применяет в полетах над Арктикой российский БЛА «Элерон» (рис. 2.1.6 и 2.1.8, см цв. вклейку, рис. 2.1.7) с электродвигателем, оснащенный теле-, ИК- и фотоаппаратурой. «Элерон-10Э» имеет ресурс по времени работы 2 ч и радиус действия около 100 км.

Специалисты NOAA и Норвежского института изучения севера (NORUT) используют в Арктике БЛА с двигателями внутреннего сгорания, обеспечивающими дальность действия порядка 1000 км; однако в настоящее время для БЛА с таким типом двигателя характерна меньшая надежность работы и гораздо более высокая аварийность по сравнению с вариантом БЛА, работающим на электродвигателе (Лесенков, 2011).

Вариант БЛА — модель Т23Э «Элерон» — был применен учеными ААНИИ в условиях дрейфующих станций (СП-37 и СП-38), где он был использован для решения важных тактических задач, касающихся вопросов безопасности работы персонала станций (Лесенков, 2011).

Состав зондирующей аппаратуры на БЛА может быть различным в зависимости от решаемых задач. На БЛА устанавливаются цифровые фотокамеры, работающие в видимом и ИК-диапазонах спектра; есть варианты БЛА с радарными установками, однако они обладают малым ресурсом времени полета и соответственно малым радиусом действия. В качестве БЛА используются как самолеты, так и вертолеты (Беспилотная Россия, 2008). Для уменьшения нестабильности измерений аппаратура должна помещаться на гиросtabilизированной платформе.

Полученный позитивный опыт использования беспилотной авиации в Арктике и интерес к этому направлению развития авиации со стороны потенциальных потребителей ледовой информации позволяют надеяться на то, что аэрометоды в полярных морях вновь получат мощный импульс развития и займут подобающее положение в системе мониторинга Российской Арктики, включающей дистанционные носители разного уровня: БЛА — вертолеты тактической разведки — низкоорбитальные ИСЗ — спутники на высокоэллиптических орбитах.



Рис. 2.1.7. Снимок трещины вблизи дрейфующей станции «Северный полюс», полученный БЛА «Элерон» с высоты 600 м. Апрель 2008 г.

2.2. СПУТНИКОВЫЕ МЕТОДЫ ВИДИМОГО ДИАПАЗОНА

2.2.1. ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЙ СПЕКТР

В дистанционном зондировании поверхности Земли источником информации об объектах являются электромагнитные волны, которые в случае пассивного зондирования либо излучаются самим объектом, либо представляют собой отраженное солнечное излучение. При активном зондировании источником излучения является искусственный излучатель, установленный на дистанционном носителе и облучающий подстилающую поверхность; отраженное от объекта излучение регистрируется приемной аппаратурой дистанционного носителя. В атмосфере на пути от объекта на Земле до спутника электромагнитное излучение частично рассеивается и поглощается атмосферными компонентами (водяной пар, углекислый газ, озон и пр.). Часть излучения теряется при отражении от земной поверхности и частично поглощается ею. Поступившее на вход регистрирующего устройства спутника излучение преобразуется в электрический сигнал, проходит предварительную обработку и передается на наземные пункты приема.

Из всего электромагнитного спектра (рис. 2.2.1) в дистанционном зондировании используют ультрафиолетовый (УФ), видимый, инфракрасный (ИК) и микроволновый (СВЧ) диапазоны. Применимость УФ-диапазона ограничивается областью 320–400 нм — т.е. областью, в которой излучение Солнца достигает Земли, не претерпевая поглощения озоном и кислородом атмосферы. Видимый диапазон — часть спектра, воспринимаемая глазом (0,4–0,7 мкм), используется в дистанционном зондировании наиболее широко. Сфера применения спутниковых и авиационных съемок в видимом диапазоне очень обширна, как обширна и литература, посвященная этому вопросу (Книжников и др., 2004; Лабутина, 2004; Смирнов, 2005 и др.). Однако для целей изучения ледяного покрова полярных районов возможности применения видимого диапазона весьма ограничены. Это связано с тем, что съемку в видимом диапазоне можно проводить лишь в светлое время суток (т.е. во время полярной ночи наблюдения со спутников невозможны) и при ясной погоде, которая в полярных районах наблюдается редко. Активное зондирование со спутников в видимом диапазоне (с помощью лазеров) в оперативную практику пока не вошло — есть лишь единичный экспериментальный опыт. Строго говоря, массовое применение лазеров с орбиты в силу своей небезопасности для здоровья людей нуждается в определенной регламентации с точки зрения международного права.

ИК-аппаратура (в диапазоне длин волн свыше 3 мкм) по сравнению с приборами видимого диапазона не имеет ограничения на время суток и поэтому применяется для съемки ледяного покрова более широко, хотя облачность также является препятствием для ИК-наблюдений. Дистанционная аппаратура СВЧ-диапазона (1 мм — 1 м) наиболее подходит для мониторинга ледяного покрова в силу своей всепогодности и независимости от времени суток.

В соответствии с фактическими возможностями использования разных диапазонов спектра для изучения морских льдов в настоящем издании основное внимание

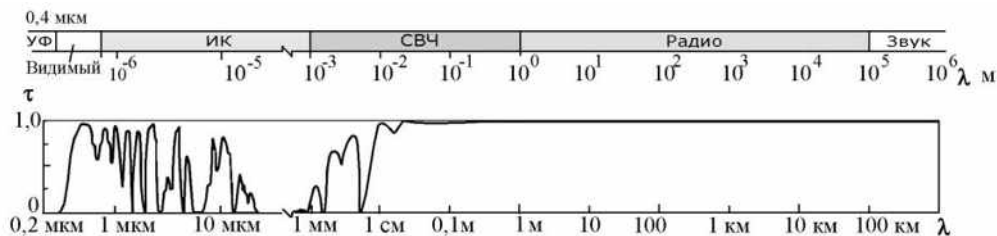


Рис. 2.2.1. Спектр электромагнитного излучения поверхности Земли.

уделено СВЧ-диапазону, несколько меньшее – ИК (см. далее, п. 2.3, 2.4 и главу 3). Особенности спутниковых наблюдений в видимом диапазоне излагаются кратко; для расширения познаний в этой области можно обратиться к специальной литературе, например к работе Книжникова, Тутубалиной, Кравцовой (2004).

2.2.2. АЛЬБЕДО

В качестве характеристики отражательной способности различных тел введено понятие *альбе́до* (от лат. *albus* – белый). Альбе́до количественно характеризует долю (%) солнечного излучения, отраженного телом или поверхностью. Различают интегральное (во всем диапазоне спектра) и спектральное (на определенной длине волны) альбе́до. Для идеально белого тела альбе́до равно 100 %, для идеально черного – 0 %. Для реальных поверхностей диапазон изменения интегрального альбе́до составляет от 3 % (вода при малых зенитных углах) до 95 % (свежий снег) (табл. 2.2.1). Свежевыпавший снег имеет очень высокое альбе́до в видимой области спектра и, в то же время, низкое альбе́до в ближней ИК-области, особенно при крупных частицах снега. Пониженные значения альбе́до характерны для загрязненного снега, особенно вокруг крупных промышленных центров (в радиусе нескольких десятков километров). В присутствии снежного покрова значение альбе́до для всех типов поверхностей изменяется (см. табл. 2.2.1).

Отражательная способность льда, снега и воды имеет резко выраженную спектральную зависимость (рис. 2.2.2): в коротковолновой (синей) части видимого диапазона

Таблица 2.2.1

Альбе́до разных подстилающих поверхностей (Оке, 1987; Ahrens, 2006)

Поверхность	Альбе́до интегральное	Альбе́до в канале 0,47 мкм	
		Бесснежные поверхности	Заснеженные поверхности
Почва			
темная и сырая	0,05		
светлая и сухая	0,40		
Песок	0,15–0,45		
Трава			
длинная	0,16		
короткая	0,26		
Сельхозкультуры	0,18–0,25	0,04	0,76
Покрытые снегом пустоши			0,87
Лес			
лиственный	0,15–0,20		
хвойный	0,05–0,15	0,03	0,36
смешанный			0,39
Вода			
малые зенитные углы	0,03–0,10		
большие зенитные углы	0,10–1,0		
Снег			
старый	0,40		
свежий	0,95		
Лед			
морской	0,30–0,45		
ледники	0,20–0,40		
Облака			
мощные	0,60–0,90		
тонкие	0,30–0,50		

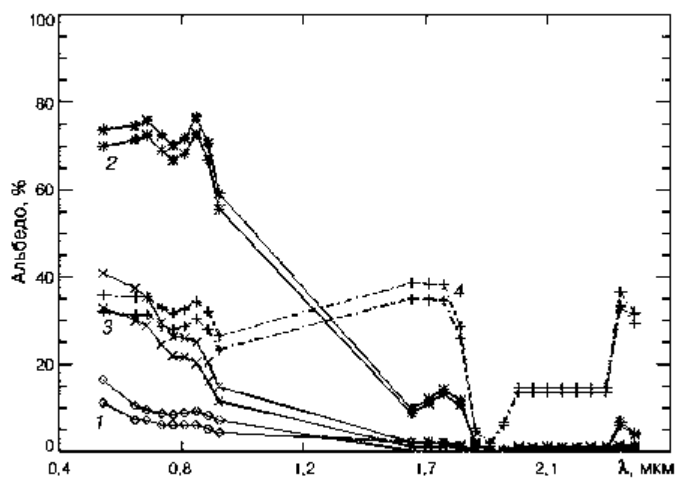


Рис. 2.2.2. Альbedo (%) воды (1), снега, покрывающего лед (2), молодого льда (3) и облачности (4) в видимом ($\lambda < 0,7$ мкм) и ближнем ($\lambda > 0,7$ мкм) ИК-диапазоне.

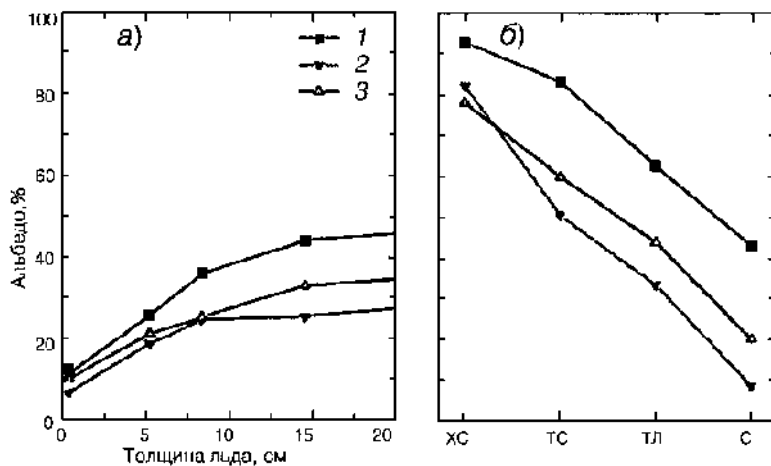


Рис. 2.2.3. Изменение альbedo морского льда для начальных стадий нарастания молодого льда (Jezek et al., 1998).

a – по данным лабораторного эксперимента и для льда в переходный период от весны к лету; *б* – по данным эксперимента в Барроу, Аляска (толщина льда 160 см).

1 – 500 нм, 2 – 1000 нм, 3 – интегральная оценка (300–3000 нм).

ХС – холодный снег, ТС – тающий снег, ТЛ – тающий лед, С – снежница.

отражение максимально, а в ближней ИК-области резко уменьшается почти до нуля. Альbedo тонкого морского льда зависит от толщины льда (рис. 2.2.3 а). Для толстого льда наблюдается зависимость альbedo от сезона измерения, что обусловлено сезонной изменчивостью метаморфической структуры льда и снега (рис. 2.2.3 б).

В работе Lindsay, Rothrock (1994) по данным измерений видимых каналов радиометра AVHRR ИСЗ NOAA-10 и NOAA-11 была выполнена оценка сезонной изменчивости альbedo для центральной части Арктического бассейна за период март – сентябрь 1989 г. Учитывались данные, полученные в безоблачных ситуациях при высоте солнца более 10° над горизонтом, применялась нормализация данных – приведение к общему зенитному углу солнца. Средние значения в индивидуальных ячейках измерения при ясной погоде составляли от 0,18 до 0,91. Среднемесячные значения альbedo для Арктики изменялись от 76 % в апреле до 47 % в августе. Альbedo поверхности и ее температура наиболее сильно коррелировали в марте ($R = 0,77$), наименьшей корреляция была летом.

2.2.3. СПУТНИКОВАЯ АППАРАТУРА ВИДИМОГО ДИАПАЗОНА

Для съемки Земли в видимом диапазоне применяются различные приборы – цифровые фотокамеры, спектро радиометры, гиперспектрометры и пр. На сегодняшний день принята следующая классификация спутников, осуществляющих съемку поверхности Земли:

- спутники глобальной съемки Земли и океана (низкое разрешение, 250 м и более),
- ресурсные спутники (разрешение 10–250 м),
- ресурсно-картографические спутники (разрешение 1–10 м),
- кадастровые спутники (сверхвысокое разрешение – лучше 1 м).

К спутникам глобальной съемки, выполняющим ежедневную съемку всей земной поверхности в видимом и ближнем ИК-диапазоне, относятся такие, как Terra и Aqua (установленный на них прибор MODIS работает также в тепловом ИК-диапазоне – табл. 2.2.2), метеоспутники NOAA (США), MetOp (ЕКА), FY-1D (Китай), «Метеор-М №1» (Россия) и др. Снимки, получаемые с этих спутников, достаточно существенно отли-

Таблица 2.2.2

Характеристики спектро радиометра MODIS ИСЗ Terra и Aqua

Спектральные каналы	Спектральный диапазон, мкм	Пространственное разрешение, м	Ширина полосы обзора, км
1–2	0,62–0,88	250	2 330
3–7	0,46–2,16	500	
8–19	0,41–0,97	1 000	
20–25	3,66–4,55	1 000	
26	1,36–1,39	1 000	
27–36	6,54–14,39	1 000	

Таблица 2.2.3

Характеристики оптической аппаратуры ИСЗ «Метеор-М №1»

Характеристика	МСУ-МР	КМСС
Полоса обзора	Не менее 2800 км	450/900 км
Пространственное разрешение (в надире)	1000 м	50 м / 100 м
Спектральные зоны, мкм	0,5–0,7; 0,7–1,1; 1,6–1,8; 3,4–4,1; 10,5–11,5; 11,5–12,5	0,370–0,450; 0,450–0,510; 0,535–0,575; 0,580–0,690; 0,630–0,680; 0,760–0,900.
Радиометрическая точность (видимый диапазон)	Относительная 0,5 %, абсолютная 3 %	

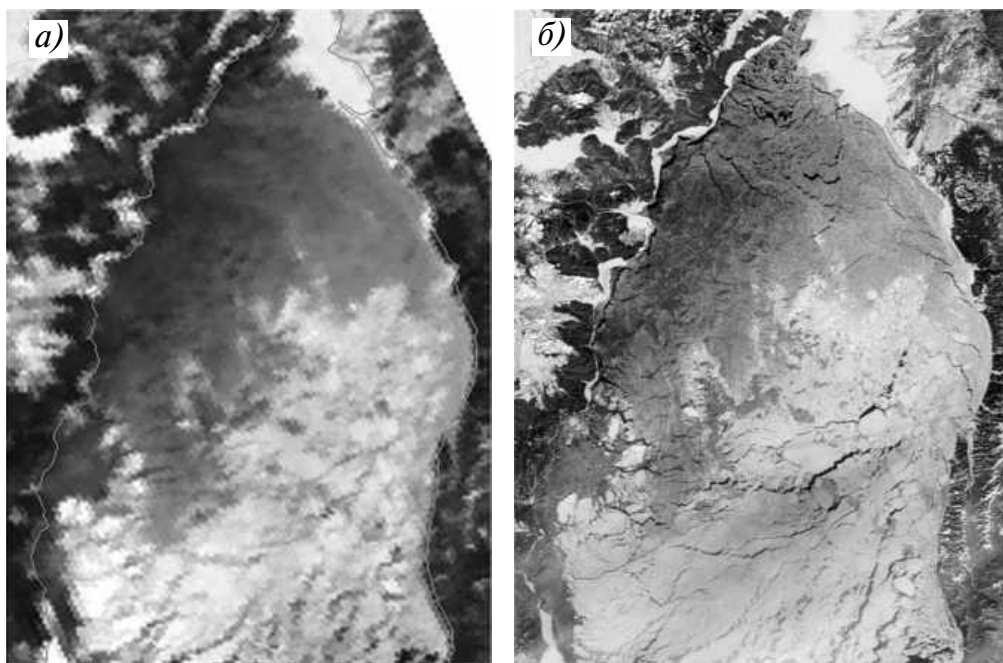


Рис. 2.2.4. Полученные одновременно изображения одной и той же области земной поверхности в канале 1 радиометра AVHRR спутника NOAA, разрешение 1 км (а), и в канале 1 радиометра MODIS спутника Aqua, разрешение 250 м (б). 27 января 2002 г., Татарский пролив.

чаются по разрешению — см., например, на рис. 2.2.4 кадр одного и того же района, снятый с MODIS и NOAA.

Российский спутник этой группы «Метеор-М №1», запущенный в 2009 г., имеет на борту аппаратуру оптического диапазона как для глобальной съемки (МСУ-МР), так и для ресурсной (КМСС) (табл. 2.2.3).

Таблица 2.2.4

Характеристики ИСЗ Landsat-7

Параметр	Значение
Спектральный диапазон, мкм	0,45–0,52 (синий) 0,53–0,61 (зеленый) 0,63–0,69 (красный) 0,78–0,90 (ближний ИК) 1,55–1,75 (коротковолновый ИК) 2,09–2,35 (коротковолновый ИК) 10,40–12,50 (тепловой ИК) 0,45–0,90 (панхром)
Орбита	Солнечно-синхронная, высота 705 км
Полоса съемки (в надире)	185 км
Периодичность съемки	1–6 сут
Пространственное разрешение (в надире)	15 м (панхром) 30 м (мультиспектр) 60 м (ИК)

Основные технические характеристики оптической аппаратуры ИСЗ «Ресурс-ДК»

Характеристика	Режим	
	панхроматический	мультиспектральный
Спектральный диапазон, мкм	0,58–0,80	зеленый: 0,50–0,60 красный: 0,60–0,70 ближний ИК: 0,70–0,80
Пространственное разрешение	1 м	2–3 м
Максимальное отклонение от надира		30°
Ширина полосы охвата (при $H=350$ км, надир)		до 28,3 км
Скорость передачи данных на наземный сегмент		150, 300 Мбит/с
Радиометрическое разрешение		10 бит на пиксел
Периодичность съемки		6 дней
Возможность получения стереопары		Имеется, с соседних витков

К группе ресурсных спутников (среднее разрешение) относят ИСЗ Landsat-5,7 (США) (табл. 2.2.4), SPOT-4 (Франция) и др. Ресурсную съемку выполняют: прибор ASTER ИСЗ Terra; датчик AWIFS спутника IRS-P6 (Индия, разрешение 60 м, см. рис. 2.2.5 цвет. вклейки); IRS-1C/1D (Индия, разрешение в мультиспектральном режиме 23,5 м); отечественный спутник «Монитор-Э» (запуск 2005 г., разрешение 8 и 20 м).

Ресурсно-картографическими спутниками являются индийский IRS-P6 (Индия, аппаратура LISS-IV, разрешение 5,8 м), «Ресурс-ДК» (Россия, запуск 2006 г.) (табл.2.2.5), SPOT-5 (Франция, разрешение 5 м), FORMOSAT-2 (Тайвань, разрешение 2 м панхром и 8 м мультиспектр), RapidEye (Германия, группировка из пяти спутников, разрешение 6,5 м мультиспектр) и др.

К кадастровым спутникам (сверхвысокое разрешение) относятся израильский EROS-B (разрешение 0,7 м), американские CARTOSAT-2 (0,8 м панхром), WorldView-1 (0,5 м панхром) и WorldView-2 (0,46 м панхром; 1,8 м мультиспектр), IKONOS (1 м панхром; 4 м мультиспектр), QuickBird-2 (0,61 м панхром; 2,44 м мультиспектр), GeoEye-1 (0,41 м панхром; 1,65 м мультиспектр, см. рис. 2.2.6 цветной вкладки), корейский KOMPSAT-2 (1 м панхром; 4 м мультиспектр).

Спутниковые снимки высокого разрешения в видимом диапазоне позволяют при благоприятных погодных условиях и достаточной естественной освещенности получить высокодетальные снимки ледяного покрова, выявить разнообразные виды льда. К сожалению, в условиях Арктики такие благоприятные для съемки дни бывают крайне редко.

2.2.4. СПУТНИКОВЫЕ ЛАЗЕРЫ ВИДИМОГО ДИАПАЗОНА

Новые возможности в исследовании ледяного покрова предоставляет лазерная спутниковая альтиметрия. В 2003 г. в США был запущен спутник ICESAT (Ice, Cloud and Land Elevation Satellite), оборудованный лазером-альтиметром GLAS (Geoscience Laser Altimeter System); спутник входит в состав NASA ESE (Earth Science Enterprise). ICESAT имел квазиполярную орбиту, близкую к круговой, высотой около 600 км. Орбита была спланирована для использования как так называемой «замороженной» орбиты», разработанной с учетом сплюснутости Земли, когда перигей остается фиксированным (в среднем значении) на самых северных широтах (по существу, на Северном полюсе). Поскольку орбита «заморожена», перигей не круговой и высота является функцией широты. Наклонение орбиты было выбрано 94°, что обеспечивало покрытие до 86° с.ш.

Лазерная альтиметрическая система GLAS предназначалась для измерения топографии ледяных поверхностей и их временных измерений, так же как и для измерения

характеристик облачности и атмосферы. Лазерный альтиметр измерял время, требующееся лазерному импульсу длительностью 5 нс, чтобы проделать путь от прибора к поверхности Земли и обратно к прибору. Зная это время и учитывая известную скорость света, получают интересное расстояние. Поскольку положение прибора в космосе определяется с высокой точностью с помощью GPS-приемника (Global Positioning System) и камеры, ориентированной на звезды, а прибор в космосе установлен на гироскопе, направление лазера в пространстве является определенным. Определив положение по GPS, можно определить направление лазерного зондирования и положение на Земле точки, освещенной лазерным импульсом. Положение серии из таких лазерных пятен или отпечатков обеспечивает получение профиля поверхности. Анализ последовательности лазерных пятен за период времени дает возможность определить временные изменения в топографии.

Для измерения топографии поверхности использовался лазер с Q-переключателем с диодной подкачкой Nd:YAG, работающий в ближнем ИК-диапазоне (1064 нм). Линия обратного рассеяния в зеленой полосе (532 нм) использовалась для измерения содержания аэрозолей и других атмосферных характеристик. Лазер передавал 40 импульсов в секунду к поверхности, возвращающиеся фотоны собирались телескопом диаметром 1 м. На поверхности Земли прибор освещал пятна диаметром 70 м при расстоянии между ними 172 ± 3 м (Zwally et al., 2002). Лазерный отпечаток в 70 м позволил улучшить разрешение при зондировании морского льда и изучении топографии океана. С другой стороны, данные лазерной альтиметрии более восприимчивы к атмосферным эффектам, таким как облачный покров, и к рассеянию лазерного импульса. С помощью GLAS получен успешный опыт мониторинга шельфовых ледников Антарктиды (Scambos et al., 2004),

Значительным преимуществом лазерной альтиметрии является также возможность измерения расстояния от спутника до верхней границы снежного покрова, находящегося на льду, что в сочетании с данными радара-альтиметра позволяет более точно оценивать толщину ледяного покрова. Были предприняты достаточно успешные попытки идентификации крупных айсбергов в Антарктике по профилям ICESAT (Scambos et al., 2005).

В настоящее время спутник ICESAT прекратил работу; других лазеров на орбите пока нет.

2.3. СПУТНИКОВЫЕ МЕТОДЫ ИНФРАКРАСНОГО ДИАПАЗОНА

2.3.1. ЗАКОНЫ ИЗЛУЧЕНИЯ НАГРЕТЫХ ТЕЛ

В основе дистанционного метода измерения температуры тел по их излучению лежат законы излучения. Излучение нагретых тел при термодинамической температуре T описывается с помощью нескольких физических параметров.

Излучение на длине волны λ характеризуется:

– *спектральной плотностью* излучения (энергетической светимостью) $m_{\lambda,T}$ (Вт/(м²·мкм));

– *спектральной яркостью* излучения $l_{\lambda,T}$ (Вт/(м²·ср·мкм)).

Интегральное излучение во всем спектре характеризуется:

– *интегральной плотностью* излучения M_T (Вт/м²);

– *интегральной яркостью* излучения L_T (Вт/(м²·ср)).

В качестве характеристики излучения нагретых тел введено понятие абсолютно черного тела (АЧТ), т.е. идеального излучателя. АЧТ поглощает все падающее на него излучение независимо от спектрального состава.

Основной закон распределения энергии излучения АЧТ по электромагнитному спектру (закон излучения) был сформулирован в 1900 г. М.Планком и получил название закона Планка. Закон описывается следующей формулой:

$$m_{\lambda,T} = 2\pi c_0^2 h_{\lambda}^{-5} \{ \exp[hc_0/(\lambda k T)] - 1 \}^{-1}, \quad (2.1)$$

где $k = 1,38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К – постоянная Больцмана, $h = 6,6262 \cdot 10^{-34}$ Дж·с – постоянная Планка, $c_0 = 2,998 \cdot 10^8$ м/с – скорость света, T – температура (К). Подставив значения постоянных, из (2.1) получим:

$$m_{\lambda,T} = c_1 \lambda^{-5} \{ \exp[c_2/(\lambda T)] - 1 \}^{-1}, \quad (2.2)$$

где $c_1 = 3,74 \cdot 10^{-16}$ Вт·м², $c_2 = 1,44 \cdot 10^{-2}$ м·К.

Суммарная энергетическая светимость идеального излучателя определяется по закону Стефана–Больцмана, который может быть получен при интегрировании (2.1):

$$M = \sigma T^4, \quad (2.3)$$

где $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м²·К⁴) – постоянная Стефана–Больцмана.

Зависимость положения максимума $\lambda_{\text{макс}}$ (мкм) спектральной плотности излучения от температуры (Закон Голицына–Вина) может быть получена из формулы (2.1) путем дифференцирования:

$$\lambda_{\text{макс}} = 2898/T. \quad (2.4)$$

Таким образом, все тела, температура которых выше абсолютного нуля, излучают электромагнитную энергию, количество и диапазон максимального излучения которой зависят от температуры объекта (рис. 2.3.1).

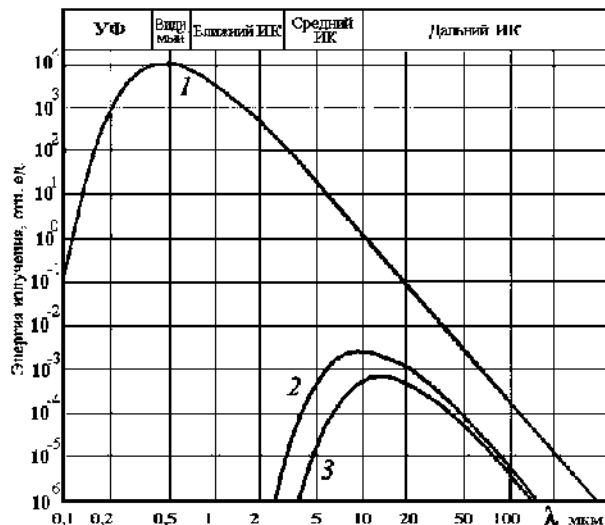


Рис. 2.3.1. Спектры излучения.

1 – Солнце ($T = 6000$ К), 2 – идеальный излучатель ($T = 290$ К), 3 – арктический лед ($T = 220$ К).

Реальные тела не являются идеальными излучателями. Излучение реальных («нечерных») тел зависит от их физических свойств, в первую очередь от поглощательной способности тела. Различают селективные и серые излучатели. Селективные излучают неравномерно в различных спектральных диапазонах, их поглощательная способность зависит от длины волны падающего излучения. Серые излучатели дают такое же распределение энергии по электромагнитному спектру, как и АЧТ, но обладают меньшей излучательной способностью. Излучательная способность серого излучателя определяется как отношение яркости серого излучателя к яркости идеального излучателя при той же температуре: $\varepsilon = L_{\pi}/L_{T_0}$.

Строго говоря, серых тел, как и черных, в природе не существует. Однако в узких спектральных диапазонах многие тела с достаточной точностью можно рассматривать как серые, т.е. обладающие постоянной излучательной способностью ε . Например,

чистая вода в окне прозрачности атмосферы 8–13 мкм рассматривается как серый излучатель с $\varepsilon = 0,98$. Вода, покрытая нефтяной пленкой, будет иметь уже другое значение ε , характерное для конкретного нефтепродукта, например 0,8 или 0,9.

К серым телам применимы все основные законы излучения, выведенные для черных тел; отличие состоит лишь во введении дополнительного множителя ε . Например, закон Стефана–Больцмана для серых тел будет выглядеть следующим образом:

$$M = \varepsilon \sigma T^4. \quad (2.5)$$

Поскольку нечерные тела могут не только сами излучать, но и отражать часть падающего на них излучения других тел (фоновое излучение), суммарное излучение, воспринимаемое дистанционным прибором от объекта, будет состоять из собственного излучения тела и отраженного фонового излучения.

Для оценки энергии излучения от реальных тел их излучение сравнивается с излучением идеального излучателя. С этой целью введено понятие радиационной температуры (T_p) – такой температуры АЧТ, при которой оно излучает так же, как данное тело с истинной температурой T :

$$T_p = T(\varepsilon_{\lambda T})^{1/4}. \quad (2.6)$$

2.3.2. ИК-РАДИОМЕТРИЯ

Излучение Солнца во всех диапазонах превышает излучение природных объектов. Однако в направлении Земли излучается только малая часть солнечного излучения (принимая во внимание, что угловой размер Солнца при наблюдении с Земли составляет лишь $0,5^\circ$), причем значительная его часть поглощается в атмосфере Земли. Поэтому при дистанционном зондировании солнечное излучение считают соизмеримым с излучением земной поверхности при длинах волн менее 3 мкм. В более длинноволновой области излучением Солнца по сравнению с излучением земных объектов пренебрегают.

Область 3–1000 мкм получила наименование теплового ИК-диапазона, так как именно в этой области работают технические средства измерения радиационной температуры поверхности Земли (ИК-радиометры). Начало работ по определению температуры поверхности с авиационных носителей пришлось на годы Второй мировой войны. Первые успешные эксперименты в этом направлении провела в 1942 г. морская исследовательская лаборатория США. В СССР такие работы стали разворачиваться к концу 1940-х годов, когда был создан макет радиационного термометра ГГО.

ИК-радиометр – это оптический прибор, который принимает излучение объекта с помощью оптического объектива, фокусирующего излучение на приемник. Спектральный рабочий диапазон радиометра определяют используемые фильтры и селективные приемники излучения. Многие приемники длинноволнового ИК-излучения требуют для работы в заданном спектральном диапазоне глубокого охлаждения (до 77 К), что вынуждает при использовании их на спутниках применять специально разработанные криогенные устройства. Это относится и к фотонным детекторам на основе полупроводников типа HgCdTe (чувствительны в области 2–25 мкм), и к приемникам на «квантовых ямах» – QWIP-детекторам (Quantum Well Infrared Photo-detector). Квантовые QWIP-детекторы позволяют принимать излучение до 25 мкм.

Для того чтобы радиометр стал измерительным прибором, позволяющим определять значения температуры объекта, в его схему включают бортовое АЧТ с известной температурой, по которому в полете производится абсолютная калибровка. Приборы, регистрирующие ИК-излучение объекта без абсолютной калибровки, рассматриваются как индикаторы, отражающие относительное распределение теплового поля (тепло–холодно); такие приборы именуются тепловизорами.

Из закона Голицына–Вина следует, что для типичных температур на земной поверхности (около 20°C) максимальное излучение земных объектов наблюдается на длинах

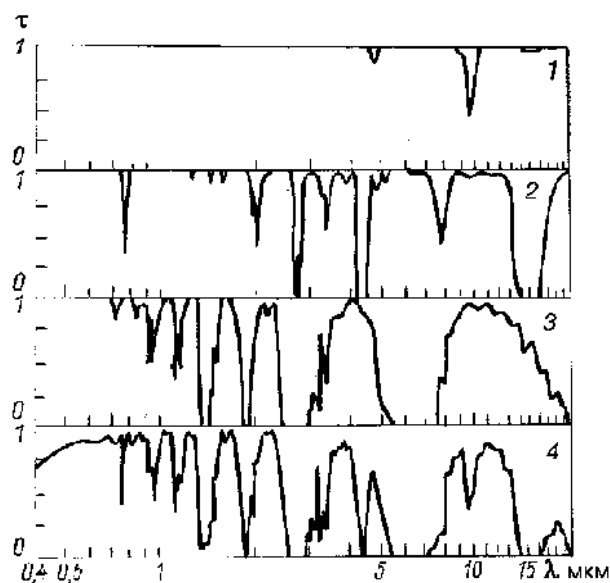


Рис. 2.3.2. Спектр пропускания стандартной атмосферы при зондировании морской поверхности с ИСЗ (Brower et al., 1976).

1 – O_3 , 2 – CO_2 , 3 – H_2O , 4 – суммарный спектр.

волн около 10 мкм (см. рис. 2.3.1). Учитывая также, что в этом диапазоне (за полосой поглощения озона 9,6 мкм) имеется так называемое окно прозрачности атмосферы (рис. 2.3.2), большинство современных спутниковых ИК-радиометров используют для измерения температуры подстилающей поверхности каналы 11 и 12 мкм. Применяются также измерения в окне прозрачности 3–5 мкм. Для уменьшения фоновое солнечного излучения измерения в этом окне проводят преимущественно в ночное время суток.

Измерения в более длинноволновой области (свыше 15 мкм) в ИК-радиометрах пока не реализованы ввиду необходимости применения достаточно сложной криогенной техники, требующей существенных энергозатрат. Кроме того, при увеличении длины волны для ИК-радиометра (как оптического прибора) возрастает дифракционный предел разрешения, определяемый по критерию Рэлея как минимальное мгновенное поле зрения, при котором можно различить две ближайшие точки объекта: $\varphi_{\min} = \Delta\theta = 1,22\lambda/D$, где D — диаметр зеркала объектива. Таким образом, переход в длинноволновую область спектра при неизменном поле зрения оптической системы сопровождается ухудшением пространственного разрешения.

2.3.3. СПУТНИКОВЫЕ ИК-РАДИОМЕТРЫ

Первым спутниковым ИК-радиометром стал MRIR, установленный на американском спутнике Tiros-2 в 1960 г. Этот прибор трассерного типа работал в диапазоне 8–12 мкм, обеспечивая пространственное разрешение 37 км и температурное более 2 К. Первым сканирующим ИК-радиометром стал HRIR, выведенный на орбиту на ИСЗ Nimbus-1 (США) в 1964 г. HRIR обладал пространственным разрешением 9 км. Сканирование производилось путем вращения зеркала (рис. 2.3.3) и позволяло обеспечить со спутника одновременный обзор большой площади подстилающей поверхности.

В 1978 г. на орбиту был запущен спутник Tiros-N с ИК-радиометром AVHRR, выполнявшим съемку поверхности Земли в полосе обзора 2700 км в двух каналах ви-

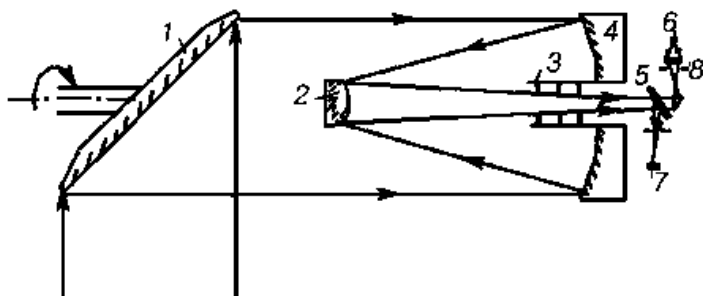


Рис. 2.3.3. Оптическая схема сканирующего ИК-радиометра.

1 – сканирующее зеркало, 2 и 4 – первичное и вторичное зеркала объектива, 3 – бленда, 5 – светоделительная пластинка, 6 и 7 – приемники излучения, 8 – диафрагма поля зрения.

димого диапазона и двух каналов ИК (3,5–3,9 и 10,5–11,5 мкм). Разрешение AVHRR составляло 1,1 км (режим HRPT) и 4 км (режим АРТ).

В настоящее время на орбите функционируют метеоспутники США, Китая, России, Японии и Европейского космического агентства. Основу системы всемирных космических метеонаблюдений сегодня составляет американская полярно-орбитальная система POES, все страны получают информацию с этой системы бесплатно.

2.3.3.1. Американские спутники, позволяющие определять температуру поверхности в ИК-диапазоне

В американскую систему метеоспутников POES входят два оперативных метеоспутника и два-три резервных аппарата. Изображения Земли передаются по радиолинии *L*-диапазона частот в формате HRPT со скоростью 0,665 Мбит/с. В 2011 г. группировка американских метеоспутников на полярных орбитах включала спутники NOAA-15 (запуск 1998 г.), NOAA-18 (запуск 2005 г.), NOAA-19 (запуск 2009 г.), а также три-четыре военных метеоспутника DMSP серии Block-5D2/3. Метеоспутник NOAA-19 – последний спутник в серии ATN, затем планируется приступить к эксплуатации спутников нового поколения NPOESS.

Радиометры AVHRR/NOAA (США)

Инфракрасные радиометры AVHRR ИСЗ NOAA передают на наземные пункты данные о ТПМ регулярно начиная с 1978 г. Спутники NOAA выводятся на солнечно-синхронные орбиты с наклоном $98,8^\circ$ и высотой 830–870 км. Ширина полосы обзора около 3000 км. Прибор AVHRR/2, установленный на NOAA-7, -9, -11, -14, имел два видимых канала (0,58–0,68 и 0,725–1,0 мкм), один коротковолновый ИК-канал (3,55–3,93 мкм) и два длинноволновых ИК-канала (10,3–11,3 и 11,5–12,5 мкм). AVHRR-3, установленный в 1998 г. на NOAA-15, получил 6-й канал (3А: 1,6 мкм), предназначенный для определения льда и снега, а на NOAA-16 был добавлен канал 3В: 3,7 мкм.

Информация передается в реальном масштабе времени с использованием двух различных режимов. Обычно используется режим с разрешением 1,1 км (HRPT), непрерывная передача информации осуществляется на частоте 1,7 ГГц.

Радиометр MODIS на спутниках Terra и Aqua

Эти спутники находятся на солнечно-синхронных круговых орбитах с наклоном около 98° и высотой 705 км. Установленный на спутниках радиометр MODIS (см. табл. 2.2.2) регистрирует отраженное и собственное излучение в 36 спектральных каналах оптического диапазона (от 0,405 до 14,285 мкм). Пространственное разрешение в надире составляет в тепловых ИК-диапазонах 1000 м.

Радиометр ASTER

ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) — это 14-канальный радиометр, запущенный на спутнике NASA Terra в декабре 1999 г. Размер сцены ASTER 60×60 км. В тепловом ИК-диапазоне радиометр имеет пять каналов с разрешением 90 м: 8,125–8,475; 8,475–8,825; 8,925–9,275; 10,25–10,95; 10,95–11,65 мкм. Пример снимка ИСЗ ASTER представлен на рис. 3.7.1 (см. цвет. вкладку).

Многоспектральная камера ETM+

ETM+ ИСЗ Landsat-7 (запуск в 1999 г.), кроме съемки в видимом и ближнем ИК-диапазонах, производит съемку в тепловом канале 10,42–12,5 мкм с разрешением 60 м, размер кадра 185 км. В настоящее время из-за технических проблем информация с камеры поступает в усеченном режиме.

2.3.3.2. Китайские метеоспутники

Спутниковая метеосистема Китая насчитывает четыре космических аппарата FengYun (Фэн Юнь — «Облака и ветер», FY), в том числе два геостационарных спутника FY-2С и FY-2D (запущен в 2006 г.) и два низкоорбитальных спутника FY-1D (аппарат первого поколения, запущен в 2002 г.) и FY-3А (запущен в 2008 г.). Основной аппаратурой спутника FY-1D является 10-канальный радиометр видимого и ИК-диапазонов MIVSR, который обеспечивает съемку в полосе 3100 км с пространственным разрешением 1,1 км.

MIVSR имеет по сравнению с AVHRR пять дополнительных каналов в видимой области спектра. Формат кадра передачи аналогичен формату данных радиометра AVHRR/NOAA. Изображения передаются на бесплатной основе в режиме прямой передачи. Используется *L*-диапазон частот (1,7 ГГц) в формате CHRPT со скоростью 1,33 Мбит/с, что в два раза выше, чем у NOAA.

На спутнике FY-3А установлен 10-канальный сканирующий радиометр видимого и ИК-диапазона VIRR (Visible and IR Radiometer) с разрешением 1,1 км. Пять каналов VIRR по спектральным диапазонам аналогичны AVHRR. Также на FY-3А работает 20-канальный радиометр видимого и ИК-диапазона MERSI (Medium Resolution Spectral Imager), подобный американскому радиометру MODIS. MERSI проводит съемку с разрешением 250 м в пяти каналах (R, G, B, NIR, LWIR) и 1 км по остальным 15 каналам.

Прием информации, а также обработку и распространение данных FY-3А осуществляет шведская станция приема космической информации в Кируне в рамках программы сотрудничества шведской космической корпорации Swedish Space Corporation (SSC) и метеоагентства Китая China Meteorological Administration (CMA). До 2020 г. Китай планирует вывести на орбиту 22 метеоспутника, в том числе четыре аппарата серии FY-2, двенадцать серии FY-3 и шесть серии FY-4.

Данные китайских спутников не находят такого широкого применения, как данные NOAA. Это связано с тем, что КНР не обеспечивает эти спутники необходимой документацией и калибровкой. При запуске FY-1D, например, ИК-каналы калибровки не имели, алгоритмы расчета ТПМ не создавались, контроля качества радиометров после запуска не было. Кроме того, у спутника выявлены такие существенные недостатки, как неточность бортовых часов и пространственное рассогласование изображений в разных спектральных каналах (Алексанин и др., 2006).

2.3.3.3. Российские метеорологические спутники

В СССР измерение температуры подстилающей поверхности началось в 1970-х годах с запуска метеоспутника «Метеор» с двухканальным ИК-радиометром (8–12 и 3–30 мкм) при разрешении 15 км. Следующий метеоспутник, «Метеор-2» (1979 г.), работал в режиме запоминания, имел полосу обзора 2600 км и обладал разрешением 8 км в диапазоне 8–12 мкм. Потребителю передавались осредненные данные с разрешением около 20 км (Бычкова и др., 1988). Абсолютной калибровки по АЧТ на борту

не было. В 1990-х годах на природоресурсных ИСЗ серии «Ресурс» эксплуатировался пятиканальный сканер МСУ-СК, 5-й канал которого работал в диапазоне 10,4–12,6 мкм, обеспечивая разрешение 0,6 км при полосе обзора 600 км.

Российский метеоспутник «Метеор-М №1» был выведен на солнечно-синхронную орбиту высотой 830 км 17 сентября 2009 г. Спутник оснащен комплексом метеодатчиков, комплектом съемочной аппаратуры среднего разрешения КМСС (сканеры МСУ-100 и МСУ-50). МСУ-100 снимает с разрешением 60 м в полосе захвата 960 км, а МСУ-50 — с разрешением 120 м в полосе захвата 927 км в трех спектральных зонах. Среди установленной аппаратуры — шестиканальный сканер видимого и ИК-диапазонов МСУ-МР. Каналы в расщепленном окне 10,5–11,5; 11,5–12,5 мкм позволяют определять температуру подстилающей поверхности с разрешением 1 км в полосе обзора 3000 км.

Еще один российский метеоспутник «Электро-Л» успешно запущен в январе 2011 г. и выведен на геостационарную орбиту в точку 76° в.д. Съемка арктических районов с этого спутника невозможна. В состав бортовой аппаратуры «Электро-Л» входит радиометр с тремя видимыми каналами (0,55–0,88 мкм) и 12 ИК-каналами (3,5–14 мкм). Разрешение в ИК-каналах составляет 3 км, в видимых — 0,5 км. Для измерения температуры поверхности Мирового океана и суши используются каналы 10,2–11,2 и 11,2–12,5 мкм.

2.3.3.4. Спутники Европейского космического агентства

В 1977 г. ЕКА запустило первый геостационарный ИСЗ Meteosat-1. Установленный на нем радиометр имел два ИК-канала: 5,7–7,1 и 10,5–12,5 мкм; пространственное разрешение составляло 5 км, измерения температуры выполнялись один раз в полчаса.

В 1991 г. ЕКА вывело на орбиту ИСЗ ERS-1 с ИК-радиометром ATSR, выполнявшим сканирование вдоль траектории при углах визирования 0 и 60° в спектральных каналах 3,7; 11 и 12 мкм. Пространственное разрешение прибора составляло 1 км, полоса обзора — 500 км. Сканирование одной и той же области под разными углами позволяло оценить эффект влияния атмосферы непосредственно при измерении температуры (Бычкова и др., 1988). Еще один ATSR был установлен на ERS-2, запущенном в 1995 г.

С 2007 г. в оперативном режиме работает Европейский метеоспутник METOP-A, запущенный на орбиту в 2006 г. Одним из основных приборов спутника является американский шестиканальный радиометр AVHRR/3 (аналог установленных на ИСЗ NOAA), который позволяет получать изображения с пространственным разрешением 1,1 км в полосе захвата 2900 км. Изображения передаются в L-диапазоне частот в новом цифровом формате AHRPT со скоростью 3,5 Мбит/с.

Функционирующий ныне европейский геостационарный спутник из серии Meteosat имеет в своем составе 12-канальный радиометр видимого и ИК-диапазонов. Каналы 9,8–11,8 и 11–13 мкм используются для определения температуры подстилающей поверхности.

2.3.3.5. Японские спутники

В 1996 г. Япония запустила спутник ADEOS-1 со сканирующим ИК-радиометром OCTS (Ocean Color and Temperature Scanner). Прибор имел тепловые каналы 3,7; 8,5; 11 и 12 мкм, пространственное разрешение составляло 0,7 км, полоса обзора — 1400 км.

2.3.4. АЛГОРИТМЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ВОДЫ И МОРСКОГО ЛЬДА ПО ДАННЫМ ИК-ДИАПАЗОНА

ИК-диапазон 10,5–12,5 мкм является наиболее используемым при построении полей температуры морской поверхности и ледовых карт. В данном диапазоне спектра существуют заметные спектральные различия в поглощении, отражении и рассеянии лучистой энергии от снежно-водно-ледяной поверхности в различном ее состоянии, хорошо распознаются молодые виды льда (от начальных видов до тонкого однолетнего льда). Однако приме-

нение информации ИК-диапазона ограничено из-за влияния облачности и температуры воздуха в районе проведения космической съемки. Ледовые наблюдения в ИК-диапазоне возможны только при отрицательной температуре воздуха (желательно не выше -6°C). По этой причине они могут проводиться в Арктике с октября по май.

ИК-излучение земной поверхности, воспринимаемое на орбите Земли дистанционным носителем (L_λ) (в предположении нерассеивающей атмосферы), описывается выражением:

$$L_\lambda = L_{\lambda,s} t_\lambda(0, P_0) - \int_0^{P_0} B_\lambda(T) dt_\lambda(0, P), \quad (2.7)$$

где $L_{\lambda,s}$ – энергетическая яркость земной поверхности на уровне приземного атмосферного давления P_0 , $t_\lambda(0, P)$ – коэффициент пропускания атмосферы на уровне давления P , $B_\lambda(T)$ – функция Планка.

Неучтенный эффект в суммарном излучении, связанный с атмосферой (ΔL_λ) (Deschamps and Phulpin, 1980), описывается формулой

$$\Delta L_\lambda = B_\lambda(T_0) - L_\lambda = \int_0^{P_0} [(B_\lambda(T_0) - B_\lambda(T_P))] dt_\lambda(0, P). \quad (2.8)$$

Аналогично для температурной поправки:

$$\Delta T_\lambda = T_0 - T_\lambda. \quad (2.9)$$

Предполагая далее, что для каждого спектрального окна функция Планка может быть аппроксимирована разложением в ряд Тейлора первого порядка, можно записать:

$$B_\lambda[T(P)] = B_\lambda(T_0) + (\delta B_\lambda / \delta T) T_0 [T(P) - T_0], \quad (2.10)$$

откуда следует, с учетом значения $\delta T B_\lambda$ в точке $T = T_0$, что

$$\Delta T = k_\lambda \int_0^{P_0} [T_0 - T(P)] dU(P), \quad (2.11)$$

т.е. температурная поправка является функцией спектрального коэффициента k_λ и интегральной функции, определяемой атмосферными параметрами.

При выборе двух спектральных интервалов в окне прозрачности атмосферы получают систему из двух линейных уравнений с различными k_λ . Тогда для двухволновой системы температура подстилающей поверхности T_s описывается параметрическим уравнением

$$T_s = a_0 + a_1 T_1 + a_2 T_2. \quad (2.12)$$

Константы a_1 и a_2 определяются теоретически или эмпирическим путем и зависят от оптического поглощения на двух разных длинах волн, коэффициент a_0 от длины волны не зависит. В качестве T_s может выступать как температура поверхности моря (ТПМ), так и температура ледяного покрова (ТПЛП); значения констант в (2.12) определяются отдельно для морской воды и для морского льда.

2.3.4.1. Линейный алгоритм многоканальной коррекции (MCSST) для определения ТПМ/ТПЛП

Алгоритм MCSST для определения ТПМ/ТПЛП для расщепленного окна и для двойного окна в диапазоне 10–12 мкм описывается выражением

$$T_s = \alpha + \beta T_i + \gamma(T_i - T_j), \quad (2.13)$$

где T_i – радиационная температура, измеряемая в различных спектральных зонах; α , β и γ – параметрические коэффициенты, которые могут быть определены на практике при сопоставлении данных спутниковых наблюдений T_s и данных подспутниковых измерений (Deschamps, Phulpin, 1980).

Алгоритм MCSST можно свести к общему параметрическому уравнению, полагая

$$a_0 = \alpha, \quad a_1 = \beta + \gamma, \quad a_2 = -\gamma.$$

Линейные алгоритмы были использованы для расщепленного окна и для двойного окна в диапазоне 10–12 мкм (McClain et al., 1985). Практика показала, что такие алгоритмы дают хорошие результаты для глобальных наблюдений, но при региональных исследованиях ошибки в определении T_s возрастают, что связывают с локальными особенностями распределения водяного пара в атмосфере и вариациями k_λ .

2.3.4.2. Нелинейный алгоритм оценки ТПМ/ТПЛП

В общем случае для двухволновых систем при оценке T_s используют выражение

$$T_s = a_0 + a_1 T_1 + a_2 T_2 + a_3 f(\theta), \quad (2.14)$$

где $f(\theta)$ – функция угла сканирования или зенитного угла. Это выражение позволяет уменьшить ошибки определения T_s , связанные с большими углами сканирования. Дальнейшим развитием этого приближения стал алгоритм NLSST (non-linear SST), опубликованный в работе Walton (1990). Алгоритм развит на базе оперативной информации о ТПМ, получаемой с AVHRR.

Температура T_s определяется по нелинейному алгоритму:

$$T_s = a_0' + a_1' T_1 + a_2' (T_1 - T_2) T_b + a_3' (\sec \theta - 1), \quad (2.15)$$

где T_b – значение температуры окружающей среды, включаемое для уменьшения ошибок алгоритма в случае высоких значений температуры.

2.3.4.3. Алгоритмы определения температуры поверхности воды по данным ИК-диапазона ИСЗ, применяемые в оперативной практике

Алгоритмы NOAA/ NESDIS для ИСЗ NOAA

Если зенитный угол солнца не превышает 75° , то применяют дневной алгоритм, в противном случае используют ночной алгоритм.

Для расчета ТПМ в ночное время используется среднее значение, получаемое из трех многоканальных алгоритмов, причем разброс значений по трем алгоритмам расчета, не должен превышать 2°C , в противном случае пиксели отбрасываются. Днем используется только один алгоритм, так как канал 3 содержит отраженный солнечный сигнал и не может быть использован.

После определения ТПМ проводится климатологический тест, и если расчетное значение ТПМ отличается от климатического более чем на 10°C , то оно отбрасывается.

Приведем алгоритмы определения ТПМ по данным ИСЗ NOAA, применяемые NOAA/ NESDIS (на примере NOAA-15):

дневной многоканальный алгоритм расщепленного окна

$$T_s = (0,959456 T_4) + 2,663580 (T_4 - T_5) + 0,570613 (T_4 - T_5) (\sec(ZA) - 1) - 261,03 + 273,16;$$

ночной двухканальный алгоритм MCSST

$$T_{s1} = (1,041037 T_4) + 1,587582 (T_3 - T_4) + 1,677430 (\sec(ZA) - 1) - 283,51 + 273,16;$$

ночной двухканальный алгоритм расщепленного окна MCSST

$$T_{s2} = (0,993892 T_4) + 2,752347 (T_4 - T_5) + 0,662999 (T_4 - T_5) \cdot (\sec(ZA) - 1) - 271,40 + 273,16;$$

ночной трехканальный алгоритм

$$T_{s3} = (1,015354 T_4) + 1,063572 (T_3 - T_5) + 1,294955 (\sec(ZA) - 1) - 276,76 + 273,16,$$

где T_{sn} – рассчитанное значение ТПМ ($^\circ\text{C}$); T_n – температура, измеренная в канале 3 (T_3), канале 4 (T_4) и канале 5 (T_5); ZA – зенитный угол солнца.

Многоканальный алгоритм определения ТПМ для радиометра MODIS

Для определения ТПМ в многоканальном радиометре MODIS используют ИК-каналы: 20-й (3,75 мкм); 22-й (3,959 мкм); 23-й (4,050 мкм); 31-й ($11,030 \pm 0,5$ мкм – полоса 0,5 мкм); 32-й ($12,02 \pm 0,5$ мкм).

На основании использования модели переноса излучения в атмосфере (RAF), примененной к набору данных радиозондов и при пяти зенитных углах и пяти значениях разности температур воздух–море, а также с учетом предполетных калибровок MODIS V.2 был разработан многоканальный алгоритм Miami Pathfinder SST (MPFSST) для 31-го и 32-го каналов радиометра (Vasquez et al., 1998):

$$T_s = c_1 + c_2 T_{31} + c_3 (T_{31} - T_{32}) + c_4 (\sec(\theta) - 1) (T_{31} - T_{32}), \quad (2.16)$$

где T_{31} – температура, измеренная в 31-м канале, T_{32} – в 32-м канале.

Определенные по данным радиозондов значения коэффициентов алгоритма MPFSST (30-й и 31-й каналы) были следующими:

при $(T_{31} - T_{32}) \leq 0,7$

$$c_1 = 1,228552; c_2 = 0,9576555; c_3 = 0,1182196; c_4 = 1,774631;$$

при $(T_{31} - T_{32}) > 0,7$

$$c_1 = 1,692521; c_2 = 0,9558419; c_3 = 0,0873754; c_4 = 1,199584.$$

При использовании другой атмосферной модели – модели морской атмосферы (ECMWF), расчетные коэффициенты были следующими (Kumar et al., 2000):

при $(T_{31} - T_{32}) \leq 0,7$

$$c_1 = 1,11071; c_2 = 0,9586865; c_3 = 0,1741229; c_4 = 1,876752;$$

при $(T_{31} - T_{32}) > 0,7$

$$c_1 = 1,196099; c_2 = 0,9888366; c_3 = 0,1300626; c_4 = 1,627125.$$

Поле ТПМ, полученное при обработке данных MODIS, представляет собой выходной продукт этой спутниковой системы MOD29, передаваемый потребителям. Более высокое пространственное разрешение MODIS по сравнению с данными СВЧ-радиометров позволяет получить более детальное поле ТПМ (рис. 2.3.4, см. цвет. вклейку).

Многоканальный алгоритм определения ТПМ для радиометра спутника Feng Yun-1D

В Центре регионального спутникового мониторинга окружающей среды ДВО РАН разработаны алгоритмы обработки данных MIVSR и процедура кросскалибровки ИК-каналов на основе данных AVHRR/NOAA; расчет ТПМ проводится по технологии MCSST. Для получения коэффициентов в уравнении регрессии (2.15) были использованы данные расчета ТПМ с ИСЗ NOAA-12, -15 и -17:

$$T_{SST} = a_0 + a_1 T_4 + a_2 (T_4 - T_5) + a_3 (T_4 - T_5) \cdot (\sec(ZA) - 1), \quad (2.17)$$

где ZA – угол сканирования; $a_0 - a_3$ – константы, зависящие от спутника.

В итоге расчетов было определено, что для спутника FY-1D $a_0 = -255,7$; $a_1 = 0,934$; $a_2 = 2,55$; $a_3 = -0,24$. Для ночного времени $a_0 = -254,8$; $a_1 = 0,938$; $a_2 = 2,34$; $a_3 = -0,44$.

Для нового российского метеоспутника «Метеор-М №1» алгоритмы определения ТПМ в настоящее время не разработаны.

2.3.4.4. Алгоритмы определения температуры поверхности льда по данным ИК-диапазона ИСЗ, применяемые в оперативной практике

Для определения температуры поверхности льда по данным ИК-каналов радиометров MODIS и AVHRR в NASA применяется алгоритм расщепленного окна (см. формулу (2.16)). Значения регрессионных коэффициентов в уравнении (2.16) получают отдельно для Арктики и для Антарктики для трех диапазонов температур. При определении этих коэффициентов используют данные наблюдений радиозондов, береговых гидрометстанций и результаты расчета переноса излучения в атмосфере по модели LOWTRAN. В итоге в NASA была получена технология оценки ТПЛП по данным MODIS (31-й и 32-й каналы радиометра) со среднеквадратической погрешностью 1,2–1,3 К (Hall et al., 2004). Для AVHRR используют в уравнении (2.16) 4-й и 5-й каналы, расхождение расчетных значений ТПЛП и измеренных *in situ* составляет до 1–3 К (Key et al., 1994).

Появление хорошо зарекомендовавших себя на практике технологий определения ТПЛП по спутниковым данным позволило успешно развивать методы оценки толщины льда по значению его ТПЛП. Подробно об этом направлении исследований сказано в главе 3.

2.3.5. ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ ТПМ И ТПЛП С ИСЗ В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ

Необходимость разработки специализированных алгоритмов определения ТПМ и ТПЛП для высоких широт обусловлена следующими особенностями атмосферы в этих широтах (рис. 2.3.5):

- влажность воздуха мала (так называемая «сухая атмосфера»),
- разность температур воздух–вода велика,
- температура зависит от излучательной способности в ИК-диапазоне.

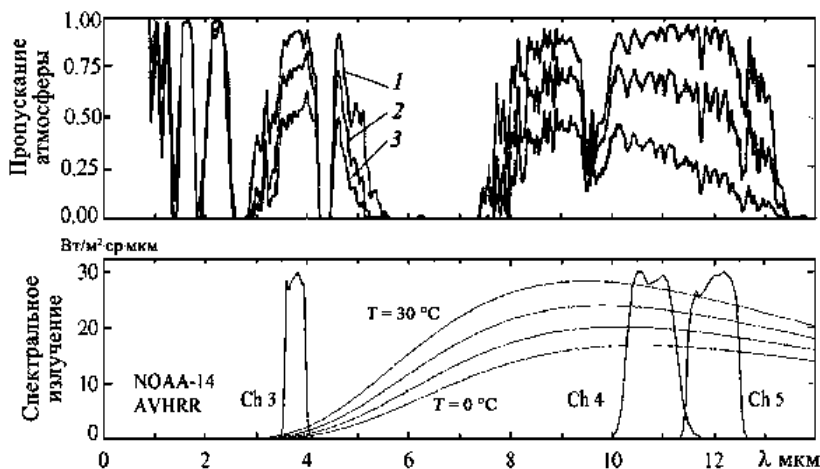


Рис. 2.3.5. Сравнение характеристик атмосферы для разных широт (Minnett, 2007).

1 – полярные районы, 2 – средние широты, 3 – тропики.

Международная научная группа по разработке методов улучшения точности определения ТПМ по данным спутниковых ИК- и СВЧ-радиометров в высоких широтах (GHRSSST) путем сравнения различных алгоритмов (рис. 2.3.6, см. цвет. вклейку) пришла к выводу о том, что лучше всего в этих широтах использовать нелинейный алгоритм AVHRR NLSST:

$$T_{NLSST} = a + bT_4 + c(T_4 - T_5) + d[(T_4 - T_5) \cdot (\sec\theta - 1)] \quad (2.18)$$

и алгоритм CASSTA (Composite Arctic Sea Surface Temperature Algorithm) (Vincent et al., 2008):

$$T_{CASSTA} = a + bT_4, \quad (2.19)$$

где a и b определяются по данным AVHRR и судовым измерениям ТПМ.

В работе Eastwood (2002) проведено детальное исследование точности 19 существующих алгоритмов определения ТПМ по данным AVHRR NOAA-16 для высоких широт; ниже дан перечень этих алгоритмов, а в табл. 2.3.1 приведены рассчитанные для высоких широт коэффициенты и погрешности измерения. Наилучшие результаты дали алгоритмы, учитывающие реальное содержание водяного пара (wvc) и нелинейные алгоритмы TRI, TNL:

WVC_1:

$$T_s = A_0 T_4 + [B_0 + B_1 (\sec\theta - 1) + B_3 \cdot wvc](T_4 - T_5) + C_0,$$

где $A_0 = 0,99752$, $B_0 = 1,30222$, $B_1 = 0,37460$, $B_3 = 0,21319$, $C_0 = 0,06158$; СКО= 0,110.

WVC_2:

$T_s = A_0 T_4 + [B_0 + B_1(\sec\theta - 1) + B_3 \cdot wvc](T_4 - T_5) + C_0 + C_1(\sec\theta - 1) + C_2 \cdot wvc$,
где $A_0 = 1,00413$, $B_0 = 1,09905$, $B_1 = 0,13035$, $B_3 = 0,34894$, $C_0 = 0,21085$, $wvc = wvc_0 / \cos\theta$
(wvc_0 – содержание водяного пара в вертикальном столбе); СКО = 0,098.

TNL_1:

$T_s = A_0 T_3 + [B_0 + B_1(\sec\theta - 1) + B_2 T_{guess}](T_4 - T_5) + C_0 + C_1(\sec\theta - 1)$,
где $A_0 = 1,01168$, $B_0 = 0,26115$, $B_1 = 0,34209$, $B_2 = 0,00131$, $C_0 = 0,55138$, $C_1 = 0,66650$,
 T_{guess} – первая оценка ТПМ (используется наблюдаемое значение ТПМ); СКО = 0,072.

TNL_2:

$T_s = A_0 T_4 + [B_0 + B_1(\sec\theta - 1) + B_2 T_{guess}](T_3 - T_5) + C_0 + C_1(\sec\theta - 1)$,
где $A_0 = 1,00851$, $B_0 = 0,65246$, $B_1 = 0,15239$, $B_2 = 0,00417$, $C_0 = 0,36156$, $C_1 = 0,68903$,
 T_{guess} – первая оценка ТПМ (используется наблюдаемое значение ТПМ); СКО = 0,080.

Таблица 2.3.1

**Коэффициенты алгоритмов и погрешность оценки ТПМ по данным AVHRR NOAA-16
(Eastwood, 2002)**

Алгоритм	A_0	A_1	B_0	B_1	C_0	C_1	СКО
T4_1	1,03472	0,00109	2,19355	0,70393	1,39059	1,90530	0,858
T4_2	1,05235				0,30707		0,538
T4_3	1,05181				0,31116		0,538
MC_1	1,00779	0,03004	1,39293	0,47384	-0,23713	0,22687	0,239
MC_2	1,02058		1,50975		-0,01916		0,186
MC_3	1,02028		1,61112		-0,11192		0,183
MC_4	1,00415		1,61112		-0,04930		0,176
T3_1	1,02210	0,01336	0,32616	0,27951	0,56606	1,27841	0,160
TRI_1	1,00561				0,56715	0,60576	0,069
TRI_2	1,00430				0,37537	0,57418	0,077

Примечание.

T4_1: $T_s = A_0 \cdot T_4 + C_0$

T4_2: $T_s = A_0 \cdot T_4 + C_0 + C_1 \cdot S$

T4_3: $T_s = (A_0 + A_1 \cdot S) \cdot T_4 + C_0 + C_1 \cdot S$

MC_1: $T_s = A_0 \cdot T_4 + B_0 \cdot (T_4 - T_5) + C_0$

MC_2: $T_s = A_0 \cdot T_4 + (B_0 + B_1 \cdot S) \cdot (T_4 - T_5) + C_0$

MC_3: $T_s = A_0 \cdot T_4 + (B_0 + B_1 \cdot S) \cdot (T_4 - T_5) + C_0 + C_1 \cdot S$

MC_4: $T_s = (A_0 + A_1 \cdot S) \cdot T_4 + (B_0 + B_1 \cdot S) \cdot (T_4 - T_5) + C_0 + C_1 \cdot S$

T3_1: $T_s = A_0 \cdot T_3 + C_0 + C_1 \cdot S$

TRI_1: $T_s = (A_0 + A_1 \cdot S) \cdot T_3 + (B_0 + B_1 \cdot S) \cdot (T_4 - T_5) + C_0 + C_1 \cdot S$

TRI_2: $T_s = (A_0 + A_1 \cdot S) \cdot T_4 + (B_0 + B_1 \cdot S) \cdot (T_3 - T_5) + C_0 + C_1 \cdot S$

Алгоритмы определения ТПЛП в высоких широтах имеют те же особенности, что и алгоритмы ТПМ, с учетом одинаковых характеристик атмосферы над собственно водными пространствами и акваториями, покрытыми льдом, а также ввиду того, что значения излучательной способности поверхности воды и льда в тепловом ИК-диапазоне близки. Поэтому и для ТПЛП в высоких широтах наиболее подходящим из предложенных регрессионных выражений является нелинейный алгоритм AVHRR NLSST. Однако сами регрессионные коэффициенты для перехода к ТПЛП будут отличаться

от аналогичных коэффициентов, применяемых для расчета ТПМ, ввиду более низкой температуры поверхности ледяного покрова по сравнению с температурой поверхности открытой воды, а также наличия снега на поверхности льда.

Следует учитывать также, что наметившиеся в настоящее время климатические тенденции в последнее десятилетие привели к сокращению площади ледяного покрова в Арктике, что, в свою очередь, может привести к изменению параметров арктической атмосферы. В частности, сокращение площади льдов вызовет в полярных областях повышение испарения, увеличение осадков и, в конечном итоге, приведет к необходимости изменения стандарта атмосферы высоких широт, используемого в атмосферных моделях, поскольку атмосфера будет более влажной. Это обстоятельство также придется учитывать при разработке спутниковых алгоритмов перехода от радиационной температуры поверхности к ТПЛП.

2.4. СПУТНИКОВЫЕ МЕТОДЫ МИКРОВОЛНОВОГО ДИАПАЗОНА

2.4.1. СВЧ-РАДИОМЕТРИЯ

2.4.1.1. СВЧ-диапазон электромагнитных волн

Исследования свойств электромагнитных волн СВЧ-диапазона (1 мм — 1 м) были начаты на рубеже XIX — XX веков. К 1920-м годам был получен первый опыт активного зондирования объектов с помощью электромагнитных импульсов СВЧ-диапазона; процесс зондирования был назван радиолокацией.

О возможности использования пассивного зондирования в СВЧ-диапазоне для изучения земных объектов заговорили в 1960-х годах. Первый высказал и теоретически обосновал идею использования собственного теплового радиоизлучения Земли для картирования состояния подстилающей поверхности профессор К.С.Шифрин. Он показал принципиальную возможность определения в СВЧ-диапазоне параметров водной поверхности (температуры, солености, характеристик волнения, приводного ветра, ледяного покрова) и поверхности суши (влажности почвы, растительности, снежного покрова), а также восстановления параметров состояния атмосферы (водность облаков, осадки и пр.) (Шифрин и др., 1968).

К СВЧ-диапазону вначале относили дециметрово-сантиметровые волны, длинноволновой границей СВЧ было принято считать 30 см; затем к этой области стали причислять также волны до 1–1,5 м, традиционно относившиеся к УКВ-диапазону. Ныне радиолокаторы осваивают уже и субмиллиметровый диапазон (десятые доли миллиметра) — для применения на коротких дистанциях.

Исторически принято разделять СВЧ-диапазон на поддиапазоны (рис. 2.4.1, табл. 2.4.1), различающиеся по своим физическим свойствам. Волны миллиметрового

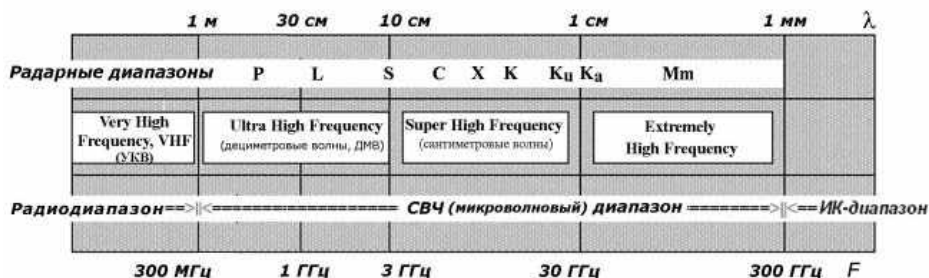


Рис. 2.4.1. СВЧ-диапазон электромагнитных волн.

диапазона по некоторым параметрам приближаются к волнам ИК-диапазона; в частности, они также ослабляются при прохождении атмосферы и имеют свои «окна прозрачности». Волны дециметрового диапазона претерпевают изменение при прохождении в ионосфере, подобно радиоволнам.

Таблица 2.4.1

Поддиапазоны электромагнитных волн, используемые в СВЧ дистанционном зондировании

Характеристика	<i>P</i>	<i>L</i>	<i>S</i>	<i>C</i>	<i>X</i>	<i>Ku</i>	<i>K</i>	<i>Ka</i>	<i>Mm</i> *
Длина волны, см	30–100	15–30	7,5–15	3,75–7,5	2,4–3,75	1,67–2,4	1,13–1,67	0,75–1,13	0,75–0,1
Частота, ГГц	0,3–1,0	1,0–2,0	2,0–4,0	4,0–8,0	8,0–12,5	12,5–18,0	18,0–26,5	26,5–40,0	40,0–300

* Миллиметровый поддиапазон.

Физические принципы СВЧ-радиометрии базируются на законе излучения Рэля–Джинса, представляющем собой приближение закона Планка для длинных волн. Закон выражает распределение спектральной энергии АЧТ в зависимости от температуры излучателя и может быть записан в виде

$$U_v = \frac{8\pi\nu}{c^3} kT, \quad (2.20)$$

где U_v – плотность излучения на частоте ν , c – скорость света, T – абсолютная температура, k – постоянная Больцмана.

В качестве характеристики излучения тел в СВЧ-диапазоне используют понятие радиояркостной (яркостной) температуры, которая вводится подобно радиационной температуре в ИК-диапазоне (см п. 2.3).

Микроволновые радиометры способны измерять температуру объектов, но излучаемая в этом диапазоне энергия существенно меньше, чем в ИК. СВЧ-излучение не столь строго связано с температурой наблюдаемого объекта, как ИК-излучение (табл. 2.4.2). Большую роль в формировании сигнала (измерении радиояркостной температуры) играют физические характеристики объекта (кристаллическая структура, состав атомов и т.п.).

Использование уравнения переноса излучения позволяет рассчитать яркостную температуру $T_{\text{я}}$ системы подстилающая поверхность–атмосфера на частоте ν при вертикальной (V) поляризации:

$$T_{\text{я}}^V(\nu, \theta, W) = k^V(\nu, \theta, t_o, W) T_o e^{-\tau(\nu) \sec \theta} + T_{\text{яатм}}^{\uparrow}(\nu, \theta) + \\ + T_{\text{яатм}}^{\downarrow}(\nu, \theta) [1 - k^V(\nu, \theta, t_o, W)] \times e^{-\tau(\nu) \sec \theta} + T_k [1 - k^V(\nu, \theta, t_o, W)] e^{-2\tau(\nu) \sec \theta}, \quad (2.21)$$

где $T_{\text{яатм}}^{\uparrow}$ и $T_{\text{яатм}}^{\downarrow}$ – восходящая и нисходящая составляющие яркостной температуры атмосферы; $T = t_o + 273,16$ – термодинамическая температура морской поверхности в Кельвинах (t_o – в °С); $T_k = 2,7$ К; θ – угол падения; k^V – коэффициент излучения на вертикальной поляризации; W – содержание водяного пара; $\tau(\nu)$ – полное поглощение излучения в атмосфере на частоте ν . Для горизонтальной поляризации (H) можно записать формулу, аналогичную (2.21).

Влияние атмосферы на СВЧ-излучение, воспринимаемое ИСЗ, может быть существенным, особенно сильно влияют на сигнал водяной пар и жидкая вода (облака, осадки). Однако для полярных областей в зимнее время характерна «сухая» атмосфера, что уменьшает искажение СВЧ-сигнала. Летом, напротив, влияние атмосферы на измерения в СВЧ-диапазоне велико, что снижает точность определения параметров льда.

Сравнение методов ИК- и СВЧ-радиометрии морской поверхности

Фактор	ИК-радиометр	СВЧ/микроволновый радиометр
Излучение морской поверхности	Велико (+)	Мало (–)
Радиометрическая чувствительность	Высокая (+)	Низкая (–)
Излучательная способность воды ϵ	~ 1 (+)	$\sim 0,5$ (–)
Облака	Непрозрачны для ИК-излучения (–)	Излучение хорошо проходит сквозь облачность на длинных волнах (+)
Состояние моря	Не влияет за исключением скин-эффекта (+)	ϵ зависит от состояния морской поверхности – шероховатости, наличия пены, солености воды, наличия рассола во льду (–)
Влияние атмосферы	Сильное, необходима атмосферная коррекция (–)	Легко корректируется в многоканальном радиометре (+)
Пространственное разрешение	Дифракционный предел не препятствует достижению высокого разрешения (+)	Ограничено дифракционным пределом. Высокое разрешение требует крупногабаритной антенны (–)
Направление визирования поверхности	Излучение поверхности в большом диапазоне углов не зависит от направления визирования (+)	Величина ϵ изменяется в зависимости от направления визирования (–)
Абсолютная калибровка	С использованием нагретой бортовой мишени	Абсолютная калибровка по мишени трудно реализуема

2.4.1.2. Свойства морского льда при зондировании в СВЧ-диапазоне

Электромагнитные свойства морского льда являются функцией его физических свойств (кристаллической структуры, солености, температуры, снежного покрова). Излучательная способность зависит от применяемой частоты СВЧ-диапазона, но, в целом, сигнал от льда на данной частоте и поляризации отличается от сигнала, полученного от открытой воды (рис. 2.4.2). Так, на частоте 19 ГГц при вертикальной поляризации значение для воды равно 0,57, для однолетнего льда – 0,94 и для многолетнего льда – 0,85 (Microwave, 1992).

Незамерзшая водная поверхность в СВЧ-диапазоне имеет высокую отражательную способность и является «радиометрически холодной», СВЧ-излучение от воды сильно поляризовано. Однолетний лед дает сильное, но слабо поляризованное излучение. Многолетний лед дает радиометрический сигнал, промежуточный между однолетним льдом и водой. Снежный покров на льду может существенно изменить сигнал как за счет рассеяния излучения от нижележащего льда, так и в результате прямого излучения от снега, особенно в условиях таяния.

Результаты измерений, проведенных в конце 1980-х годов в высоких широтах в ходе специализированных экспериментов CEAREX88, NORSEX, MIZEX87, позволили получить частотную зависимость излучательной способности многолетнего льда (рис. 2.4.3) для разных участков ледяной поверхности – возвышенных (торосы, гряды торосов) и пониженных (новый лед в снежниках). Кроме самого нижнего диапазона

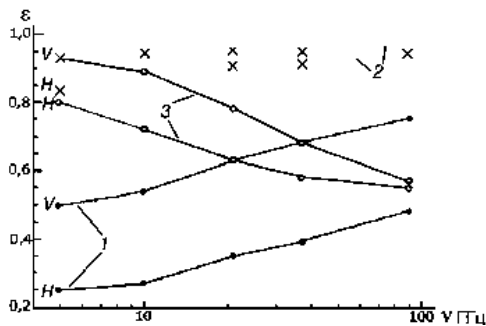


Рис. 2.4.2. Взаимосвязь частоты и излучательной способности для открытой воды (1), молодого льда (2) и многолетнего льда (3) при вертикальной (V) и горизонтальной (H) поляризации в микроволновом диапазоне (Andersen et al., 2007).

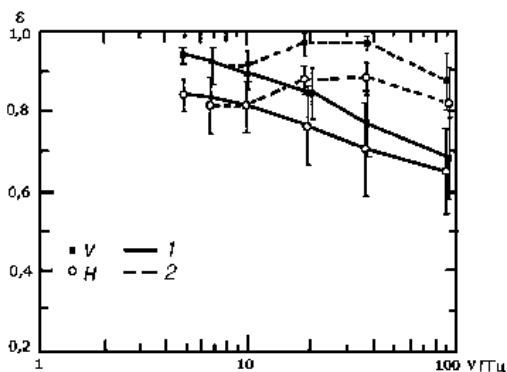


Рис. 2.4.3. Излучательная способность в СВЧ-диапазоне, измеренная на возвышенных участках многолетнего льда (торосы, гряды торосов) (1) и на снежниках (2), при вертикальной (V) и горизонтальной (H) поляризации (Microwave, 1992).

частот, в которых проводилось измерение, оба вида ледяной поверхности значительно различались, причем различие возрастало с увеличением частоты. Уменьшение излучательной способности для снежниц, зарегистрированное на частотах около 90 ГГц, связывают с влиянием слоя снега типичной толщины 6–8 см; при исчезновении снега излучательная способность значительно повышалась (Microwave, 1992).

В последние годы проведен ряд исследований по изучению излучательной способности льдов в конкретных районах Мирового океана. Например, в работе Даркина и др. (2008) для района Охотского и Японского морей для частот радиометра AMSR-E на основе моделирования выведены аппроксимационные зависимости, связывающие коэффициенты излучения молодых льдов с яркостными температурами на вертикальной и горизонтальной поляризации.

Радиояркостная температура льда зависит от целого ряда факторов, в первую очередь появления снега и увеличения высоты снежного покрова на поверхности льда, а также хода наземной температуры. К факторам второго порядка относят слабое излучение самого снега, метаморфизм снега в течение зимы и кратковременные атмосферные флуктуации (например, зоны облачности и осадков). Восстановлению параметров снега мешают оттепели и высота снежного покрова более 50–80 см.

При сухом снеге и отрицательных температурах появление снежного покрова на поверхности льда приводит к понижению яркостных температур из-за увеличения рассеяния. В микроволновом диапазоне снегу свойствен отрицательный спектральный градиент, поэтому при увеличении высоты снежного покрова в канале 18–19 ГГц температура понижается медленнее, чем в канале 36–37 ГГц. Положительное значение разности температур между 19 и 37 ГГц является индикатором появления снега на поверхности, а с ростом снежного покрова разность температур должна пропорционально увеличиваться.

Определение параметров снега во время оттепели при наличии жидкой фазы в толще снега в микроволновом диапазоне невозможно, поскольку влажный снег ведет себя как абсолютно черное тело и разность становится отрицательной в период таяния.

Преимущества использования пассивных микроволновых систем для мониторинга параметров морского льда обусловлены следующими причинами:

1) значительной разницей в микроволновом диапазоне излучательной способности открытой воды и различных типов льда (на вертикальной и горизонтальной поляризации);

2) способностью микроволновых датчиков осуществлять ежедневный мониторинг параметров морского льда как в глобальном, так и в региональном масштабе и в дневное, и в ночное время суток при любых погодных условиях с малым влиянием облачности.

2.4.1.3. Спутниковые системы с микроволновыми радиометрами

Первый в мире эксперимент по исследованию Земли из космоса радиофизическими методами был осуществлен в СССР. 23 сентября 1968 г. был выведен на орбиту спутник «Космос-243», имевший на борту четыре радиотелескопа, направленных в надир. Они измеряли тепловое радиоизлучение поверхности Земли и ее атмосферы на длинах волн 0,8; 1,35; 3,4 и 8,5 см. ИК-радиометр, установленный на борту, измерял излучение в полосе 10–11 мкм в том же телесном угле, что и радиотелескопы.

В 1972 г. спутниковые приборы микроволнового диапазона начали наблюдение за морским льдом. Первый подобный прибор (Electrically Scanning Microwave Radiometer, ESMR) был установлен NOAA на ИСЗ Nimbus-5. В 1973 г. был проведен советско-американский подспутниковый эксперимент «Беринг» для валидации данных о полярных регионах, получаемых со спутниковых СВЧ-радиометров (Мелентьев, 2010). Участвовали два корабля (НИСП «Прибой» и ледокол береговой охраны США «Staten Island»), три самолета-лаборатории (Ил-18 ГГО с модифицированным многоканальным микроволновым комплексом, обеспечивающим возможность сканирования и поляриметрических СВЧ-измерений; Ан-24 ААНИИ, Conveyer-990 NASA «Galileo-1»), спутники «Метеор» и Nimbus.

В 1978 г. NASA начала принимать информацию со сканирующего многоканального радиометра Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR)/ Nimbus-5.

С сентября 1983 г. по февраль 2000 г. на орбите работали отечественные ИСЗ «Океан». В 1983 и 1984 гг. были запущены два океанографических спутника («Космос-1500» и «Космос-1602»), которые эксплуатировались как экспериментальные аппараты «Океан-ОЭ». С 1988 г. после запуска первого оперативного КА «Океан-01» функционировала океанографическая спутниковая система. В 1990–1994 гг. на орбиты были выведены еще три спутника этой серии. Спутники имели в составе аппаратуры сканер видимого диапазона, радар бокового обзора и СВЧ-радиометр (рис. 2.4.4).

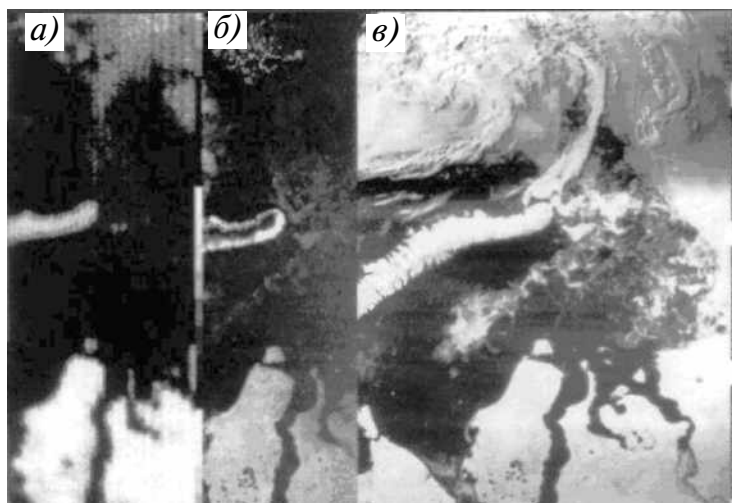


Рис. 2.4.4. Пример информации спутника «Океан». Район Новой Земли, летний период.

а – кадр СВЧ-радиометра, РМ-08; б – кадр радиолокатора бокового обзора;
в – кадр сканера видимого диапазона, МСУ-М.

ИСЗ «Океан» позволял распознавать границы распространения однолетних и старых льдов в период интенсивного летнего таяния, открытую воду на крупных разводах и полыньях, а также положение кромки льдов при взволнованной открытой водной поверхности. Комплексирование на одном спутнике активного и пассивного приборов СВЧ-диапазона позволило повысить достоверность дешифрирования льдов. Если на радарном изображении старые льды выделяются сильным рассеянным сигналом, то на изображениях СВЧ-радиометра они отличаются слабым собственным излучением. Молодые и однолетние льды, наоборот, дают слабый рассеянный сигнал при сильном собственном излучении.

В 1987 г. начал работу микроволновый датчик Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) на ИСЗ DMSP (США).

В 1999 г. был выведен на круговую солнечно-синхронную орбиту высотой 650–670 км и наклонением 98° российско-украинский КА «Океан-О» №1. В составе его аппаратуры – трассерные СВЧ-радиометры (Р-225: 2,25 см, 130 км и Р-600: 6,0 см, 135 км), многоканальный сканирующий микроволновый радиометр «Дельта-2Д» (0,8–4,3 см, 17–91 × 22–120 км) (табл. 2.4.3) (Иванов, Соколов, 2002).

Таблица 2.4.3

Характеристики многоканального сканирующего микроволнового радиометра «Дельта-2Д» ИСЗ «Океан-О» (<http://smis.iki.rssi.ru>)

Параметр	Значение
Средняя длина волны, см	
1-й канал	0,8
2-й канал	1,35
3-й канал	2,25
4-й канал	4,3
Полоса обзора при $H = 668$ км	1126
Размеры элементов разрешения на подстилающей поверхности при $H = 668$ км, не более (км × км)	
1-й канал	17×22
2-й канал	28×37
3-й канал	49×65
4-й канал	91×120

В 2002 г. NASA произвела запуск ИСЗ Aqua (табл. 2.4.4), оснащенного улучшенным сканирующим микроволновым радиометром Advanced Microwave Scanning Radiometer–Earth Observing System (AMSR-E), изготовленным в Японии (табл. 2.4.5).

В том же году на орбиту был выведен японский спутник ADEOS-II с микроволновым радиометром AMS, имевшим такие же характеристики каналов, как AMSR-E. Кроме того, были добавлены два канала в полосу поглощения молекулярного кислорода (50,3 и 52,8 ГГц, вертикальная поляризация). Спутник функционировал до 25 октября 2003 г.

Таблица 2.4.4

Орбитальные параметры для ИСЗ Nimbus-7, DMSP-F8, F11, F13 и Aqua (NSIDC)

Параметр	Nimbus-7	DMSP-F8	DMSP-F11	DMSP-F13	Aqua
Номинальная высота, км	955	860	830	850	705
Угол наклона, град.	99,1	98,8	98,8	98,8	98,2
Орбитальный период, мин	104	102	101	102	98,8

Характеристики микроволновых спутниковых систем SMMR, SSM/I, AMSR-E

Параметр	Микроволновая аппаратура /ИСЗ		
	SMMR/ (Nimbus-7)	SSM/I (DMSP-F08, F10, F11, F13)	AMSR-E/(Aqua)
Период функционирования	1978 – 1987	С 1987 г. По наст. время	С 2002 г. По 4 октября 2011 г.
Частота, ГГц	6,6; 10,7; 18; 21; 37	19,3; 22,3; 36,5; 85,5	6,9; 10,7; 18,7; 23,8; 36,5; 89,0
Размер элемента разрешения, км	148×95 (6,6 ГГц) 27×18 (37 ГГц)	37×28 (37 ГГц) 15×13 (85,5 ГГц)	74×43 (6,9 ГГц) 14×8 (36,5 ГГц) 6×4 (89,0 ГГц)
Ширина полосы, км	760	2400	1600

2.4.2. РАДИОЛОКАЦИЯ

2.4.2.1. Физические принципы и основное уравнение радиолокации

Идея радиолокации зародилась в начале XX века. В 1905 г. Х.Хюльсмейер запатентовал в Германии способ определения положения отражающего радиоволны объекта (Кобзарев, 1985). Однако практически реализовать эту идею удалось не сразу, так как необходимо было создать специальные излучающие и принимающие устройства.

В 1923 г. в научно-исследовательской лаборатории ВМС США была продемонстрирована принципиальная возможность СВЧ-радиолокации. Интенсивные исследования в этом направлении позволили к концу 1930-х годов разработать новое техническое средство для раннего обнаружения целей и навигации – радиолокатор (синоним «радар» – слово образовано от акронима выражения «radio detection and ranging»). Суть работы этого прибора в том, что радар излучает в пространство короткие интенсивные импульсы СВЧ-излучения, а затем регистрирует часть этого излучения, вернувшуюся от объекта изучения. В СССР работы по изучению радиолокации начались в начале 1930-х годов. 3 января 1934 г. в Ленинграде на небольшой установке были зарегистрированы отраженные от самолета радиоволны – этот день считают днем рождения отечественной радиолокации. К 1941 г. были созданы первые опытные радиолокационные станции (РЛС). Вторая мировая война форсировала исследования по радиолокации, изготовление РЛС для целей обороны началось на промышленной основе.

В основе физики процессов, на которых основан принцип работы радиолокатора, лежит уравнение радиолокации, которое (без учета отражений от подстилающей поверхности) имеет следующий вид:

$$P_r = P_t G_t A_r k_{\text{осл}} \sigma / (4\pi)^2 R_t^2 R_r^2, \quad (2.22)$$

где P_r – мощность отраженного сигнала, принятая антенной, P_t – мощность передатчика; G_t – коэффициент усиления передающей антенны (коэффициент направленного действия); A_r – апертура (эффективная площадь) приемной антенны ($A_r = G_r \lambda^2 / 4\pi$, где G – коэффициент усиления антенны, λ – длина волны); σ – эффективная площадь рассеяния (ЭПР) цели в данном ракурсе (в дословном переводе с английского – радарное кросс-сечение); $k_{\text{осл}}$ – коэффициент ослабления радиоволн при распространении сигнала в атмосфере; R_t – расстояние от передатчика до цели; R_r – расстояние от цели до приемника.

Величина ЭПР представляет собой площадь некой фиктивной поверхности — идеального изотропного отражателя, который при помещении в точку расположения визируемого объекта перпендикулярно направлению распространения радиолокационных импульсов создает на входе радиолокатора ту же плотность потока мощности, что и реальный объект. ЭПР имеет размерность площади, но является энергетической характеристикой, определяя величину мощности принимаемого сигнала. ЭПР конкретного объекта из ледовой номенклатуры (айсберги, стамухи и пр.) зависит от его формы, размеров, диэлектрических характеристик, а также от ориентации объекта по отношению к приемнику и передатчику.

Диэлектрические свойства снежно-ледяной поверхности обладают весьма существенной изменчивостью. ЭПР сухого снега зависит от толщины снежного покрова, плотности снега, размера частиц. ЭПР влажного снега еще более изменчива, поскольку в СВЧ-диапазоне вода имеет сравнительно высокую комплексную диэлектрическую постоянную, что обуславливает высокую поглощательную способность воды. Поэтому при увеличении влажности снега сигнал обратного рассеяния резко падает даже при небольшом увеличении влажности (рис. 2.4.5). Это обстоятельство позволяет использовать радары для регистрации зон таяния льда.

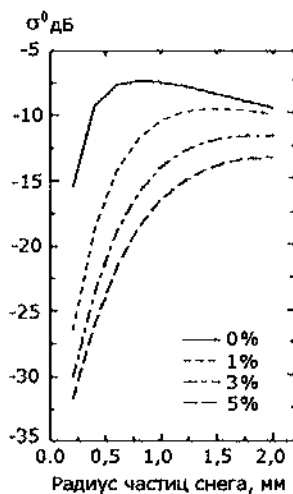


Рис. 2.4.5. Обратное рассеяние в *Ku*-диапазоне при вертикальной поляризации и угле падения 54° при разной влажности снега (Nghiem et al., 2001).

Мерой рассеяния протяженных поверхностей является удельная эффективная площадь рассеяния (УЭПР, σ^0) — безразмерная величина, нормированная на единицу площади поверхности, которая чаще всего выражается в дБ ($10\lg\sigma^0$). С помощью УЭПР определяется интенсивность сигнала (дБ), отраженного поверхностью площадки размером 1 м^2 при данном угле визирования:

$$\sigma = 10\lg \frac{\sigma}{\sigma_0}. \quad (2.23)$$

Учитывая, что для спутникового радиолокатора $R_t = R_r = R$ и $G_t = G$, для площадки цели, находящейся в направлении, соответствующем углу падения радиолокационного импульса θ , можно записать:

$$P_k(\theta) = P_t G^2(\theta) \lambda^2 k_{\text{осл}}(\theta) \sigma_{\text{л}}(\theta) / (4\pi)^3 R^4. \quad (2.24)$$

Шероховатость поверхности — важный параметр, от которого зависит величина обратного рассеяния. Поверхность является взволнованной для радарного импульса в зависимости от величины отклонения отдельных элементов над средним уровнем поверхности относительно длины волны радара. В случае идеально гладкой поверхности радарные лучи отражаются зеркально, при этом отраженные лучи синфазны и угол отражения равен углу падения θ_i . В случае шероховатой поверхности между отраженными лучами возникает разность фаз $\Delta\varphi = 2kh\cos\theta_i$. Из-за интерференции при определенных разностях фаз отражение в зеркальном направлении ослабляется, часть энергии рассеивается в других направлениях.

Для оценки шероховатости поверхности применяют критерий Рэлея. Согласно этому критерию поверхность считается шероховатой, если разность фаз $\Delta\varphi$ больше $\pi/2$; в противном случае, при разности фаз меньше $\pi/2$, поверхность считают гладкой. Для высоты отклонения шероховатой поверхности h критерий Рэлея формулируется в следующем виде:

$$h \leq \frac{\lambda}{16\cos\theta}, \quad (2.25)$$

где h — высота шероховатости, λ — длина волны радара, θ — угол падения радарного луча.

2.4.2.2. Обратное рассеяние морских льдов в СВЧ-диапазоне

Обратное рассеяние морских льдов в конкретном диапазоне электромагнитного спектра описывают с помощью различных физических моделей льда. Модели льда включают несколько слоев льда с разными характеристиками (толщиной, соленостью, плотностью, наличием пузырьков воздуха, ячеек рассола). Принимают во внимание шероховатость поверхности раздела, наличие слоя снега на ледовой поверхности и влажность снега.

Поверхностное и объемное рассеяние учитывается отдельно; их относительный вклад зависит от частоты электромагнитного излучения и степени шероховатости поверхности льда (рис. 2.4.6). Имеет значение величина комплексной диэлектрической проницаемости, в свою очередь, зависящая от распределения рассола и воздуха в толще льда. При высоких значениях диэлектрической проницаемости перенос излучения в

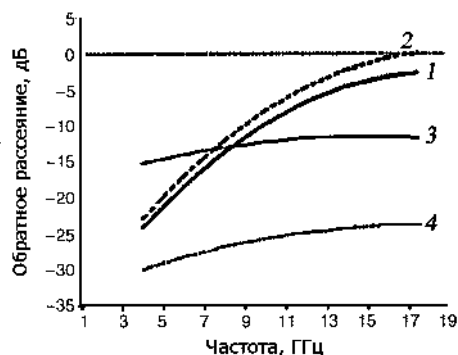


Рис. 2.4.6. Относительный вклад механизмов поверхностного и объемного рассеяния в формирование сигнала обратного рассеяния от морского льда (Kim, 1984).

1 и 2 — объемное рассеяние для шероховатой (1) и гладкой (2) поверхности; 3 и 4 — поверхностное рассеяние для шероховатой (3) и гладкой (4) поверхности.

Параметры шероховатости: $l = 8,6$ см (и для гладкой, и для шероховатой поверхности), $\sigma = 0,81$ см для шероховатой поверхности и $\sigma = 0,15$ см для гладкой. Плотность льда 700 кг/м^3 , радиус воздушных пузырьков 1 мм , комплексная диэлектрическая постоянная $3,15 - j0,01$.

толщу льда незначителен и объемное рассеяние мало. Однолетний лед содержит от 6 до 10 ‰ солей, что ограничивает проникновение электромагнитных волн С-диапазона несколькими сантиметрами, и поверхностное рассеяние является преобладающим.

В моделях поверхностного рассеяния учитывают брэгговское рассеяние (шероховатость много меньше длины волны радара), скалярное приближение Кирхгофа (шероховатость приблизительно равна длине волны радара) и законы геометрической оптики (шероховатость много больше длины волны радара).

УЭПР является функцией частоты радиолокатора, угла падения и поляризации.

Обратное рассеяние однолетнего льда

Для однолетнего льда преобладающим механизмом рассеяния является поверхностное; имеет значение также рассеяние от областей, очень близких к поверхности льда. В этом случае величина обратного рассеяния может быть определена по формуле (Microwave, 1992)

$$\sigma_{pp}^0(\theta_i) = K\Gamma^2(p, f, \theta_i, \epsilon_r^*)SF(p, f, \sigma, l), \quad (2.26)$$

где Γ – коэффициент отражения Френеля, SF – функция формы, K – масштабный коэффициент. Коэффициент отражения Френеля зависит от угла падения (θ_i), поляризации (p), частоты (f), и комплексной диэлектрической проницаемости среды (ϵ_r^*), а функция формы SF – от поляризации, частоты, среднеквадратического отклонения высоты поверхности (σ) и интервала пространственной корреляции неровностей поверхности (l).

Обратное рассеяние многолетнего льда

Обратное рассеяние многолетнего льда связывают, главным образом, с рассеянием на пузырьках воздуха, сосредоточенных в верхнем слое льда. В первом приближении полагают, что рассеяние на каждом пузырьке пропорционально его радиусу в 6-й степени; общее рассеяние считают суммой кросс-сечений от каждого пузырька (Microwave, 1992). В итоге обратное рассеяние многолетнего льда выражается в виде суммы поверхностного и объемного рассеяния (Kim et al., 1985):

$$\sigma_{pp}^0(\theta_i) = \sigma_s^0(\theta_i) + \gamma^2(\theta_i)\sigma_v^0(\theta_i). \quad (2.27)$$

Коэффициент поверхностного рассеяния σ_s определяется так же, как описано выше для однолетнего льда. Коэффициент объемного рассеяния σ_v описывается выражением:

$$\sigma_v^0(\theta_i) = N\sigma_b\cos(\theta_i)\left[1 - 1/L^2(\theta_i)\right](2k_e), \quad (2.28)$$

Снег		Шероховатость поверхности $l = 0,1-1,0$ см (око) $\sigma = 2-5$ см
Лед низкой плотности Слой 1	Толщина 3–12 см Плотность 500–600 кг/м ³ Диаметр пузырьков 2 мм	
Лед низкой плотности Слой 2	Толщина 0–14 см Плотность 650–900 кг/м ³ Диаметр пузырьков 2 мм	
Фоновый лед	Толщина >160 см Плотность 914 кг/м ³	

Рис. 2.4.7. Физические характеристики верхней части многолетнего льда (соленость 0 ‰) (Microwave, 1992).

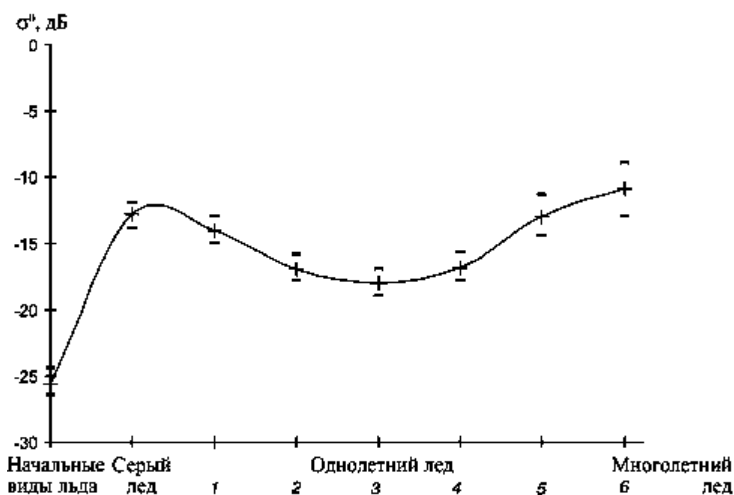


Рис. 2.4.8. Коэффициент обратного рассеяния морского льда (по данным Onstott, 1997).
 1 – тонкий лед, 2 – ровный средний, 3 – ровный толстый, 4 – торосистый, 5 – сильно торосистый, 6 – очень сильно торосистый.

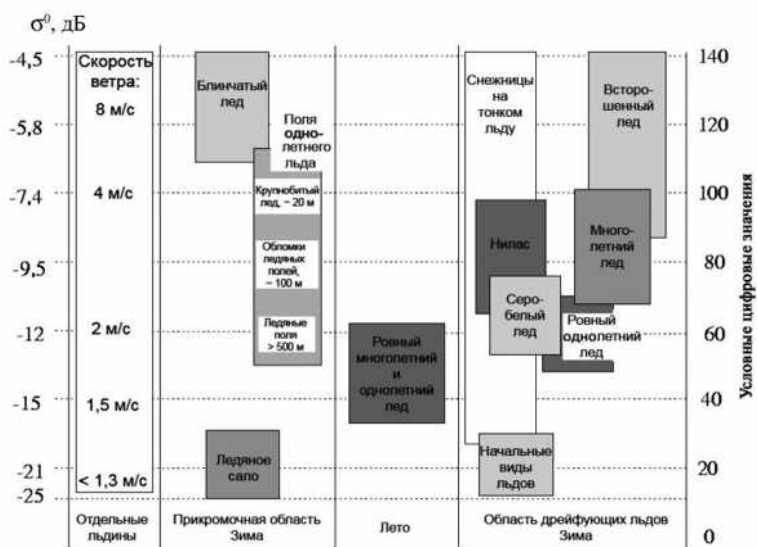


Рис. 2.4.9. Обратное рассеяние PCA различных видов льдов, наблюдавшихся во время экспериментов по валидации данных PCA ERS в Баренцевом море в 1991 г. (Йоханнесенн и др., 2007).

где N – число частиц, σ_b – коэффициент обратного рассеяния одной частицы, L^2 – коэффициент потерь при прохождении излучения в обе стороны, k_e – коэффициент экстинкции. Число частиц является функцией плотности слоя льда (ρ) и радиуса (r) частиц в третьей степени и рассчитывается по формуле

$$N = (1 - \rho/0,926) / (4\pi r^3/3). \quad (2.29)$$

Как следует из формулы (2.29), обратное рассеяние многолетнего льда возрастает с увеличением радиуса пузырьков воздуха и их общего числа. Число элементов рассеяния во льду увеличивается с уменьшением его плотности и увеличением толщины слоя льда с низкой плотностью. Примерные значения параметров верхних слоев многолетнего льда приведены на рис. 2.4.7 (Microwave, 1992).

Основными особенностями изменения УЭПР морских льдов в Ku -, X -, и C -диапазонах являются низкие значения у начальных льдов и ниласа, их повышение у серого льда и понижение у однолетнего льда с последующим увеличением при нарастании толщины последнего. УЭПР многолетнего льда значительно больше, чем однолетнего (рис. 2.4.8).

Значения УЭПР основных видов морских льдов зависят от местоположения льда в районе кромки или в массиве дрейфующих льдов (рис. 2.4.9).

Зависимость УЭПР в СВЧ-диапазоне от угла падения

Обратное рассеяние сигнала радиолокатора зависит от угла падения зондирующего импульса. При малых углах падения радиоволн (близких к надиру) наблюдается квазизеркальное отражение сигнала, в этом случае УЭПР максимальна. С увеличением угла визирования УЭПР уменьшается. Механизм рассеяния радиоволн на открытой водной поверхности в широком диапазоне длин волн и углов падения зондирующей электромагнитной волны (от 20–25 до 75–80°) объясняют с помощью резонансного (брэгговского) рассеяния капиллярно-гравитационными волнами, расположенными на крупных волнах водной поверхности. При углах визирования более 80° расположена область «тени», в которой УЭПР резко уменьшается по причине затенения части отражающей поверхности гребнями крупных волн.

Наблюдения позволили установить общие закономерности, присущие снежно-ледяному покрову в полярных районах. Для открытой воды характерны резкое уменьшение УЭПР с увеличением угла падения (рис. 2.4.10 и 2.4.11) и большой разброс значений относительно среднего положения кривой в зависимости от силы ветра. Однолетний лед обладает низкими значениями обратного рассеяния и при увеличении угла падения УЭПР линейно уменьшается. Для многолетнего льда, менее соленого по сравнению с однолетним и более разрушенного, характерны более

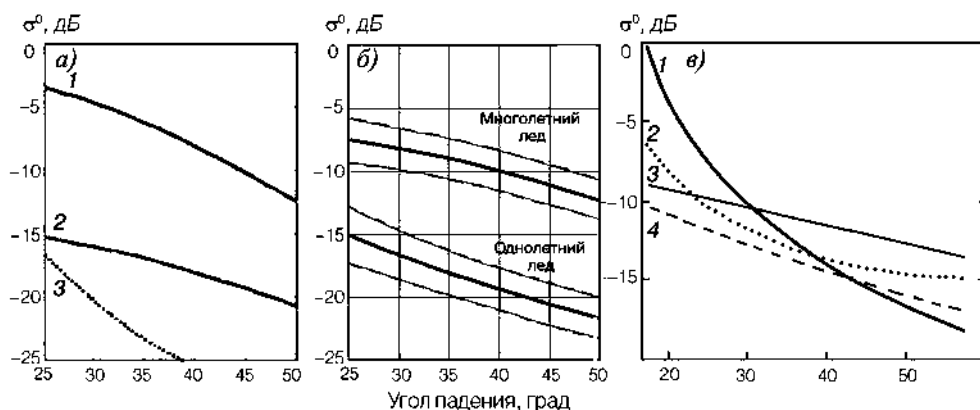


Рис. 2.4.10. УЭПР поверхности полярных областей океана в зависимости от угла визирования, по данным измерений с использованием разных радиолокаторов.

a – радиолокатор с вертикальной поляризацией: многолетний лед (1), однолетний лед (2) и открытая вода (3) (Kim et al, 1985); *б* – РЛ БО ИСЗ «Океан»: штриховыми кривыми показан разброс значений УЭПР (Кровотынцев, Милехин 1998); *в* – скаттерометр C -зоны AMI-wind ERS (cersat.ifremer): открытая вода (1), граничный (маргинальный) лед (2), многолетний лед (3), однолетний лед (4).

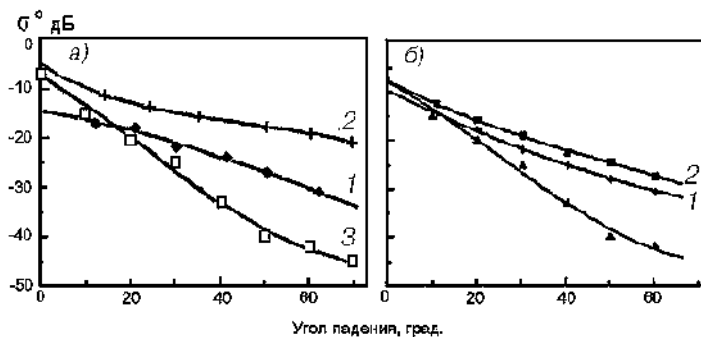


Рис. 2.4.11. Коэффициент обратного рассеяния в C -диапазоне (HH -поляризация) как функция угла зондирования для однолетнего (1) и многолетнего (2) льда, а также для открытой воды (3) в зимний (а) и летний (б) периоды (Onstott, Shuchman, 2004).

высокие значения УЭПР. В то же время, угловая зависимость менее выражена, что связывают с большим вкладом объемного рассеяния в обратный сигнал — хаотическое распределение пузырьков воздуха во льду уменьшает эффект приходящего излучения (cersat.ifremer).

Маргинальный (краевой) лед, покрывающий громадные пространства полярных районов океана у Антарктиды, имеет свои особенности на графике УЭПР, позволяющие отличить его и от открытой воды, и от окружающего однолетнего льда. Так, при угле падения от 20 до 30° его УЭПР резко уменьшается с увеличением угла падения, а при угле падения 50° кривая УЭПР маргинального льда становится почти параллельной оси абсцисс. При этом наблюдаются высокие значения УЭПР (cersat.ifremer). На границе с водой маргинальный лед часто бывает разрушен из-за ветро-волнового воздействия, при этом рассеяние от однолетнего льда может быть таким же, как от многолетнего льда и даже большим.

Сезонная изменчивость обратного рассеяния морских льдов в СВЧ-диапазоне

Величина УЭПР для льдов имеет резко выраженный сезонный ход (см. рис. 2.4.11). Многолетние исследования по данным спутниковых радиолокаторов C -диапазона и данным наблюдений *in situ* позволили установить основные закономерности сезонного изменения УЭПР морских льдов (Barber et al., 2001). При этом процесс замерзания — таяния льда в пределах одного года был разбит на пять основных периодов, каждый из которых характеризуется своими термодинамическими характеристиками системы океан—морской лед — атмосфера и своими характеристиками УЭПР снежно-ледовой системы. Такими периодами стали: замерзание, зимний период, период первичного таяния, начало таяния, интенсивное таяние (рис. 2.4.12). Для этих периодов по спутниковым данным SAR C -диапазона канадскими исследователями в Канадской Арктике в течение десяти полевых сезонов определялись значения УЭПР для двух видов льда — однолетнего и многолетнего (рис. 2.4.13). При этом использовались снимки ERS-1 за 1993-1995 гг. и RADARSAT-1 за 1997-2002 гг. — режим съемки с пространственным разрешением 100 м. Угловая зависимость УЭПР для ERS-1 не учитывалась (угол падения меняется мало, в пределах 19–23°), а для RADARSAT-1 была введена поправка на угол падения, учитывающая статистические закономерности изменения $\sigma^0(\theta)$.

Измерения показали, что в Арктике длительность переходного весеннего периода (от зимы к образованию свободной воды на льду) характеризуется сильной межгодовой изменчивостью — в эксперименте эта величина изменялась от 10 до 80 сут (Yackel et al., 2007).

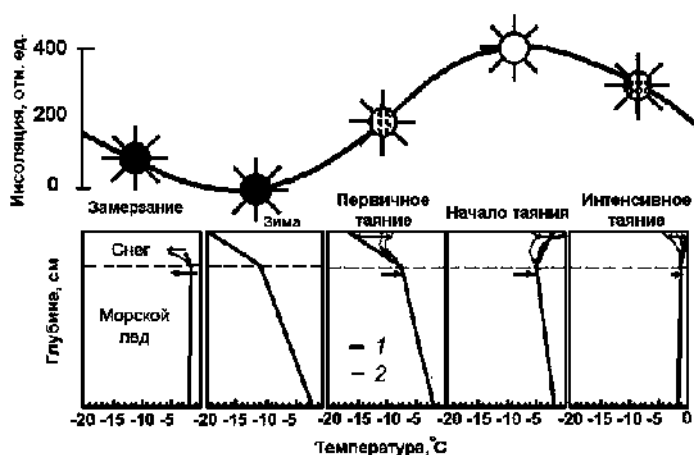


Рис. 2.4.12. Схематическое представление общих термодинамических режимов, характеризующих переход от периода замерзания льда к периоду его интенсивного таяния для неподвижного однолетнего льда в Канадской Арктике (Barber et al. 2001).

1 – средняя T , 2 – дневная σ . Температурные профили отражают суммирование данных за 10-летний период наблюдения *in situ*.

В соответствии с результатами для ровного однолетнего льда зимой типично низкое значение УЭПР, стабильное в пределах недельной временной шкалы (рис. 2.4.13). Это обусловлено тем, что зимой на поверхности льда наблюдается сухой холодный снег, являющийся прозрачным для С-зоны и обладающий низкой комплексной диэлектрической постоянной, от величины которой зависит проникновение СВЧ-излучения в лед (Yackel et al., 2007). Отмечаемые все же зимой кратковременные колебания УЭПР регистрируются при теплых атмосферных потоках, формирующих перистые облака (Yackel et al., 2007; Barber, Thomas, 1998).



Рис. 2.4.13. Сезонное изменение в пределах годового цикла коэффициента обратного рассеяния в СВЧ-диапазоне (0 дБ) по данным наблюдений SAR C-диапазона с RADARSAT-1 (HH-поляризация) и ERS-1, -2 (VV-поляризация) для толстого ровного неподвижного однолетнего льда и многолетнего льда (Yackel et al. (2007) с использованием работ Livingstone et al. (1987) и Barber et al. (1995)). Буквами А и В указано начало образования снежиц для тонкого (А) и толстого (В) снежного покрова.

a – пендулярная вода, b – фуникулярная вода, v – образование талых озерков и снежиц, z – дренирование.

Термодинамические периоды соответствуют описанным на рис. 2.4.12.

В период первичного таяния величина УЭПР низкая; особенностью этого периода является зависимость получаемых значений σ^0 от времени прохождения ИСЗ (восходящий и нисходящий витки (Nghiem, Bertoi, 2001; Yackel et al., 2001)).

Для периода начала таяния характерно быстрое увеличение σ^0 , наиболее выраженное над сглаженным толстым однолетним льдом (толщиной более 1,5 м), где преобладает зеркальное отражение. Толстый лед уменьшает влияние восходящего океанического потока тепла на диэлектрические свойства поверхности раздела снег–морской лед. Эти сезонные особенности, приводящие к резкому увеличению УЭПР однолетнего льда, способствуют улучшению способности радиолокаторов регистрировать начало таяния льда.

При относительно низкой доле воды в снеге (1–3 %) происходит существенное увеличение объемного рассеяния, продолжающее возрастать с увеличением доли воды в жидкой фазе. Выраженный спад УЭПР однолетнего льда в период начала таяния соответствует метаморфическим изменениям в снеге – переходу от режима пендулярной воды, когда вода удерживается в снеге (см. п. 1.1), к режиму фуникулярной воды, когда вода стекает.

Повышение доли воздуха в снежном покрове вызывает уменьшение его диэлектрической постоянной. Это явление наблюдалось и на *HH*-, и на *VV*-поляризациях. Однако оно не встречалось при слежении за сезонной эволюцией σ^0 в случае присутствия на однолетнем льду перед началом таяния снежного покрова толщиной менее 25 см (Yackel et al., 2001). В этот же период начинается поверхностный сток, доля жидкой воды в верхней части снежного слоя уменьшается, а в основной части снежного покрова возрастает; уменьшается и доля солевого рассола в снеге. Эти процессы ведут к быстрому таянию снега (Iacozza, Barber, 2001).

В период интенсивного таяния снега на снежно-ледовой поверхности образуются озера талой воды и снежницы. Обратное рассеяние радиолокационного сигнала над ледовой поверхностью с озерами талой воды (снежницами) зависит от их доли на поверхности и от скорости ветра. При слабом ветре УЭПР низкая – как у сглаженного зимнего однолетнего льда; в формировании обратного сигнала доминирует механизм зеркального отражения от снежниц. При скорости ветра более 5 м/с поверхность становится взволнованной, σ^0 возрастает более чем на 7 дБ при доле снежниц 13–34 % (Yackel, Barber, 2000). В результате во временной серии σ^0 на этапе интенсивного таяния появляется второй пик (для ситуаций, когда толщина снежного покрова превышает 25 см, т.е. перед началом таяния) с большим амплитудным сигналом по сравнению с пиком в начале таяния. Авторы (Yackel et al., 2007) считают, что повышение УЭПР в данном случае связано с возникновением на поверхности снежниц крупных капиллярных волн.

Имеющиеся оценки сезонной изменчивости УЭПР в *X*-диапазоне также показывают значительный размах получаемых значений σ^0 , особенно в период таяния льдов (рис. 2.4.14).

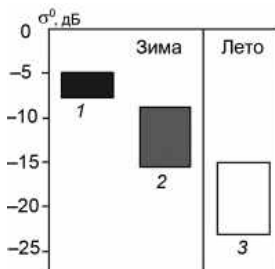


Рис. 2.4.14. Сезонная изменчивость УЭПР полярных областей океана по данным измерений РЛ БО ИСЗ «Океан» (сайт НИЦ «Планета»).

1 – многолетний лед, 2 – однолетний лед, 3 – многолетний и однолетний лед в стадии таяния.

2.4.2.3. Диапазоны электромагнитных волн в радиолокации

Наиболее информативная часть СВЧ-диапазона для радиолокаторов — это миллиметровый диапазон, в котором можно обеспечить лучшее пространственное разрешение и наибольший радиометрический контраст. Однако в этом диапазоне отмечается и наибольшее затухание радиосигнала в атмосфере. Излучение с длиной волны 1,5 см сильно поглощается водяным паром, а на длине волны 5 мм имеется полоса поглощения кислорода.

С увеличением частоты уменьшается проникновение сигнала радиолокатора в подстилающую поверхность. Например, сигналы РЛ с частотой 500–900 МГц могут проникать в грунт на глубину 1–3 м и обеспечивают в самолетном варианте разрешение до 10 см, а сигналы с частотой 80–300 МГц проникают на глубину 9–25 м, но разрешение составляет примерно 1,5 м (Виноградов, 2009). Проникновение сигнала в снежно-ледовую поверхность зависит также от размера частиц снега. Например, для частиц снега радиусом 2 мм в *X*-диапазоне проникновение сигнала составляет единицы метров, а в *Ku*-диапазоне — десятые доли метра. Для частиц радиусом 0,5 мм в *X*-диапазоне сигнал будет проникать на глубину около 100 м, а в *Ku*-диапазоне — на глубину около 10 м (рис. 2.4.15).

Коротковолновая часть миллиметровых и длинноволновая часть субмиллиметровых радиоволн в современной технической литературе получили наименование терагерцового диапазона (ТГц). В этом диапазоне имеются «окна прозрачности» (1,3; 0,98 и 0,88 мм), в которых ослабление радиоволн при распространении в атмосфере относительно невелико и составляет 2, 7 и 13 дБ/км соответственно, что позволяет использовать эти участки спектра в радиолокации малой дальности действия (до 500 м) (Быстров и др., 2010). При этом средние значения затухания в течение всего года с вероятностью 0,8 в указанных «окнах прозрачности» не превышают значений 3; 8,5 и 10 дБ/км соответственно. В настоящее время терагерцовый диапазон используют в охранных системах, а также применяются военными (в частности, позволяют работать при пыледымовых помехах). Спутниковых систем этого диапазона нет.

В разное время на космические орбиты выводились радиолокаторы *X*-, *C*-, *S*- и *L*-диапазонов. Несколько радиолокаторов работали в *Ku*-диапазоне на принципах скаттерометрии (скаттерометры SASS, NSCAT, QuickScat).

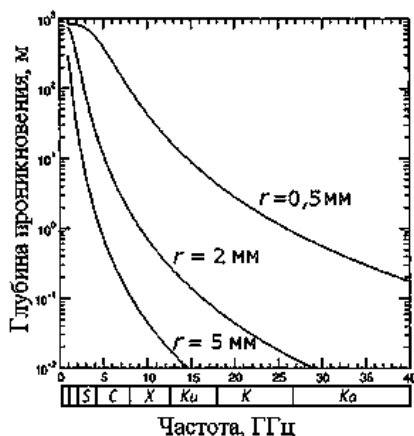


Рис. 2.4.15. Теоретический расчет глубины проникновения СВЧ-излучения в снег плотностью 0,3 г/см³ при температуре 0 °С при разных радиусах снежных частиц (Bingham and Drinkwater, 2000).

В настоящее время идут исследования по разработке радиолокаторов РСА, работающих в верхней части дециметрового диапазона (P) и даже в УКВ-диапазоне (с длиной волны 1,5 м). Интерес к этим диапазонам обусловлен большой глубиной проникновения радарного сигнала в земную поверхность (до нескольких сотен метров в УКВ-диапазоне). Однако радиолокаторы этих диапазонов имеют большие габариты, их вывод и эксплуатация на орбите достаточно сложны с технической точки зрения. Кроме того, в этих диапазонах из-за особенностей распространения радиоволн через атмосферу Земли, теряется когерентность РСА, происходит существенное снижение потенциального пространственного разрешения, наблюдаются геометрические и поляризационные искажения (Ефимов и др., 1998; Штейншлейгер и др., 1997; Ishimaru et al., 1999). В силу этих причин спутниковых радиолокационных систем P - и УКВ-диапазонов на сегодняшний день не существует.

2.4.2.4. Технические характеристики радиолокаторов.

Особенности РЛ-съемки

Разрешение радиолокаторов

Разрешение радиолокатора по азимуту и по дальности определяется как минимальное расстояние между двумя точечными целями, которые можно наблюдать на изображении в виде отдельных ярких пятен.

Для характеристики пространственного разрешения радиолокаторов используют линейную разрешающую способность радиолокатора – разрешение по дальности δR (в радиальном по отношению к радиолокатору направлении) и тангенциальную (азимутальную) разрешающую способность δl (в поперечном направлении). Величина δR определяется зондирующим сигналом, для ее уменьшения применяют зондирующие импульсы малой длительности и прибегают к частотной или фазовой модуляции сигнала. Величина δl пропорциональна ширине диаграммы направленности антенны (ДНА) радиолокатора и расстоянию до цели (рис. 2.4.16). В горизонтальной плоскости $\varphi_A = \lambda/d_A$, где λ – длина волны, а d_A – продольный размер антенны. Для уменьшения δl применяют вдольфюзеляжные антенны. РЛ такого типа конструкционно выполняют как радиолокаторы бокового обзора (РЛБО) (см. рис. 2.4.16). В РЛБО тангенциальная разрешающая способность $\delta l \approx R\lambda/l_\phi$ тем выше, чем больше продольный размер l_ϕ фюзеляжа.

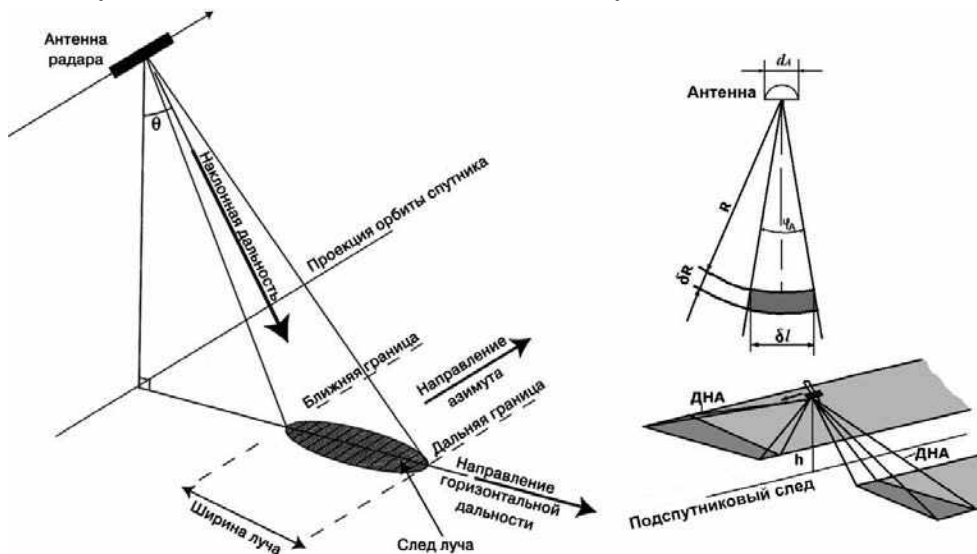


Рис. 2.4.16. Геометрия сканирования подстилающей поверхности спутниковым радиолокатором.

Другим путем уменьшения δl является синтезирование апертуры антенны при движении спутника; этот принцип реализован в радиолокаторах с синтезированной апертурой (РСА).

Особенности радиолокационных изображений

В отличие от приборов оптического диапазона радиолокаторы применяют в основном не в режиме надирной съемки, а при углах от 8 до 60°. При такой геометрии съемки возникают специфические особенности РЛ-снимков, в частности неравномерность разрешения снимка по дальности, эффекты переналожения, радиолокационной тени (затененные участки не отображаются на изображении) и складки (рис. 2.4.17). Эти эффекты устраняют при ортотрансформировании снимков по точной цифровой модели рельефа (ЦМР).

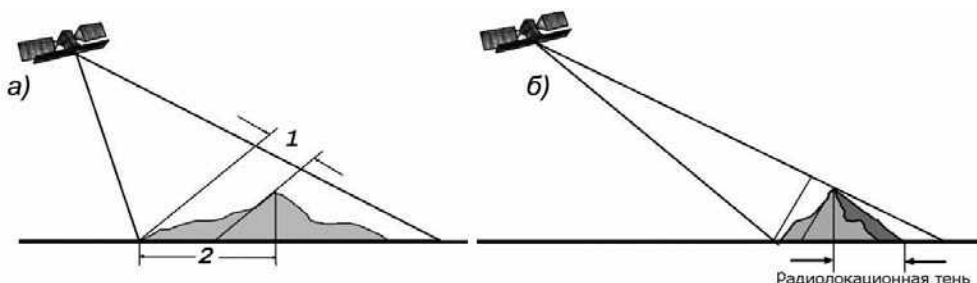


Рис. 2.4.17. Эффекты на радарных снимках, обусловленные реальным рельефом объектов (Никольский, 2008).

а) эффект складки: 1 – расстояние на радарном снимке, 2 – реальное расстояние на поверхности;
б) эффект радиолокационной тени.

Кроме геометрических искажений, радиолокационным изображениям присущи свои радиометрические особенности, в первую очередь спекл-шум, придающий снимкам зернистую текстуру даже в случае визирования однородных поверхностей. Спекл-шум возникает из-за особенностей формирования сигнала радиолокатора типа РСА, когда значение сигнала в конкретном пикселе является результатом сложения ряда сигналов, полученных при различных положениях приемной антенны. РСА-изображения высокого разрешения имеют и самый высокий уровень спекл-шума. Устраняют эффект спекл-шума с помощью фильтрации (например, используя медианный фильтр); при этом, однако, пространственное разрешение ухудшается.

Среднее квадратическое отклонение сигнала уменьшается обратно пропорционально квадратному корню из количества осредненных измерений, называемому эффективным числом некогерентных сложений. При получении со спутника ERS РСА-изображения со спекл-шумом $\pm 0,6$ дБ и размером пикселя 100 м в каждом направлении выполняется до 40 эффективных некогерентных сложений изображения в формате PRI. При трех некогерентных сложениях (например, для изображений, получаемых со спутника ERS в формате PRI) результирующий шум составляет ± 2 дБ или около половины средней величины сигнала. При этом разрешение по азимуту уменьшается от 8 до 25 м.

Еще одна особенность РЛ-изображения – угловая зависимость радиолокационного сигнала на снимке. Яркость на снимке варьирует: при увеличении угла съемки она уменьшается. Это искажение устраняется путем введения различных коэффициентов усиления антенны по полю снимка (Никольский, 2008).

Калибровка радиолокационных данных

При выполнении калибровки радарных изображений цифровые значения пикселей преобразуются в относительные или абсолютные значения УЭПР. При относительной

калибровке определяются параметры радиолокационной системы, необходимые для изучения временных и пространственных изменений рассеяния, и находится уравнение, позволяющее вычислять отношение значений УЭПР различных поверхностей (Ulaby et al., 1981). При выполнении абсолютной калибровки значения пикселей изображений преобразуются в значения σ^0 , что позволяет сравнивать данные, полученные различными системами. При этом главным фактором, ограничивающим точность измерений, является спекл-шум (Ulaby et al., 1981).

ЕКА разработало методику калибровки, позволяющую определять УЭПР по PCA-изображениям со спутников ERS-1/2 в формате PRI и ENVISAT.

Вычисление УЭПР по PCA-изображениям со спутника Envisat:

$$\sigma^0 = \frac{A^2}{K} \sin(\alpha_d), \quad (2.30)$$

где K – абсолютная калибровочная константа; A^2 – среднее значение яркости пикселя; α_d – угол падения, соответствующий данному пикселю.

Поляризация

Электромагнитные волны, у которых направление электрического (E) и магнитного (H) полей сохраняется неизменным в пространстве или изменяется по определенному закону, называются поляризованными. Направлением поляризации принято считать направление электрического поля волны. В радиолокации вид поляризации радиоволн определяется ориентировкой передающей антенны относительно поверхности Земли; применяют линейную поляризацию: горизонтальную (H) и вертикальную (V). Соответственно радиоволны с горизонтальным вектором электрического поля называют горизонтально поляризованными, а с вертикальным – вертикально поляризованными.

Состояние поляризации меняется при распространении излучения в среде. Применение поляризации радиолокационного сигнала в дистанционном зондировании основано на свойстве поляризации сигнала изменяться при взаимодействии с объектом. Изменение поляризации несет в себе информацию об объекте. В радиолокаторах реализованы следующие режимы поляризации сигналов.

Параллельная поляризация (также кополяризация). Направленный и принятый сигнал имеют одну и ту же поляризацию: горизонтальную (HH) или вертикальную (VV).

Кроссполяризация. Направленный и принятый сигнал имеют различную поляризацию (HV или VH). Облучение объекта идет при одной поляризации, а принимается отраженный сигнал с другой поляризацией. Такие режимы позволяют получать сигналы обратного рассеяния, у которых в результате объемного рассеяния наблюдается поворот плоскости поляризации.

Изображения, получаемые при различных поляризациях радиоизлучения, а также с использованием отношения сигналов с различной поляризацией (σ_{HH}/σ_{VV}) и разности фаз кополяризационных сигналов (φ_{HH-VV}), позволяют более достоверно классифицировать объекты подстилающей поверхности, в частности разные виды льдов (рис. 2.4.18–2.4.22, см. цвет. вклейку). Так, например, в Арктике льды возрастом до 3 сут (толщина до 15 см) характеризуются сравнительно высоким значением кополяризационного отношения в S -диапазоне (сигнал с вертикальной поляризацией намного больше, чем с горизонтальной). Молодые льды имеют значительно большую кополяризационную разность фаз по сравнению с многолетним льдом (рис. 2.4.18). Тот факт, что для многолетнего льда разность фаз близка к нулю, может быть использован для калибровки при использовании метода определения возраста льда по кополяризационной разности фаз.

Наличие многополяризационных режимов у конкретного радиолокатора позволяет получать представление этой информации в псевдоцветах (RGB). Предлагают, например, для лучшего представления всей имеющейся по данной сцене поляриметрической

информации использовать декомпозицию Паули, когда в качестве одного канала (B) используют квадрат суммы поляризаций $(HH + VV)^2$, характеризующий поверхностное рассеяние, в качестве другого, характеризующего многократное рассеяние (R), – квадрат разности $(HH - VV)^2$ и, наконец, в качестве третьего канала (G) – величину HV^2 , характеризующую объемное рассеяние (Мермоз и др., 2009).

Радиолокаторы с синтезированной апертурой

Синтезирование апертуры представляет собой технический прием, позволяющий существенно повысить разрешающую способность радиолокатора в направлении, поперечном относительно направления полета. За счет искусственного увеличения апертуры бортовой антенны, основной принцип которого заключается в когерентном накоплении отраженных радиолокационных сигналов на интервале синтезирования, удастся получить высокое разрешение по углу. Улучшения разрешения по дальности достигают за счет применения внутриимпульсной модуляции, например линейно-частотной (ЛЧМ). Интервал синтезирования апертуры антенны прямо пропорционален высоте полета носителя РСА, что обеспечивает независимость разрешения съемки от высоты (Виноградов, 2009).

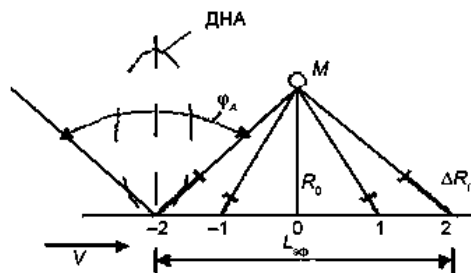


Рис. 2.4.23. Наблюдения объекта с помощью РСА.

Принцип работы РСА можно представить с помощью следующей упрощенной схемы, иллюстрирующей визирование со спутника, движущегося на орбите (с постоянной высотой) со скоростью V параллельно земной поверхности (рис. 2.4.23). Антенна РСА (с ДНА шириной φ_A) повернута на 90° к траектории и в своем движении последовательно проходит ряд положений: $i = -N/2, \dots, -2, -1, 0, +1, +2, \dots, +N/2$, в которых принимает сигналы, отраженные от объекта (точки M на земной поверхности). При различных положениях антенны сигналы от точки M проходят разные расстояния, что приводит к изменению фазовых сдвигов этих сигналов, вызываемых разностью хода сигналов ΔR . Поскольку сигнал проходит расстояние R дважды: в направлении цели и от нее, то два сигнала, принятые при соседних положениях антенны, различаются по фазе на

$$\Delta\varphi = \omega t_{\Delta R} = 2\pi(2\Delta R/c)f_0 = 2\pi(2\Delta R/\lambda).$$

Применяются три основных режима съемки земной поверхности: обзорный, сканирующий и детальный (рис. 2.4.24). В обзорном режиме съемка земной поверхности осуществляется непрерывно в полосе захвата, при этом разделяют боковой и передне-боковой режимы (в зависимости от ориентации главного лепестка диаграммы направленности антенны). Накопление сигнала осуществляется в течение времени, равного расчетному интервалу синтезирования апертуры антенны для данных условий полета носителя РЛС. Сканирующий режим съемки отличается от обзорного тем, что съемка ведется на всей ширине полосы обзора полосами, равными ширине полосы захвата. При съемке в детальном режиме накопление сигнала осуществляется на увеличенном

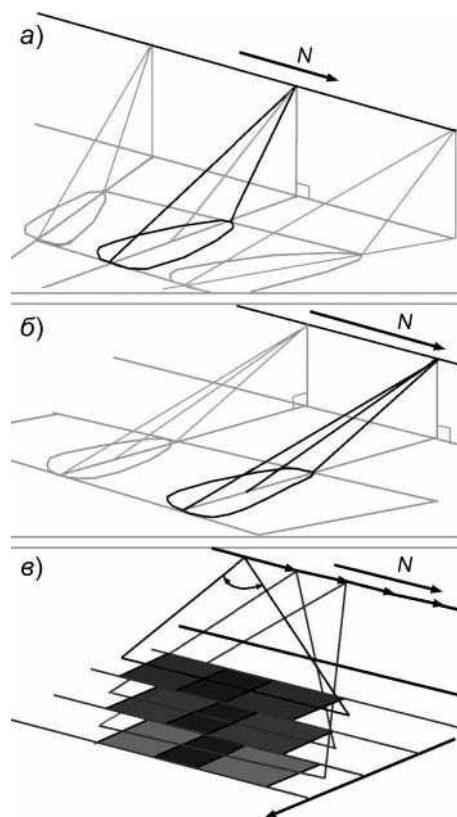


Рис. 2.4.24. Режимы съемки современных РСА (Виноградов, 2009).

а – детальный, *б* – обзорный, *в* – сканирующий.

N – направление полета.

по сравнению с обзорным режимом интервале. Увеличение интервала осуществляется за счет синхронного с движением носителя РЛС перемещения главного лепестка диаграммы направленности антенны таким образом, чтобы облучаемый участок постоянно находился в зоне съемки (Виноградов, 2009). Существенное влияние на результирующие характеристики РСА (в плане съемки земной поверхности) оказывают применяемые методы цифровой обработки принятого сигнала, важной составляющей которых являются адаптивные алгоритмы коррекции траекторных искажений. Именно невозможность выдерживать в течение длительного времени прямолинейную траекторию движения носителя не позволяет получать в непрерывном обзорном режиме съемки разрешения, сопоставимые с детальным режимом, хотя никаких физических ограничений на разрешение в обзорном режиме не существует.

Интерферометрические радары

В режиме интерферометрической съемки (Interferometric SAR – IFSAR) РСА позволяют получать трехмерные изображения земной поверхности при использовании данных с двух витков ИСЗ или с двух аппаратов, производящих квазисинхронную съемку объекта, либо с одного спутника, оснащенного двумя антеннами. Сообщается также, что современные РЛ-системы обеспечивают возможность получения трехмерных изображений и при использовании лишь одной антенны (Виноградов, 2009). Для

характеристики интерферометрических съемок, кроме пространственного разрешения, вводится дополнительный параметр – разрешение по высоте.

В 2000 г. американский Shuttle в рамках проекта SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) выполнил интерферометрическую съемку экваториальной части Земли от 60° с.ш. до 56° ю.ш., благодаря чему была получена трехмерная модель рельефа земной поверхности (Digital Elevation Model (DEM), также Digital Terrain Elevation, (DTE) (или цифровая модель рельефа (ЦМР) в отечественной литературе) с разрешением по высоте 30 м.

В настоящее время успешно используются tandemные системы для проведения одновременной интерферометрической съемки с двух аналогичных космических аппаратов (TerraSAR-X и Tandem-X, Германия).

2.4.2.5. Спутниковые радиолокаторы

Первый космический радар был выведен на орбиту в конце 1950-х годов и использовался для получения изображений «политически недружественных регионов» (Sabins, 1997).

На борту ИСЗ природоресурсного и метеорологического назначения радиолокаторы устанавливаются с 1978 г.

1978 г. Выполнена серия съемок ледяного покрова при помощи радиолокатора с синтезированной апертурой (РСА) *L*-диапазона (длина волны 23 см), установленного на спутнике SEASAT (США).

1981 г. РСА SIR-A (1981), SIR-B (1984) и SIR-C/X (1994–1996 гг.) устанавливались на борту Shuttle (США).

1983 г. РЛС БО *X*-диапазона, устанавливался на спутниках «Космос-1500» (1983 г.), «Космос-1766» и серии спутников «Океан» (1983–2000 гг., СССР).

Таблица 2.4.6

Основные характеристики и режимы работы RADARSAT-1. *C*-диапазон (5,6 см)

Параметр	Режим						
	Высокого разрешения (Fine)	Расширенный высокий разрешения (Extended High)	Стандартный (Standard)	Широкозахватный (Wide)	Расширенный низкого разрешения (Extended Low)	Узкий низкого разрешения (ScanSAR Narrow)	Широкий низкого разрешения (ScanSAR Wide)
Номинальное пространственное разрешение, м	8	25	25	30	35	50	100
Ширина полосы съемки, км	50	75	100	150	170	300	500
Скорость передачи данных на наземный сегмент	Два диапазона: 105 Мбит/с в реальном времени, 85 Мбит/с для записанных данных						
Радиометрическое разрешение	8 бит на пиксел						
Периодичность съемки	От 9 сут на экваторе до 3 сут в средних широтах и ежедневной съемки в приполярных районах						

1987 г. РСА *S*-диапазона (длина волны 10 см, *HH*-поляризация, разрешение 10–15 м в полосе обзора 40 км) устанавливался на спутниках «Космос-1870» (июль 1987 г. – июль 1989 г.) и «Алмаз-1» (май 1991 г. – октябрь 1992 г., СССР).

1991 г. РСА *C*-диапазона устанавливался на спутниках ERS-1/2 (с августа 1991 г.) (ЕКА).

1995 г. РСА *C*-диапазона устанавливался на спутнике RADARSAT-1 ($\lambda = 5,6$ см); *HH*-поляризация (Канада) (табл. 2.4.6, рис. 2.4.25, см. цвет. вклейку).

1999 г. РЛС БО *X*-диапазона ($\lambda = 3$ см) устанавливался на ИСЗ «Океан-О» №1 (Россия–Украина).

2002 г. РСА *C*-диапазона устанавливался на спутниках ENVISAT (ЕКА) (табл. 2.5.8, 2.5.9).

2006 г. РСА *L*-диапазона PALSAR устанавливался на спутнике ALOS (Япония),

2007 г. РСА *C*-диапазона устанавливался на спутнике RADARSAT-2, ($\lambda = 5,6$ см); мультиполяризация (Канада) (табл. 2.4.7, рис. 2.4.25, см. цвет. вклейку).

2007 г. РСА *X*-диапазона устанавливался на спутнике TerraSAR-X (2007 г.) (табл. 2.4.10) и TanDEM-X (2010 г.) (Германия).

2007 г. РСА *X*-диапазона устанавливался на спутнике CosmoSkyMed (Италия).

Таблица 2.4.7

Основные характеристики и режимы работы RADARSAT-2. *C*-диапазон (5,6 см)

Режим	Ширина полосы съемки, км	Номинальное разрешение, м	Диапазон углов съемки, град.	Поляризация
Высокого разрешения (Fine)	50	8	30–50	<i>HH</i> и <i>HV</i> либо <i>VH</i> и <i>VV</i>
Стандартный (Standard)	100	25	20–49	То же
Широкозахватный (Wide)	150	30	20–45	"
Широкозахватный высокого разрешения (Wide Fine)	150 км	8	20–40	"
Узкий низкого разрешения (ScanSAR Narrow)	300	50	20–46	"
Широкий низкого разрешения (ScanSAR Wide)	500	100	20–49	"
Расширенный низкого разре- шения (Extended Low)	170	35	10–23	<i>HH</i>
Расширенный высокого разре- шения (Extended High)	75	25	49–60	То же
Высокого разрешения с полной поляризацией (Fine Quad-pol)	25	8	20–41	<i>HH</i> , <i>VV</i> , <i>HV</i> , <i>VH</i>
Стандартный с полной поляризацией (Standard Quad-pol)	25	25	20–41	То же
Сверхвысокого разрешения (Ultra-Fine)	20	3	30–40	Один тип из: <i>HH/HV/VH/VV</i>
Детальный с накоплением (Multi-Look Fine)	50 км	8	30–50	
Формат файлов			CEOS	

Примечание. Периодичность съемки от 2–3 сут на экваторе в полосе 500 км. Зависит от режима и типа съемки.

Таблица 2.4.8

Основные характеристики PCA ASAR спутника Envisat. C-диапазон (5,6 см)

Параметр	Режим		
	Среднего разрешения (Image Mode)	Низкого разрешения (Wide Swath Mode)	Глобального мониторинга (Global Monitoring Mode)
Номинальное пространственное разрешение, м	30	150	1000
Ширина полосы съемки, км	100	400	400
Скорость передачи данных на наземный сегмент	105 Мбит/с		
Радиометрическое разрешение	8 бит на пиксел		
Формат файлов	CEOS		
Обработка	Радиометрическая, сенсорная и геометрическая коррекция. Приведение к картографической проекции		
Периодичность съемки	От 2,5 до 35 сут		

Таблица 2.4.9

Операционные режимы PCA ASAR спутника Envisat

Операционный режим	Описание
Image (IM)	Поляризация <i>VV</i> или <i>HH</i> в одной из семи выбранных зон. Ширина полосы обзора от 56 км (зона 7) до 100 км (зона 1) поперек трассы. Пространственное разрешение около 30 м
Alternating Polarization (AP)	Два кополяризационных снимка в одной из семи выбранных зон. Возможны пары: <i>HH/VV</i> или <i>HH/HV</i> , <i>VV/VH</i> Пространственное разрешение около 30 м
Wide Swath (WS)	Полоса 400×400 км. Пространственное разрешение около 150×150 м. Поляризация <i>HH</i> или <i>VV</i>
Global Monitoring (GM)	Пространственное разрешение 1000 м по азимуту, поляризация <i>HH</i> или <i>VV</i>
Wave Mode (WM)	Малые кадры размером от 10×5 до 5×5 км на протяжении 100 км вдоль трассы. Поляризация <i>HH</i> или <i>VV</i>

Таблица 2.4.10

Основные характеристики спутника TerraSAR-X. X-диапазон (3,1 см)

Параметр	Режим			
	Сверхвысокого разрешения (High Resolution SpotLight)	Высокого разрешения (SpotLight)	Широкополосный высокого разрешения (StripMap)	Среднего разрешения (ScanSAR)
Номинальное пространственное разрешение, м	1	2	3	16
Размер сцены, км	10×5	10×10	30×50	100×150
Скорость передачи данных на наземный сегмент	300 Мбит/с			
Радиометрическое разрешение	16 бит на пиксель			
Формат файлов	GeoTIFF			
Периодичность съемки				

2.4.3. СКАТТЕРОМЕТРЫ

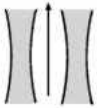
2.4.3.1. История скаттерометрических наблюдений

Современная скаттерометрия восходит к ранним радарам, применявшимся во время Второй мировой войны. Радиолокационные измерения над океаном портил шум от моря — в то время не знали, что этот шум был откликом радара на ветер над океаном. Впервые радарный сигнал связали с ветром в 1960-х годах. В 1965 г. в США научным коллективом под руководством Р.Мура и В.Пирсона был создан первый в мире скаттерометр, работавший на частоте 15 ГГц. Испытания прибора в ВМС США показали, что он позволяет измерять скорость ветра до 15 узлов; затем испытания были продолжены с использованием авианосителя — прибор установили на самолете NASA C-130. Экспериментальные полеты над Мексиканским заливом подтвердили, что скаттерометр позволяет измерять скорость даже штормового ветра.

В 1973 г. NASA установило скаттерометр на своей первой космической станции Skylab. Полеты первого скаттерометра в миссиях Skylab в 1973 и 1974 гг. продемонстрировали принципиальную осуществимость спутниковой скаттерометрии. Скаттерометр *Ku*-диапазона SASS, запущенный на спутнике Seasat (США) в 1978 г. (табл. 2.4.11), доказал, что из космоса можно не только измерять скорость ветра, но и картировать кромку льда в полярных морях. С тех пор данные скаттерометров стали широко использоваться в практике именно ледовых наблюдений, включая обеспечение потребителей как оперативной информацией о ледяном покрове, так и обобщенными данными, необходимыми для исследований климата. В нескольких странах были выведены на орбиту собственные спутники со скаттерометрами. В 1991 г. свой первый скаттерометр разместило на космической орбите ЕКА; прибор имел одну полосу обзора. Затем свой спутниковый скаттерометр «OceanSat-2» появился у Индии.

Таблица 2.4.11

Характеристики спутниковых скаттерометров (по Long, 2001)

Параметр	Скаттерометр			
	SASS	ERS-1/2	NSCAT	SeaWinds
Частота, ГГц	14,6	5,3	13,995	13,4
Геометрия сканирования				
Поляризация	$V-H$, $V-H$	Только V	V , $V-H$, V	V — внешний луч, H — внутренний луч
Разрешение, км	50/100	25/50	25/50	25/6×25
Полоса обзора,				
Угол падения, град.	0–70	18–59	17–60	46 и 54
Ежесуточное покрытие территории Мирового океана, %	Переменное	<41	78	92
Период эксплуатации	VI 1978– X 1978	1992–1996	VIII 1996– VI 1997	VII 1999– X 2009

В августе 1996 г. на борту японского спутника ADEOS-Midori был запущен скаттерометр NSCAT (NASA) (см. табл. 2.4.11), который стал первым скаттерометром *Ku*-зоны с двойной полосой обзора, выведенным в космос после Seasat. Из-за проблем с энергопитанием, возникших на спутнике, NSCAT функционировал на орбите менее года. В 1999 г. NASA устанавливает на ИСЗ QuikScat скаттерометр SeaWinds. Этот прибор имел долгий срок работы (10 лет) и стал самым успешным среди спутниковых скаттерометров, а его информация была одной из наиболее востребованных, наряду с данными ИСЗ NOAA. В ежесуточном режиме QuikScat обеспечивал потребителей во всем мире информацией о распространении ледяного покрова в Арктике и Антарктике и о глобальном поле ветра.

В настоящее время на околоземной орбите работает один скаттерометр – ASCAT Европейского космического агентства. В США разрабатывается новый двухволновый (*Ku*-, *C*-диапазоны) СВЧ-скаттерометр с широкой зоной охвата и разрешением 5 км при коническом сканировании. На орбиту будут выведены (ориентировочно в 2017 г.) сразу два аппарата. Время повторяемости изображений составит 12 ч при суммарной ширине кадра ~3500 км. Один и тот же антенный комплекс будет обеспечивать работу скаттерометра и СВЧ-радиометра (*X*-диапазон). Скаттерометр позволит расширить возможности этих приборов, и в частности картировать снежный покров.

2.4.3.2. Принципы измерения поля льда и ветра с помощью скаттерометра

В полярных областях обратное рассеяние σ^0 ледяной поверхности в СВЧ-диапазоне зависит от шероховатости поверхности, содержания воды и типа льда (Remund and Long, 1998). Разность сигналов обратного рассеяния радара в *Ku*-диапазоне, отраженных льдом и водой, очень велика. Отношение σ^0 при горизонтальной и вертикальной поляризации применяется для разделения открытого океана и морского льда при использовании классификации по методу максимального правдоподобия. Остаточные ошибки классификации уменьшаются за счет использования специальной техники обработки снимков. Очень чувствителен скаттерометр и к влажности снега или льда, так как присутствие воды существенно увеличивает диэлектрическую постоянную в СВЧ-диапазоне. Поэтому скаттерометры успешно используют для выявления в полярных морях областей тающего снега и льда.

При одной и той же скорости ветра обратное рассеяние оказывается большим, когда морское течение направлено навстречу ветру, чем когда они имеют одинаковое направление. Обратное рассеяние радиоволн от морской поверхности существенно зависит от угла визирования. При малых углах падения радиоволн (близких к надиру) наблюдается квазизеркальное отражение сигнала, и в этом случае УЭПР максимальна. С увеличением угла визирования УЭПР уменьшается, затем идет так называемая область «плато», в которой УЭПР уменьшается плавно. В этой области от 20–25 до 75–80° микроволновое обратное рассеяние имеет резонансный (брэгговский) механизм и в основном определяется капиллярно-гравитационными волнами, расположенными на крупных волнах водной поверхности. Большим углом визирования соответствует область «тени», в которой УЭПР резко спадает по причине затенения части отражающей поверхности гребнями крупных волн.

Ветер существенно влияет на отражающие свойства водной поверхности, которые зависят от его скорости и направления. Увеличение скорости ветра U приводит к увеличению УЭПР при средних углах визирования θ и уменьшению УЭПР при углах визирования, близких к надиру. Азимутальная зависимость УЭПР имеет главный максимум в направлении визирования против ветра, а второй максимум – в направлении по ветру и два минимума в направлениях, перпендикулярных направлению ветра, смещенных в сторону второго максимума (Hildebrand, 1994). Поэтому для определения скорости и направления ветра над водной поверхностью необходимо знать азимутальную зависимость УЭПР, которую называют «геофизической модельной функцией».

Азимутальная диаграмма УЭПР может быть получена с ИСЗ при помощи скаттерометра с вращающейся антенной или скаттерометра с многолучевой антенной. Анализ показал, что для определения вектора скорости приводного ветра, в принципе достаточно трех или четырех азимутальных значений УЭПР (Nekrassov, 1997).

Для определения азимутальной диаграммы УЭПР в спутниковых скаттерометрах применяют две конструкционные схемы прибора: скаттерометр с вращающейся антенной и скаттерометр с многолучевой антенной. В случае самолетного скаттерометра применяется еще один способ – полет по кругу самолета с однолучевой наклонной антенной (Nekrassov, 1997, 2005; Moore, Fung, 1997).

2.4.3.3. Характеристики спутниковых скаттерометров

Скаттерометр спутника ERS

Скаттерометры ERS-1 и ERS-2 (Active Microwave Instrument Wind Scatterometer, AMI-wind) – приборы С-диапазона (5,3 ГГц); состоят из трех антенн бокового обзора, ориентированных по азимуту относительно направления полета спутника под углами 45°, 90 и 135°. Лучи этих антенн непрерывно освещают полосу шириной 500 км и обеспечивают прием сигналов, рассеянных морской поверхностью. В результате получаются три независимых измерения величины рассеяния от каждого участка, наблюдаемого под разными углами зрения. Внутри полосы создается регулярная сеть узлов измерений, которые равномерно распределяются через 25 км поперек и вдоль трассы. В поперечном направлении укладывается 19 узлов (рис. 2.4.26).



Рис. 2.4.26. Геометрия сканирования ветрового скаттерометра спутника ERS (Gohin, Maroni, 1998).

Скаттерометр ASCAT ИСЗ MetOp

Скаттерометр ASCAT (Advanced SCATterometer) – один из бортовых аппаратов полярного метеоспутника ЕКА MetOp (Meteorological Operational Polar Satellite). Эксплуатацию его осуществляет EUMETSAT (European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites). MetOp-A, первый в серии из трех спутников, был запущен 19 октября 2006 г., два последующих запуска были запланированы с интервалом 4–5 лет один после другого.

ASCAT – это радар с реальной апертурой, использующий антенну с вертикальной поляризацией. Радар излучает длинные импульсы с частотной линейной модуляцией. Два комплекта, составленные из трех антенн, генерируют радарные импульсы под углами: 45° вперед, 90 и 45° назад относительно направления полета ИСЗ. Радарные лучи освещают полосы шириной примерно 550 км, разделяемые промежутком в 770 км (рис. 2.4.27). Измерения радарного обратного сигнала производятся с поверхности моря по сетке с шагом 25 или 12,5 км. Таким образом, каждая полоса подразделяется на 21 или 41 ячейку вектора ветра (Wind Vector Cells, WVC). Эффективная ширина полосы составляет 525 км (21×25) или 512,5 км (41×12,5) для 25- и 12,5-километрового продук-

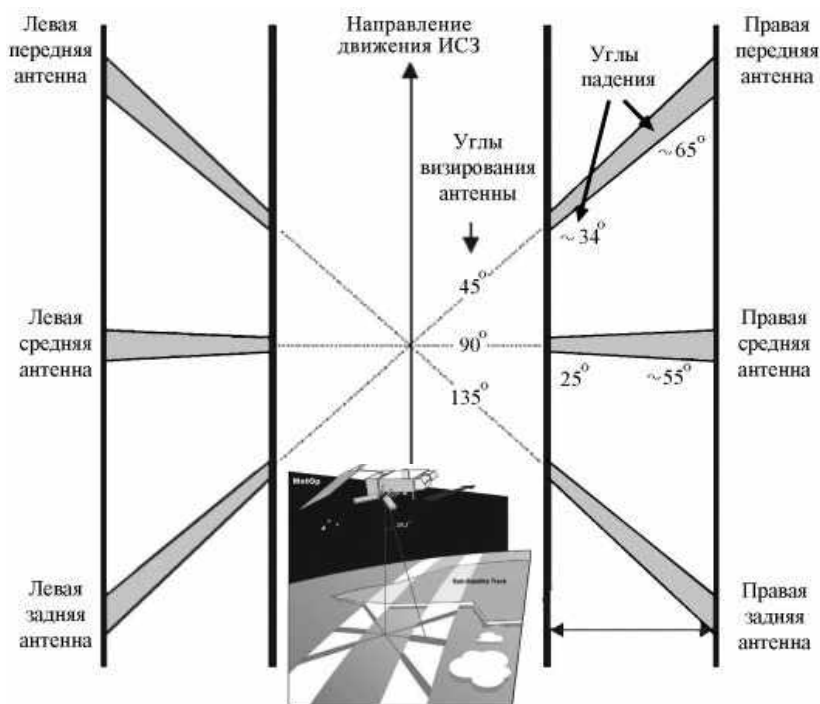


Рис. 2.4.27. Геометрия сканирования скаттерометра ASCAT (Figa-Saldana et al., 2002).

Разрешение 50 км в узлах, каждые 25 км (21 узел на полосу) или 25 км в узлах, каждые 12,5 км (41 узел на полосу).

та соответственно. Для каждой ячейки WVC получаются три независимых измерения обратного рассеяния, выполненных при трех различных направлениях визирования и разделенных коротким временным промежутком. Далее, используя математическую модель зависимости обратного сигнала от шероховатости морской поверхности, рассчитывают скорость и направление приводного ветра.

Скаттерометр SeaWinds ИСЗ QuikSCAT

Американский спутник QuikSCAT со скаттерометром SeaWinds на борту был введен на орбиту 19 июля 1999 г. и успешно работал до ноября 2009 г. Спутник позволял получать ежедневные карты распространения морского льда в Арктике (60–90° с.ш.) и в Антарктике (52–90° ю.ш.). Широкая полоса обзора (1400/1800 км) обеспечивалась за счет вращения антенны. Вращение антенны позволяло скаттерометру SeaWinds наблюдать, в том числе, подспутниковую траекторию (в надири), что было невозможно для NSCAT. Скаттерометр работал на частоте 13,4 ГГц (*Ku*-диапазон). В приборе применялся двухлучевой принцип зондирования с использованием и вертикальной поляризации сигнала (для внешнего луча), и горизонтальной (для внутреннего луча) (рис. 2.4.28).

Скаттерометр SeaWinds состоит из трех основных подсистем: электронной (SES), антенной (SAS) и подсистемы управления данными (Command and Data Subsystem, CDS).

Электронная подсистема содержит передатчик, приемник и процессор обработки цифрового сигнала. Она генерирует и посылает радиоволны высокой частоты. Антенна передает сигнал на Землю в виде импульсов. Достигая поверхности океана, импульсы испытывают эффект рассеяния — так называемое обратное рассеяние. Сильно возмущенная поверхность океана возвращает сильный сигнал, так как волны отражают больше

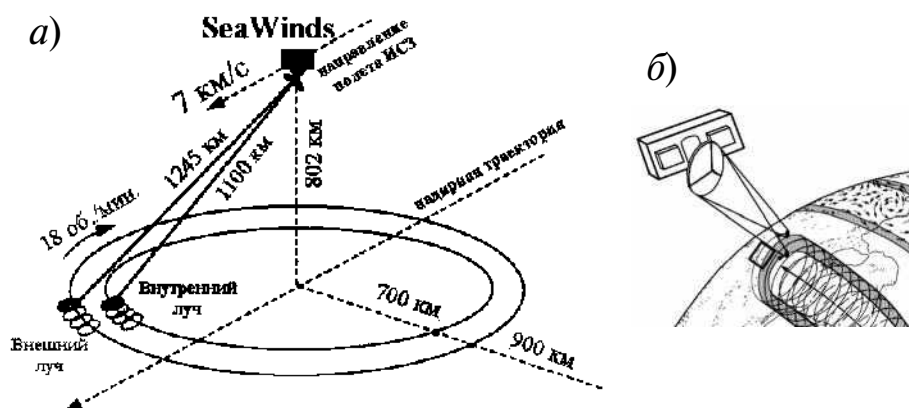


Рис. 2.4.28. Принцип зондирования (а) и подспутниковый след (б) скаттерометра SeaWinds (Spencer et al., 1997).

энергии радара обратно, по направлению к антенне скаттерометра. Сглаженная поверхность океана возвращает слабый сигнал, так как отражается меньше энергии. Эхо-сигнал (обратное рассеяние) поступает от антенны на электронную подсистему по волноводам. SES конвертирует эти сигналы в цифровую форму для обработки в процессоре.

CDS представляет собой компьютер, который обеспечивает связь с наземным центром управления, контролирует рабочие операции прибора, включая регулирование времени каждого переданного импульса и сбор всей информации, необходимой для преобразования полученных эхо-сигналов в измерения ветра (или характеристик льда) в конкретной точке Земли. Для определения положения на Земле точки, от которой получен обратный сигнал, CDS собирает для каждого импульса положение вращающейся антенны, бортовое время, оценивает положение самого космического аппарата. CDS собирает также данные о температуре прибора, рабочих токах и напряжении, что позволяет вести мониторинг работоспособности прибора. Две другие подсистемы скаттерометра выполняют свои функции под контролем CDS.

Антенная подсистема SAS состоит из метровой параболической антенны, вращающейся со скоростью 18 об./мин. Положение антенны может быть определено с точностью около $1/100^\circ$. Антенна излучает два пучка лучей (каждый пучок около 6°), состоящие из потока импульсов с частотой 13,4 ГГц. Два пучка лучей необходимы для обеспечения точного измерения направления ветра. Используется метод конического сканирования для вращения луча импульсов под разными углами. Внешний луч производит зондирование, соответствующее углу падения 54° , внутренний луч — 46° .

Информационная продукция SeaWinds ИСЗ QuikSCAT, предназначенная для пользователей, имела две разновидности, получившие наименование «egg» («яйцо») — пространственное разрешение 25×30 км — и «slices» («слои») — разрешение 25×6 км. Номинальный антенный отпечаток SeaWinds на подстилающей поверхности представлял собой эллипс. Однако путем специальной обработки на борту (учет доплеровских эффектов, применение быстрого преобразования Фурье к обратному сигналу) для этого отпечатка получалось 12 индивидуальных измерений σ^0 с радиолокатора — так называемых «слоев» (рис. 2.4.29в, см. цвет. вклейку). Восемь из этих измерений передавалось в выходном продукте уровня L1B. Длина «слоев» составляла 4–6 км (в зависимости

от режима прибора и антенного луча), ширина — 20 км. Суммированием измерений восьми центральных слоев получалось измерение «яйцо». Эффективное разрешение каждого «яйца» примерно 20×30 км, что близко к эллиптическому отпечатку антенны на уровне 3 дБ (15×25 км). Непосредственно на борту QuikSCAT с использованием его программного обеспечения получали снимки в режиме «яйцо», которые при худшем разрешении по сравнению с режимом «слои» имели меньший уровень шумов и были менее чувствительны к калибровочным ошибкам.

Недостатком SeaWinds считается то, что каждую точку он видел лишь два или четыре раза, что приводило к ошибкам в определении направления ветра. Кроме того, алгоритм обработки исключительно по вариациям УЭПР не является универсальным, так как не учитывает ряд факторов, обусловленных сложным характером взаимодействия ветра с морским волнением. В частности, в случае развитых волн (волн, индуцированных ветром на значительном расстоянии разгона) этот алгоритм работает удовлетворительно, однако при наличии, кроме ветровых волн, сторонней зыби отмечены существенные ошибки. Этот вывод получен в работах Переслегина и др. (2006) и Переслегина (2010) при сравнении изображения волн с SeaWinds с изображением волн в PCA на КА Envisat. Кроме того, в алгоритме обработки скаттерометрического сигнала по вариациям УЭПР не был предусмотрен случай сочетания слабого ветра (1–3 м/с) с сильной зыбью ($h \approx 2$ м), когда среднее значение УЭПР мало, а азимутальная модуляция УЭПР велика (Переслегин, 2010).

2.4.3.4. Направления применения скаттерометрических данных при изучении ледяного покрова

Скаттерометрические измерения позволяют получить полезную информацию о характеристиках ледяного покрова — возрастном составе и типе льдов, положении кромки льда. Детальное изложение методов получения характеристик ледяного покрова по спутниковым данным будет дано ниже, в главе 3. Здесь будут приведены только отдельные примеры использования скаттерометров для мониторинга ледяного покрова в качестве иллюстрации возможностей этого класса приборов, не реализованных в отечественной практике космического приборостроения.

Возрастной состав льда

Наблюдения с ИСЗ QuikSCAT показали, что скаттерометр позволяет не только картировать положение кромки льда в Арктическом бассейне, но и разделять многолетний и однолетний льды. При этом полученная точность картирования была сопоставима с точностью традиционно использовавшихся модельных расчетов, основанных на данных буйковых измерений (рис. 2.4.30, см. цвет. вклейку) (Nghiem et al., 2007).

В работе Греку (2004) по архивным данным скаттерометра ИСЗ ERS в районе Антарктики проведено разделение видов льда с использованием наблюдений при различных углах визирования. Показано, что производная по углу 28° (определяется по коэффициентам рассеяния, измеренным на узлах от 1-го до 7-го) является эффективным параметром для отделения льда от открытой воды или многолетнего льда от маргинального. Коэффициент рассеяния на 50° (соответствующий боковым лучам на 14-м узле, определяется по узлам в диапазоне $8\text{--}19^\circ$) обладает высокой чувствительностью к характеристикам ледяной поверхности и используется для разделения маргинального и консолидированного (уплотненного) однолетнего льда над Южным океаном.

Использование скаттерометрических данных, полученных в разных диапазонах, позволяет улучшить дифференциацию возрастного состава льда (рис. 2.4.31, см. цвет.вклейку).

Определение границ распространения ледяного покрова

Группа специалистов из университета Brigham Young University разработала специальный алгоритм с фильтрацией РЛ-данных (SIR-with-Filtering, SIRF), позволяющий путем комбинирования измерений σ^0 (вперед и назад смотрящих) улучшить разрешение

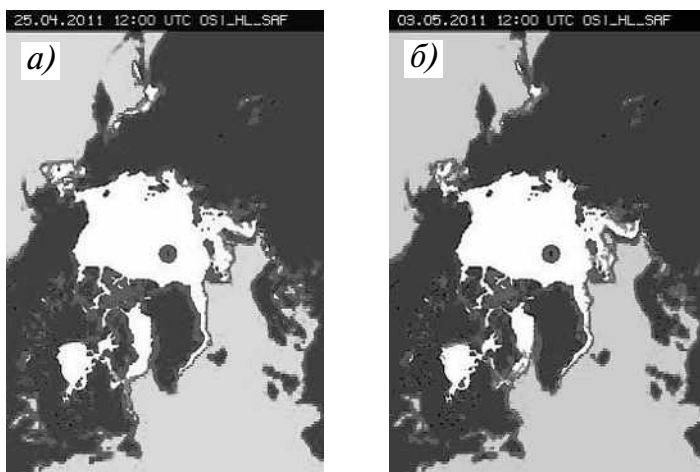


Рис. 2.4.32. Положение кромки льда в Арктике 25 апреля (а) и 3 мая (б) 2011 г.
Пример оперативного продукта, получаемого EUMETSAT OSI SAF с помощью данных СВЧ-радиометра SSM/I (DMSP F15) и скаттерометра ASCAT (MetOp-A) (<http://saf.met.no/p/ice/>).

снимков обратного рассеяния под различными азимутальными углами; полученные снимки представляли нелинейное, взвешенное среднее измерений σ^0 . Алгоритм SIRC изначально был разработан для скаттерометра Seasat в условиях комбинирования данных с нескольких спутниковых витков (Long et al., 1993). Затем этот алгоритм использовался для СВЧ-радиометра SSM/I и скаттерометра ERS EKA. Поляризационное отношение, зависимость σ^0 от угла падения и оценка ошибки определения σ^0 были использованы для разграничения морского льда и океана. Протяженность льда оценивалась как для снимков на основе измерений в режиме «слои», так и в режиме «яйцо». Номинальное попиксельное разрешение в случае снимков в режиме «слои» составляло 2,225 км при оценке эффективного разрешения примерно 4 км. Снимки в режиме «яйцо» имели номинальное попиксельное разрешение 4,45 км при эффективном разрешении 8–10 км (Long, 2000). Остаточные шумы и случаи смешанной классификации на снимках сокращались за счет применения операций бинарной математической морфологии, таких как эрозия (erosion), насаивание (dilation), алгоритма роста регионов (region growing).

Полученная в результате граница льда на снимках была близка к границе льда 30 %-ной сплоченности, определяемой NSIDC по алгоритму NASA Team (см. главу 3) по ежедневным данным DMSP SSM/I. В идеале снимки типа «яйцо» и «слои» должны давать одну и ту же пространственную область, однако из-за различия в уровне шумов результаты немного различались (Remund, Long, 1998, 1999, 2000).

В EUMETSAT с использованием данных ASCAT получают оперативный продукт — положение кромки льда в Арктике и Антарктике (Figa-Saldana, 2010). Применяя байесовское приближение и комбинируя данные СВЧ-радиометра SSM/I и скаттерометра ASCAT, можно получать на ежедневной основе с интервалом 6 ч на сетке 10 км в полярной стереографической проекции положение кромки льда и тип льда (многолетний, однолетний) (рис. 2.4.32).

Определение дрейфа льдов

Улучшенный кросскорреляционный метод, примененный к парам спутниковых снимков, полученным с радиометра SSM/I, AMSR-E и скаттерометра ASCAT, позволяет построить векторы дрейфа льда за промежуток времени 48 ч на сетке 62,5 км в полярной стереографической проекции (рис. 2.4.33, см. цвет. вклейку) (Figa-Saldana, 2010).

2.4.4. СПУТНИКОВАЯ АЛЬТИМЕТРИЯ

2.4.4.1. Принцип работы радаров-альтиметров

Радары-альтиметры с борта спутника непрерывно передают на Землю сигналы высокой частоты (более 1700 импульсов в секунду) и получают эхо, отраженное от поверхности моря (рис. 2.4.34—2.4.36). Амплитуда получаемого сигнала переменна, зависит от момента приема (стадии прохождения поверхности моря передним фронтом радарного сигнала), шероховатости поверхности (см. рис. 2.4.36). Полученный

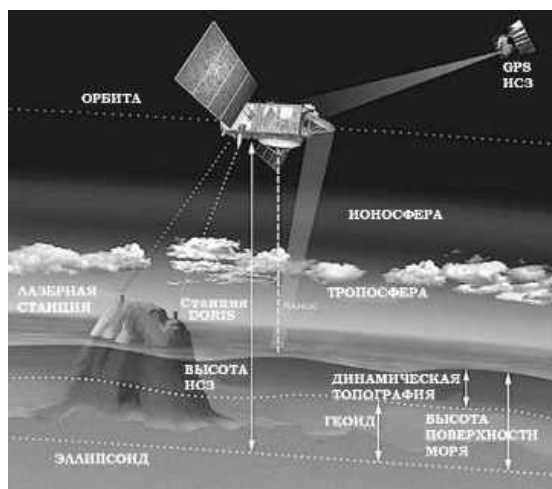


Рис. 2.4.34. Принципиальная схема измерения уровня моря спутниковым радаром-альтиметром (Rosmorduc et al., 2009).

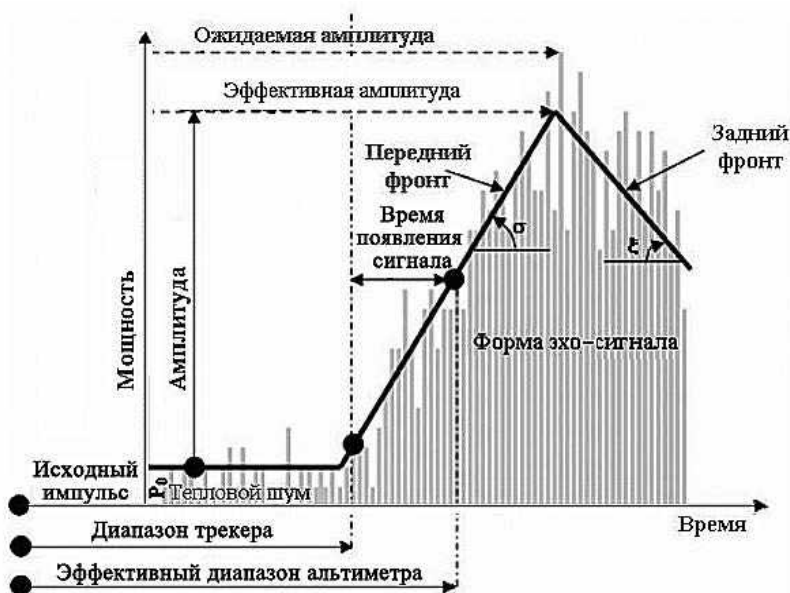


Рис. 2.4.35. Основные параметры отраженного сигнала радар-альтиметра.

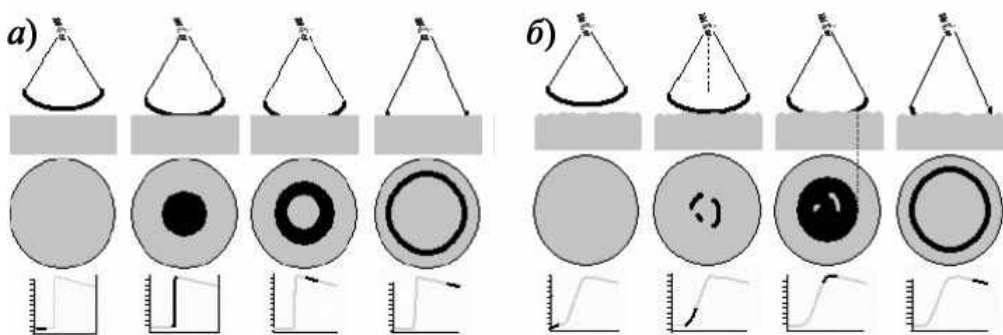


Рис. 2.4.36. Форма сигнала альтиметра, отраженного от спокойной (а) и взволнованной (б) морской поверхности (Rosmorduc et al., 2009).

сигнал анализируется, чтобы точно измерить время обратного хода между спутником и морской поверхностью. Время измерения, отмасштабированное по скорости света (и в длине электромагнитных волн), составляет измерительный диапазон. С учетом усреднения оценок за секунду этот продукт представляет очень точное измерение по направлению спутник–океан. Однако электромагнитные волны при прохождении в атмосфере могут замедляться водяным паром или за счет ионизации.

Окончательной задачей является измерение уровня моря относительно отсчетного наземного фрейма. Это требует независимости измерений от спутниковой орбитальной траектории, т.е. точных координат широты, долготы и высоты.

2.4.4.2. Характеристики спутниковых радаров-альтиметров

Спутниковые радары-альтиметры используются с 1973 г. — впервые таким прибором был оснащен космический носитель Skylab. Радары-альтиметры устанавливались на девяти спутниках и предназначались в основном для исследований уровня Мирового океана. Три из этих спутников, а именно ERS-1, ERS-2 (не функционируют в настоящее время) и Envisat, оснащены также и радаром с синтезированной апертурой, что расширяет возможности зондирования ледяного покрова за счет совместного использования радаров и альтиметров.

С повышением точности измерений появилась возможность оценки толщины надводной части льда по временной разности сигналов, отраженных от поверхности льда и открытой воды. При этом толщина ледяного покрова оценивается по уравнению плавучести с учетом плотности морской воды и льда (подробнее об этом см. в главе 3). Толщина и плотность снежного покрова могут быть оценены по климатическим данным.

ERS-1 и ERS-2 были оборудованы радаром-альтиметром RA. Этот радар работает только в *Ku*-диапазоне (13,8 ГГц) в двух оперативных режимах (океан или лед). При этом размер отпечатка RA составляет около 20 км.

Радар-альтиметр RA-2, установленный на борту Envisat, представляет собой прибор для определения задержки на удвоенном пути радарного эхо-сигнала от поверхности Земли с очень высокой точностью — менее наносекунды. Также измеряются мощность и форма отраженного радарного импульса. RA-2 принадлежит к новому поколению радаров-альтиметров. Он имеет первую оперативную частоту 13,575 ГГц. Одно из главных улучшений по сравнению с RA/ERS связано с его второй частотой (3,2 ГГц, *S*-диапазон), позволяющей компенсировать задержку, обусловленную ионосферной электронной плотностью.

RA-2 был задуман для достижения низкого уровня шума и улучшения точности оценки высоты волн. Для этого была разработана новая стратегия, позволяющая по-

Таблица 2.4.12

Спутники, оснащенные радарными-альтиметрами (Rosmorduc et al., 2009)

Спутник	Операционный период	Период повторения орбиты, сут	Примечание
T/P	1992–2002	10	http://topex-www.jpl.nasa.gov
ENVISAT	с 2002	35	http://www.aviso.oceanobs.com
GFO		17	Экспериментальная миссия
T/P (новая орбита)	с 2002	10	Продолжение первой миссии

Таблица 2.4.13

Тактико-технические характеристики орбитальных альтиметров (радиовысотометров) ИСЗ (Rosmorduc et al., 2009)

Характеристика	Torrex, США	Poseidon, Франция	ERS, ЕКА	Poseidon -2, -3 (миссии Jason-1, -2)
Средняя высота орбиты, км	1300	1300	800	1324
Несущая частота, ГГц	13,5(<i>Ku</i>)/ 5,3(<i>C</i>)	13,65	13,5	13,6(<i>Ku</i>)/5,3(<i>C</i>)
Пиковая мощность, кВт	0,02	0,02	0,05	0,02/0,03
Длительность импульса (без сжатия), мкс	102,4	102,4	20	105,6
Девияция частоты, МГц	320	320	330/82,5	320/100–320
Частота повторения, кГц	4/1	1,7	1,0	1,68–1,8/0,3–0,45
Ширина ДНА, град.	1,1/3,4	1,1	1,3	1,3/3,4
Точность измерения высоты, м	0,025	0,1	0,1/0,4	0,02
Точность измерения высоты волн, м	0,4±10 %	0,5±10 %	0,5±10 %	0,3±10 %
Потребляемая мощность, Вт	70	70	—	70
Масса, кг	—	40	—	60 кг + + 8 кг (масса антенн)

лучать на борту радарные эхо-сигналы от всех видов поверхностей. RA-2 имеет три различных диапазона по разрешению (Benveniste et al., 2001), адаптированных к зондированию по разным сценариям (океан, ледяные пространства, морской лед, ветланды, кромка льда и суша), что позволяет избежать потери трека. При использовании предыдущих альтиметров исключались данные, полученные над сложными областями земной поверхности. RA-2 более робастный, он выдает полезную информацию для различных приложений, включая такие, как кромка льда, суша, озера, ветланды и береговые зоны. Переключение контролируется автоматически. RA-2 имеет возможность хранить небольшое количество индивидуальных эхо-сигналов (неосредненные эхо-сигналы на частоте повторения импульса 1795 Гц), которые используются для инженерных и научных целей.

Орбита Envisat является солнечно-синхронной с углом наклона 98,5°. Высота орбиты составляет примерно 800 км, а период ее повторяемости – 35 сут (501 орбита), что существенно ограничивает использование данных альтиметра для решения оперативных задач.

В настоящее время достигнута достаточно высокая точность определения местоположения радаров-альтиметров на орбите (рис. 2.4.37). Для Envisat такая точ-

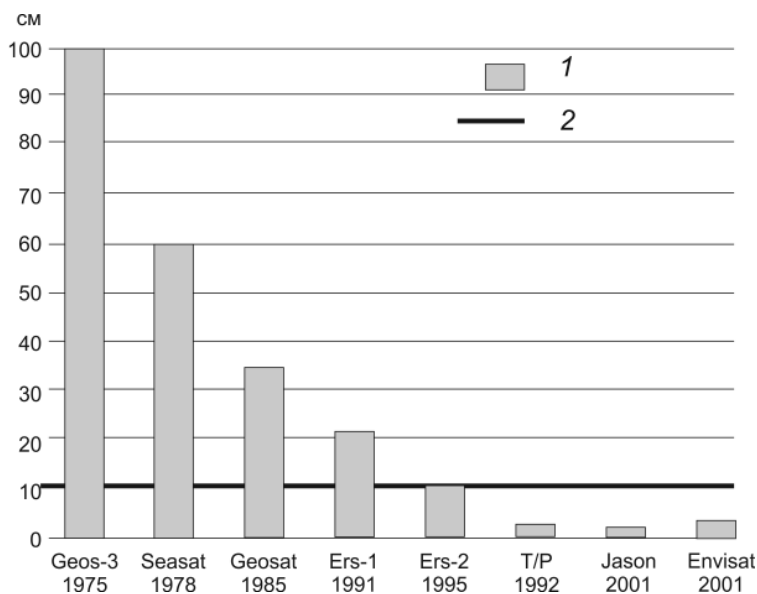


Рис. 2.4.37. Эволюция спутниковых радаров-альтиметров в период с 1975 по 2001 г. на пути снижения ошибок определения высоты поверхности моря (Rosmorduc et al., 2009).

1 – ошибки определения высоты орбиты, 2 – изменчивость высоты поверхности океана.

ность может достигать 3 см при использовании системы DORIS (Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite System) и лазерного отражателя (Doornbos, Scharroo, 2003). Расстояние между спутником и объектом также определяется очень точно, особенно, если нижележащая поверхность гладкая (район морской воды). По имеющимся оценкам (Лакон, 2003), точность определения толщины ледяного покрова при использовании спутниковой альтиметрии с учетом всех возможных ошибок составляет примерно 0,5 м. Однако такая точность достигается посредством осреднения данных по отрезкам, превышающим 100 км.

Пространственное разрешение современных спутниковых альтиметров (размер отпечатка) составляет от 200 м (открытая вода, штиль) до нескольких километров (взволнованная водная поверхность). Для RA-2 пространственное разрешение составляет в среднем 7 км.

Дальнейшее совершенствование радиометров-альтиметров и технологии их использования позволит повысить пространственное разрешение. В частности, использование в технологии спутниковой альтиметрии модели свободного трекера может обеспечить пространственное разрешение 400 м вдоль трассы и 18 км поперек трассы, что приемлемо для мониторинга океана (Osmanoglu, 2005). Однако основной недостаток – зондирование только в узкой вдольтрассерной полосе – не позволяет в настоящее время рассматривать радары-альтиметры в качестве источников данных для решения оперативных задач.

С помощью спутниковых альтиметров могут быть решены следующие задачи:

- уточнение формы геоида;
- картирование гравитационных аномалий и аномалий рельефа дна на шельфе;
- контроль уровня поверхности Мирового океана (приливо-отливные явления, штормовые нагоны, вихри, цунами);

- контроль морских течений, определение высоты морских волн и скорости поверхностного ветра;
- масштабная привязка данных других бортовых сенсоров дистанционного зондирования Земли;
- оценки толщины надводной части льда.

Основные проблемы высокоточной спутниковой альтиметрии в настоящее время связаны со следующими факторами:

- неоднозначность определения самого измеряемого параметра (высоты),
- недостаточно высокая точность измерения,
- влияние ионосферы и атмосферы на сигнал (замедление электромагнитных волн при прохождении в атмосфере).

Большинство современных спутниковых радиовысотомеров работает в диапазоне частот 13,5–13,6 ГГц, используя квазинепрерывное излучение с внутриимпульсной ЛЧМ и девиацией частоты 320 МГц. Суммарная погрешность измерения высоты составляет 10–12 см.

Для расширения круга решаемых задач необходимо снижение суммарной погрешности измерения высоты спутниковыми альтиметрами до 3–5 см. Достижение такой точности требует решения ряда проблем методического и технического характера, таких как:

- определение понятия измеряемого параметра (высоты),
- повышение энергетического потенциала радиовысотомера,
- компенсация ошибок смещения,
- минимизация динамических и флуктуационных погрешностей измерений,
- устранение влияния ионосферы и тропосферы путем использования корректирующих фильтров для компенсации влияния ионосферы (Баскаков, Егоров, 2010),
- необходимость использования когерентного зондирующего сигнала и реализации процедуры апертурного синтеза и др.

Спутники с альтиметрами

Отпечаток альтиметра Poseidon-2 на поверхности моря в зависимости от состояния моря составляет от 5 до 10 км. За цикл повторения, составляющий 9,9156 сут, совершается 254 прохода (высота 1324 км, наклонение 66°, частота волновых форм 20 Гц, частота повторения импульса 1800 Гц, число волновых форм в среднем 90 за 0,05 с).

Спутник Jason-2 был запущен в 2008 г. Французское космическое агентство (CNES) передало функции управления этим спутником агентству NOAA, которое осуществляло обработку принимаемых данных и предоставление их пользователям. Обработкой данных со спутника Jason-2 будет заниматься также европейское агентство EUMETSAT, имеющее приемную станцию Usingen (Германия), которая связана с операционным центром NOAA. CNES будет также выполнять оценку качества функционирования альтиметра Poseidon-3, сенсора Doppler Orbitography и данных DORIS. Спутник Jason-2 был создан компанией Thales Alenia Space, которая будет привлекаться к работе при выявлении каких-либо сбоев на его борту. Он, в первую очередь, должен выдавать высокоточные альтиметрические данные об уровне Мирового океана.

8 апреля 2010 г. был запущен спутник CryoSat-2 (рис. 2.4.38) с интерферометрическим радарным альтиметром с синтезированной апертурой (SIRAL). Целью SIRAL является мониторинг толщины льда в Арктике и вариаций толщины шельфовых ледников в районе Гренландии и в Антарктиде. Аппарат достигает широты 88° на севере и на юге, что позволяет изучать состояние полярных областей.

SIRAL каждые 50 мкс производит вспышку. Затем бортовой процессор космического аппарата обрабатывает весь комплекс отраженных сигналов. С помощью прибора DORIS производится коррекция информации с учетом эффекта Доплера, из-за которого происходит изменение частоты и длины волн, вызванное движением приемника по орбите.

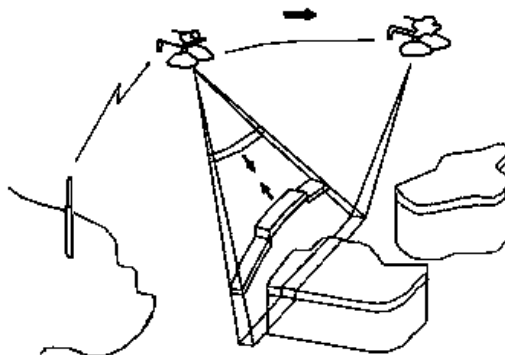


Рис. 2.4.38. Схема работы CryoSat-2 (CryoSat International Workshop, 2011).

Пространственное разрешение снимков SIRAL составляет около 250 м. При этом частота импульсов такова, что каждый раз спутник сдвигается на 250 м. Собранные одна за другой картинки накладываются друг на друга, а погрешности усредняются, что повышает качество изображения.

CryoSat-2 ориентируется в пространстве по карте звездного неба. Сравнивая с ней собственные снимки, которые он получает со скоростью пять кадров в секунду, аппарат определяет свои координаты. Сложив данные высотомера и координаты, CryoSat-2 дает точную характеристику изучаемого участка.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авгевич В.И. (1951). Применение аэрофотосъемки для изучения ледового режима. М., Л.: Изд. Главсевморпути. 119 с.
- Алексанин А.И., Дьяков С.Е., Катаманов С.Н., Наумкин Ю.В. (2006). Технология обработки данных полярно-орбитальных спутников FY-1C/1D для мониторинга физических полей океана // Подводные исследования и робототехника. № 2. С. 82–91.
- Антонов В.С., Бушуев А.В., Налимов Ю.В. (1970). Обнаружение глубоководных борозд через бары арктических рек // Труды ААНИИ. Т. 390. С. 83–91.
- Арикайнен А.И., Бурков Г.Д. (1988). Ледовая разведка: этапы развития / Человек и стихия. 1989. Л.: Гидрометеиздат. 176 с.
- Беспилотная Россия — 2008 (2008). // Взлет. № 1–2. Публикация к выставке к UVS-TECH 2008. URL: http://www.missiles.ru/UVS-TECH-2008_mi-34bp.htm [дата посещения 01.09.2011].
- Баскаков А.И., Егоров В.В. (2010). Спутниковая высокоточная радиовысотометрия: проблемы и перспективы // Радиотехнические тетради. № 41. С. 14–21.
- Бородачев В.Е., Шильников В.И. (2002). История ледовой авиационной разведки. СПб.: Гидрометеиздат. 441 с.
- Бушуев А.В., Лощилев В.С. (1967). Точность авианаблюдений и картирования морских льдов // Труды ААНИИ. Т. 257. С. 84–92.
- Быстров Р.П., Масленникова И.Л., Соколов А.В., Чистова Г.К. (2010). Методика оценки характеристик терагерцовых радиолокационных устройств обнаружения наземных объектов // Журнал радиоэлектроники. № 4. Электронное издание. Зарегистрировано в Информрегистре 21.05.2010 под номером 0421000114/0013.
- Бычкова И.А., Викторов С.В., Виноградов В.В. (1988). Дистанционное определение температуры моря. Л.: Гидрометеиздат. 224 с.

- Вехов Н. (2002). Он был первым // Крылья Родины. № 5.
- Виноградов М. (2009). Назначение и принцип построения РЛС с синтезированной апертурой антенны // Зарубежное военное обозрение. №2. С. 52–56.
- Внотченко С.Л., Коваленко А.И., Римап В.В., Теличев А.В., Чернышов В.С., Шишанов А.В. (2010). Системные принципы реализации космического радиолокатора «Северянин-М» /Всерос. научно-практич. конф. «Космическая радиолокация». Муром. Электронное издание. Изд. ВлГУМИ (филиал). 2010. № гос. Регистрации 0321001174.
- Глушков В.М., Конторов С.Е., Лоцилов В.С., Никольский С.С., Чубаков К.Н., Шевелев М.И. (1970). Новое средство получения ледовой информации// Морской флот. № 9. С. 37–38.
- Греку Т.Р., Греку Р.Х. (2004). Применение спутниковых радиолокационных методов для исследований в Антарктике //Гидроакустический журнал. №1. С. 103–115.
- Даркин Д.В., Митник Л.М., Митник М.Л. (2008). Спектры коэффициентов излучения молодого льда в микроволновом диапазоне по данным измерений со спутника AQUA (на примере Охотского и Японского морей) // Исслед. Земли из космоса. № 1. С. 3–14.
- Ефимов А.И., Калинин А.А., Кутуза Б.Г. (1998). Использование радиолокатора синтезированной апертуры Р-диапазона в космических экспериментах // Радиотехника. № 2. С. 19–24.
- Иванов Н.М., Соколов Н.Л. (2002). «Океан-О»: два года полета // Земля и Вселенная. № 1. С. 3–13.
- Йоханнессен О.М., Александров В.Ю., Фролов И.Е. и др. (2007). Научные исследования в Арктике. Т.3. Дистанционное зондирование морского льда на Северном морском пути: изучение и применения. СПб: Наука. 512 с.
- Карелин Д.Б., Волков Н.А., Жадринский В.В., Гордиенко П.А. (1946). Ледовая авиационная разведка М.: Водный транспорт. 135 с.
- Каптелиан В.И., Рывлин А.Я., Фаддеев О.В., Ягодкин В.Я. (1972). Ледоколы. Л.: Судостроение. 286 с.
- Книжников Ю.Ф., Тутубалина О.В., Кравцова В.И. (2004). Аэрокосмические методы географических исследований. М.: изд. центр «Академия». 336 с.
- Кобзарев Ю.Б. (1985). Первые шаги советской радиолокации // Природа. № 12. С. 72–86.
- Кучейко А. (2009). NOAA-19: конец тридцатилетней серии TIROS-N // Новости космонавтики. № 4. С. 20–22.
- Лабутина И.А. (2004). Дешифрирование аэрокосмических снимков. М.: Аспект Пресс. 184 с.
- Лесенков С.Б. (2011). Опыт применения беспилотных летательных аппаратов в целях мониторинга природной среды Арктики в ходе международной экспедиции на Шпицбергене //Российские полярные исследования. № 2(4). С.28–31.
- Лоцилов В.С. (1970). Производство авианаблюдений за ледяным покровом с помощью радиолокационной станции бокового обзора / Методическое пособие. Ротапринт ААНИИ. 60 с.
- Мамонтов Д. (2009). Ледовый исполин: тест-драйв // Популярная механика. Декабрь.
- Мелентьев В.В. (2010). Первый советско-американский эксперимент в области космической метеорологии и океанографии «Беринг» // История Петербурга. № 3 (55). С. 66–72.
- Никольский Д.Б. (2008). Сравнительный обзор современных радиолокационных систем //Геоматика. № 1. С. 11–17.
- Переслегин С.В. (2010). Современное состояние и тенденции развития космической радиолокационной океанологии / Всерос. Научно-практич. конференция «Космическая радиолокация». Муром. Электронное издание. Изд. ВлГУМИ (филиал). 2010. № гос. Регистрации 0321001174.
- Переслегин С.В., Елизаветин И.В., Иванов А.Ю. (2006). Измерение параметров ветровых волн, наблюдение полей ветра и облачного покрова в области атмосферного циклона по данным космических радиолокаторов и оптического сканера // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. М.: ИКИ РАН. Вып. 3. Т. II. С. 140–148.
- Смирнов Л.Е. (2005). Аэрокосмические методы географических исследований. СПб.: Изд-во СПбГУ. 348 с.
- Технология обработки данных РЛСБО ИСЗ «Океан». Проект «Технологии космического мониторинга ледяных покровов Арктики и Антарктики» URL: http://planet.iitp.ru/Prik_pr/ice/ppframe.htm [дата обращения: 12.04.2011].

- Финкельштейн М.И., Глушнев В.Г. (1972). Устройство для измерения толщины морского льда. Авт. свид. № 353204// Бюлл. изобретений. № 29. С. 111–112.
- Финкельштейн М.И., Лазарев Э.И. (1977). Радиолокационный видеоимпульсный измеритель толщины морского льда как новое перспективное средство ледовой разведки// Труды ААНИИ. Т. 343. С.104–113.
- Шифрин К.С., Рабинович Ю.И., Шукин Г.Г. (1968). Исследование поля микроволнового излучения в атмосфере //Труды ГГО. Вып. 222. С. 5–18.
- Штейншлейгер В.Б., Дзенкевич А.В., Манаков В.Ю., Мельников Л.Я., Мисежников Г.С. (1997). О разрешающей способности транссионсферных РЛС для дистанционного зондирования Земли в УКВ-диапазоне волн // Радиотехника и электроника. Т. 42? № 6. С. 725–732.
- Abrams R., Hook S. (2002). ASTER User Handbook. Version 2 / Jet Propulsion Laboratory 4800 Oak Grove Laboratory. California Institute of Technology. 135 p.
- Agnew T., Howell S. (2003). The use of operational ice charts for evaluating passive microwave ice concentration data // Atmosphere–Ocean. Canadian Meteorological and Oceanographic Society. V. 41. No. 4.
- Ahrens C.D. (2006). Meteorology today. An introduction to weather, climate, and the environment. 8th ed. Thompson, Brooks/Cole. USA. 544 p.
- Andersen, S., Tonboe, R., Kaleschke, L., Heygster, G., Pedersen, L.T. (2007). Intercomparison of passive microwave sea ice concentration retrievals over the high-concentration Arctic sea ice //J. Geophys. Res. V. 112, C08004. doi:10.1029/2006JC003543.
- Anderson V.H. (1966). High altitude side-looking radar images of sea ice in the Arctic / Proc. Fourth Symp. on Remote Sensing of Environment, University of Michigan, June 1966, P. 845–857. US Army Cold Region Research and Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire.
- Back D., Holt B., Kwok R. (2008). Analysis of C-band polarimetric signatures of Arctic lead ice using data from AIRSAR and RADARSAT // Proc. IGARSS2008, July 6–11, 2008. Boston, Massachusetts, USA, P. 184–187.
- Barber D.G., Thomas A. (1998). The influence of cloud cover on the radiation budget, physical properties and microwave scattering coefficient of first-year and multiyear sea ice// IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. V 36, No. 5. P. 38–50.
- Barber D.G., Yackel J. (1999). The physical, radiative and microwave scattering characteristics of melt ponds on sea ice // Int. J. Remote Sens. V. 20, No. 10. P. 2069–2090.
- Barber D.G., Yackel J., Hanesiak J. (2001). Perspectives on sea ice, RadarSat-1, and Arctic climate processes // Canad. J. Remote Sens. V. 27, No. 1. P. 51–61.
- Bingham A.W., Drinkwater M.R. (2000). Recent changes in the microwave scattering properties of the Antarctic ice sheet // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. V. 38, No. 4. P. 1810–1820.
- Brower P., Cohrand H., Pichel W. (1976). Satellite derived sea surface temperature from NOAA spacecraft / Techn. Memorandum NESS-78. Wash., D.C. 72 p.
- CASPR User's Guide, Part II: Reference. 37 p. URL: http://nsidc.org/data/docs/daac/nsidc0066_avhrr_5km/ [дата обращения 01.09.2011]
- Chelton D.B., Ries J.C., Haines B.J., Fu L.L., Callahan P.S. (2001). Satellite Altimetry and earth sciences/ L.L.Fu and A.Cazenave Eds., Academic Press, San Diego, 463 p.
- Comiso J.C., Kwok R. (1996). Surface and radiative characteristics of the summer Arctic sea ice cover from multisensor satellite observations // J. Geophys. Res. V. 101, No. C28. P. 28 397–28 416.
- DeAbreu R.A., Key J., Maslanik J.A., Serreze M.C., LeDrew E.F. (1994). Comparison of in situ and AVHRR-derived surface broadband albedo over Arctic sea ice //Arctic, 47. P. 288–297.
- Deschamps P.Y., Phulpin T. (1980). Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12 μm //Boundary-Layer Meteorol. V. 18, No. 2. P. 131–143.
- Early D.S., Long D.G. (2001). Image Reconstruction and Enhanced Resolution Imaging from Irregular Samples// IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. V. 39, No. 2. P. 291–302.
- Eastwood S. (2002). Determination of high latitude SST algorithms for NOAA-16. O&SI SAF report. URL: http://saf.met.no/docs/ss2_pmhlsst_v1p2.pdf [дата обращения 12.09.2011].

- ESA–NASA collaboration furthers sea-ice research. URL: http://www.esa.int/esaCP/SEM2N1ASJMG_index_0.html [дата обращения 02.09.2011].
- Figa-Saldana J.* (2010). ASCAT services status // Proc. OVWST Meeting, 18–20 May 2010. Barcelona. 26 p. http://coaps.fsu.edu/scatterometry/meeting/docs/2010_may/international/figa-saldana.pdf
- Figa-Saldana J., Wilson J.J.W., Attema E., Gelsthorpe R., Drinkwater M.R., Stoffelen A.* (2002). The advanced scatterometer (ASCAT) on the meteorological operational (MetOp) platform: A follow on for European wind scatterometers // *Canad. J. Remote Sens.* V. 28, No. 3. P. 404–412.
- Gohin F., Maroni Ch.* (1998). ERS scatterometer polar sea ice grids. User manual (integrated use of new microwave satellite data for improved sea ice observation). IFREMER/CERSAT Technical report: C2-MUT-WIF, V.2.0. 42 p.
- Grenfell T.C., Perovich D.K.* (2002). Seasonal and spatial evolution of albedo in a snow–ice–land–ocean environment // *J. Geophys. Res.* V. 107(C10), doi: 10.1029/2000JC000438.
- Guo F.L., Zhao R.Y., Wang W.B.* (2000). Application of passive microwave remote sensing to sea ice thickness measurement // *J. Remote Sens.* V. 4, No. 2. P. 112–117.
- Hall D.K., Key J.K., Casey K.A., Riggs G.A., Cavalieri D.J.* (2004). Sea ice surface temperature product from MODIS // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* V. 42, No. 5. P. 1076–1087.
- Hanna E., Bamber J.* (2001). Derivation and optimization of a new Antarctic sea-ice record // *Int. J. Remote Sens.* V. 22, No. 1, P. 113–139.
- Hildebrand P.H.* (1994). Estimation of sea-surface wind using backscatter cross-section measurements from airborne research weather radar // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* V. 14, No. 1. P. 110–117.
- Ishimaru A., Kuga Y., Liu J., Kim Y., Freeman T.* (1999). Ionospheric effects on synthetic aperture radar at 100 MHz to 2 GHz // *Radio Science (USA)*. V. 34, No.1. P. 257–268.
- Jezek K. C., Perovich D., Goldens K.M. et al.* (1998). A broad spectral, interdisciplinary investigation of the electromagnetic properties of sea ice // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* V. 36. Is. 5. P. 1633–1641.
- Ji Y.-G., Zhang J., Meng J.-M., Zhang Y.* (2007). ABMR ice thickness model and its application to Bohai Sea in China // *Progress in Electromagn. Res.* V. 76. P. 183–194.
- Karaev V.Yu., Kanevsky M.B., Cotton P.D., Challenor P.G.* (2002). Is it possible to measure ocean surface slopes with a microwave radar? // *Int. J. Remote Sens.* V. 23, No. 16. P. 3251–3262.
- Key J., Maslanik J.A., Papakyriakou T., Serreze M.C., Schweiger A.J.* (1994). On the validation of satellite-derived sea ice surface temperature // *Arctic*. V. 47, No 3. P. 280–287.
- Kim Y.S., Moore R.K., Onstott R.G., Gegineni S.* (2002). Towards identification of optimum radar parameters for sea-ice monitoring. // *J. Glaciol.* V. 31, No. 109. P. 383–388.
- Kuhn P.M., Sterns L.P., Ramseier R.O.* (1975). Airborne infrared imagery of Arctic sea ice thickness. NOAA Technical Report ERL 331-APCL 34. Boulder: U.S. Department of Commerce, NOAA, Environmental Research Laboratories. 19 p.
- Kumar A., Minnett P., Podest G., Evans R., Kilpatrick K.* (2000). Analysis of Pathfinder SST algorithm for global and regional conditions / *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)*. V. 109, No 4. P. 395–405.
- Kusinoki K.* (1958). The present situation of sea ice observations in Japan / Arctic sea ice. Proc. Conf. Easton, Maryland, 24–27 February 1958. National Academy of Sciences – National Research Council. Public.
- Lin G., Li L., Gaiser P.W.* (2006). Sea ice retrievals from WindSat data / *Proc. IGARSS 2006*, July 1–Aug. 4. 2006. Denver, USA. P. 730–733.
- Lindsay R. W., Rothrock D.A.* (1994). Arctic sea ice albedo from AVHRR // *J. Climate*. No. 7. P.1737–1749.
- Livingstone C.E., Drinkwater M.R.* (1991). Springtime C-band SAR backscatter signatures of labrador sea marginal ice: measurements versus modeling predictions // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* V. 29. P. 29–41.
- Livingstone C.E., Onstott R.G., Arsenault L.D., Gray A.L., Singh K.P.* (1985). Microwave sea-ice signatures near the onset of melt // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* GE-25(2). P. 174–187.
- Long D.G.* (2010). Ultra-High Resolution ASCAT products & progress in simultaneous wind/rain retrieval/ Proc. Ocean Vector Wind Science Team Meeting, 18–20 May 2010. Barcelona, Spain. 40 p. http://coaps.fsu.edu/scatterometry/meeting/docs/2010_may/other/long.pdf
- Long D.G., Drinkwater M.R.* (1999). Cryosphere Applications of NSCAT Data // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* V. 37, No. 3. P. 1671–1684.

- Long D.G., Drinkwater M.R., Holt B., Saatchi S., Bertoia C. (2001). Global ice and land climate studies using scatterometer image data // EOS. V. 82, No. 43. P. 503.
- Long D.G., Hardin P.J., Whiting P.T. (1993). Resolution enhancement of spaceborne scatterometer data // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. V. 32, No. 3. P. 700–715.
- Martin S., Drucker R., Kwok R., Holt B. (2004). Estimation of the thin ice thickness and heat flux for the Chukchi Sea Alaskan coast polynya from SSM/I data // J. Geophys. Res. V. 109. P. 1990–2001.
- Martin S., Drucker R., Kwok R., Holt B. (2005). Improvements in the estimates of ice thickness and production in the Chukchi Sea Alaskan coast polynyas from AMSR-E // J. Geophys. Res. V. 32. L05505. DOI: 10.1029/2004GL22013.
- McClai E.P., Pichel W.G., Walton C.C. (1985). Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures // J. Geoph. Res. V. 90. No. C6. P. 11587–11601.
- Merchant C.J., P. Le Borgne, Marsouin A., Roquet H. (2008). Optimal estimation of sea surface temperature from split-window observations // Remote Sensing of Environment. V. 112. Is. 5. P. 2469–2484.
- Mermoz S., Dribault Y., Bernier M., Sophie Allain S., Pottier E., Gauthier Y. (2009). Investigation of Radarsat-2 and Terrasar-X data for river ice characterization from remote sensing / CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment 15th Workshop on River Ice / St. John's, Newfoundland and Labrador, June 15 – 17, 2009. P. 389–400.
- Microwave Remote Sensing of Sea Ice (1992) // Geophysical Monograph № 68 / F.D.Carsey, ed. American Geophysical Union, W., DC. 462 p.
- Minnett P.J. (2007). GHRSS-PP Sea Ice Working Group (SI-WG) report. 8th GHRSS-PP Science Team Meeting, Melbourne Australia, 14–18th May 2007. Abstracts & Papers. 2007. V. 1. P. 36–39.
- Minnett P.J., Evans R.H., Kearns E.J., Brown O.O. (2002). Sea-surface temperature measured by the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) // Proc. Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2002. IGARSS '02. IEEE International, V. 2. P. 1177–1179.
- Moore R.K., Fung A.K. (1997). Radar determination of winds at sea / Proc. IEEE. V. 67, No. 11. P. 1504–1521.
- Morris S.D., Smirnov V.G., Cremers J. (2000). Unmanned aerial vehicles for Arctic Service: monitoring of ice conditions, long pipelines and the environment / Proc. 6th Intern. Conf. on Ships and Marine Structures in Cold Regions (ICETECH 2000). St. Petersburg, Russia, 12–14 September 2000. St. Petersburg. P. 309–316.
- Nekrassov A. (1997). Measurement of sea surface wind speed and its navigational direction from flying apparatus / Proc. Oceans'97, Halifax, Nova Scotia, Canada. P. 83–86.
- Nekrassov A. (2005). On possibility to measure the sea surface wind vector by the Doppler navigation system of flying apparatus / Proc. RADAR 2005, Arlington, Virginia, USA. P. 747–752.
- Nghiem S.V., Bertoia C. (2001). Study of multi-polarization C-band backscatter signatures for Arctic sea ice mapping with future satellite SAR // Canad. J. Remote Sens. V. 27, No. 5. P. 387–402.
- Nghiem S.V., Rigor I.G., Perovich D.K., Clemente-Colo P., Weatherly J.W., Neumann G. (2007). Rapid reduction of Arctic perennial sea ice // Geophys. Res. Lett. V. 34. P. 4–6. L19504. DOI: 1029/2007GL031138.
- Nghiem S.V., Steffen K., Kwok R., Tsai W.-Y. (2001). Detection of snowmelt regions on the Greenland ice sheet using diurnal backscatter change // J. Glaciol. No. 47(159). P. 539–547.
- Oke T.R. (1987). Boundary layer climates. 2nd ed. London - New York. Routledge. 435 p.
- Oke T.R. (1992). Boundary layer climates. 2nd ed. Routledge. Encyclopedia of Earth/ Eds. Cutler J. Cleveland. Washington, D.C., New York. 435 p.
- Onstott R.G., Shuchman R.A. (2004). SAR Measurements of sea ice // Synthetic aperture radar marine user's manual / Jackson C.R. and Apel J.R. (eds). U.S. Department of Commerce, Washington, DC. P. 81–115.
- Proceeding of the 2nd CryoSat International Workshop ESA/ESRIN, Frascati (Rome) Italy, 1–3 February 2011. Workshop Poster. http://cms.dynawebs.nl/users/esa/docs/10M58_Cryosat/cryosat_2011poster_a3_101123.pdf.
- Radar backscatter of sea-ice. URL: http://cersat.ifremer.fr/science/sea_ice/radar_backscatter_of_sea_ice. [дата обращения: 10.11.2010].
- Rees W.G. (2001). Physical principles of remote sensing. 2nd ed. Cambridge University Press. 345 p.
- Remund Q.P., Long D.G. (1997). Automated Antarctic ice edge detection using NSCAT data // Proc. Int. Geosci. Remote Sens. Symp. Singapore, 4–8 August, 1997. P. 1841–1843.

- Remund Q.P., Long D.G.* (1998). Sea ice mapping algorithm for QuikSCAT and SeaWinds / Proc. Int. Geosci. and Remote Sens. Symp., Seattle, WA, 6–10 July, 1998. P. 1686–1688.
- Remund Q.P., Long D.G.* (1999). Sea ice extent mapping using Ku-band scatterometer data // J. Geophys. Res. V. 104, No. C5. P. 11515–11527.
- Remund Q.P., Long D.G.* (2000). Iterative estimation of antarctic sea ice extent using SeaWinds data / Proc. Int. Geosci. and Remote Sens. Symp., Honolulu, HI, 24–28 July, 2000. P. 491–493.
- Rosmorduc V., Benveniste J., Lauret O., Maheu C., Milagro M., Picot N.* (2009). Radar Altimetry Tutorial. ESA-CNES / J. Benveniste, N. Picot. eds. 342 p. URL: <http://www.altimetry.info>. 2009. [дата посещения 12.02.2011.]
- Sabins F.F.* (1997). Remote sensing: principles and interpretation. 3rd ed. W.H. Freeman and Co., New York. 494 p.
- Scambos T., Sergienko O., Sargent A., MacAyeal D., Fastook J.* (2005). ICESat profiles of tabular iceberg margins and iceberg breakup at low latitudes // Geoph. Res. Lett. V. 32, No. 23, L23S09, DOI: 10.1029/2005GL023802
- Spreen G., Kaleschke, Heygster G.* (2008). Sea ice remote sensing using AMSR 89-GHz // J. Geophys. Res. V. 113. doi:10.1029/2005JC003384.
- Tournadre J., Whitmer K., Girard-Ardhuin F.* (2008). Iceberg detection in open water by altimeter waveform analysis // J. Geophys. Res. V. 113 (C08040). P.1–8.
- Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K.* (1981). Microwave remote sensing: active and passive. Addison Wesley Publishing Company. Reading, Massachusettes. 456 p.
- Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K.* (1986). Microwave remote sensing. V. 3. From theory to applications. Artech House. Reading, Massachusettes. 2162 p.
- Vasquez J., Perry K., Kilpatrick K.* (1998). NOAA/NASA AVHRR Oceans Pathfinder Sea Surface Temperature Data Set User's Reference Manual (Version 4.0), April 10, 1998, JPL Publication D-14070. 5 p. (Available online at http://woce.nodc.noaa.gov/woce_v3/woce_data_2/sat_sst/avhrr/docs/usr_gde4_0.htm).
- Vincent R.F., Marsden R.F., Minnett P.J., Creber K.A.M., Buckley J.R.* (2008). Arctic waters and marginal ice zones: a composite arctic sea surface temperature algorithm using satellite thermal data // J. Geoph. Res. No. 113. C04021. doi: 10.1029/2007JC004353.
- Walton C.C.* (1988). Nonlinear multichannel algorithm for estimating sea surface temperature with AVHRR satellite data // J. of Appl. Meteorol. V. 27. P. 115–124.
- Walton C.C., McClain E.P., Sapper J.F.* (1990). Recent changes in satellite based multichannel sea surface temperature algorithms/ Marine Technology Society Meeting, MTS' 90, Washington D.C, September 1990. 7 p.
- Winebrenner D.P., Nelson E.D., Colony R., West R.D.* (1994). Observations of melt onset on multi-year Arctic sea ice using the ERS-1 SAR // J. Geophys. Res. V. 99, No. C22. P. 22 425–22 442.
- Yackel J.J., Barber D.G.* (2000). Melt ponds on sea ice in the Canadian Arctic Archipelago. Part 2. On the use of RADARSAT-1 synthetic aperture radar for geophysical inversion // J. Geophys. Res. V. 105, No. C9. P. 22 061–22 070.
- Yackel J.J., Barber D.G., Papakyriakou T.N.* (2001). On the estimation of spring melt in the North Water Polynya using RADARSAT-1 // Atmosphere–Oceans. V. 39, No 3. P. 195–208.
- Yackel J.J., Barber D.G., Papakyriakou T.N., Breneman C.* (2007). First-year sea ice spring melt transitions in the Canadian Arctic Archipelago from time-series synthetic aperture radar data, 1992–2002 // Hydrol. Process. V. 21. P. 253–265.
- Zwally H.J. et al.* (2002). ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land // J. Geodyn. V. 34. P. 405–445.

Глава 3

ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА, ОПРЕДЕЛЯЕМЫЕ ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

3.1. ВИЗУАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ ДЕШИФРИРОВАНИЯ ВИДОВ ЛЬДА НА СПУТНИКОВЫХ ИЗОБРАЖЕНИЯХ

В настоящем параграфе изложены основные принципы и методы дешифрирования, разработанные в результате анализа спутниковых изображений и визуальных наблюдений за ледяным покровом в Арктике, Антарктике и замерзающих морях с борта судов, самолетов, вертолетов. Важное требование к системе мониторинга этих регионов — регулярная повторяемость сбора ледовой информации на обширных акваториях, которая составляет от 1 до 10 сут.

Основным источником оперативной информации о ледовой обстановке являются в настоящее время спутниковые данные, получаемые в различных спектральных диапазонах — видимом, инфракрасном и СВЧ, включая информацию как с пассивных приборов (СВЧ-радиометров), так и с активных — радиолокаторов (РЛ).

За период с середины 60-х годов по настоящее время в России накоплен большой опыт дешифрирования спутниковых оптических и РЛ-изображений морских льдов. Начиная с 1968 г. на акваториях арктических морей стали выполняться регулярные ледовые наблюдения с помощью радиолокационных станций бокового обзора (РЛС БО) «Торос» и «Нить», установленных на самолетах Ан-24, а позднее Ил-18. Разработанные методы дешифрирования самолетных РЛ изображений с успехом можно применить и для спутниковых РЛ-изображений (Исследование ледяного покрова..., 1983).

Представленные фотоснимки различных видов льда сделаны в арктических экспедициях на борту НЭС «Михаил Сомов» и «Академик Федоров», а/л «Ямал», теплохода «Надежда».

3.1.1. ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ И ПРИЗНАКИ ДЕШИФРИРОВАНИЯ

Дешифрирование спутниковых снимков является процессом обнаружения, опознавания и интерпретации изображенных объектов ледяного покрова, суши и др. При дешифрировании спутниковых изображений используются прямые и косвенные признаки. К прямым признакам относят тон и тональную структуру изображения объекта, его размер и форму. К косвенным признакам относят местоположение и взаимную связь объектов, а также следы деятельности объектов. Ниже будут рассмотрены общие принципы дешифрирования.

Тон (или *яркость*) спутниковых изображений определяется отражательной способностью и является наиболее важным дешифровочным признаком. На снимках видимого диапазона яркость льда различного возраста (толщины) напрямую зависит от альбедо. Таким образом, чем тоньше лед, тем темнее тон его изображения, и чем толще лед, тем светлее его тон. На ИК-снимках тон изображения зависит от температуры излучения подстилающей поверхности. При этом чем тоньше лед, тем выше его температура и тем больше его излучательная способность. Тон изображения, как правило, зависит не только от толщины льда, но и от целого ряда побочных факторов, таких как соленость льда, размеры льдин, степень шероховатости и торосистости поверхности, степень разрушенности и влажность. В силу этого очень часто изображение однородных по толщине ледяных полей состоит из резко выраженных пятен и полос, резко различающихся по тону. В ряде случаев причины такой тональной неоднородности очень трудно объяснить.

Форма и размеры объекта при дешифрировании спутниковых изображений также являются основными признаками. В соответствии с Номенклатурой морских льдов (1974) в России морской лед по формам и размерам подразделяется следующим образом: гигантские ледяные поля (горизонтальные размеры более 10 км), обширные ледяные поля (2–10 км), большие ледяные поля (500 м – 2 км), обломки полей (100–500 м), крупнобитый лед (20–100 м), мелкобитый лед (менее 20 м). Чем больше толщина льда, тем больше горизонтальные размеры однородных по возрасту полей и полей сморози, состоящих из разных по возрасту полей. Совершенно очевидно, что при разрешающей способности снимков, равной 1 км, невозможно определить размеры полей менее 1 км. РЛ-изображения имеют разрешающую способность 3 м – 3 км, поэтому при выполнении специальных работ для обеспечения мореплавания на отдельных участках возможно картирование ледяных образований с горизонтальными размерами 10–50 м и более.

Наряду с горизонтальными размерами, индикатором возраста ледяных полей является их форма. Так, вытянутая угловатая форма соответствует серо-белым и однолетним тонким льдам, а их, в свою очередь, различают по тону на оптических изображениях – серо-белому или белому соответственно. С увеличением толщины полей возрастают и их горизонтальные размеры. Для однолетнего среднего льда характерны поля с размерами 2–10 км, но вытянутой или округлой формы. Более округлая форма характерна для полей однолетнего толстого льда.

Российские дешифровщики, как правило, имеют большой опыт визуальных наблюдений ледяного покрова с борта самолетов, вертолетов и судов и поэтому хорошо знают основные формы и размеры, характерные для льдов различного возраста. Именно поэтому, например, на снимках с ИСЗ по более вытянутой форме полей серо-белые и однолетние тонкие льды отличают от однолетних средних льдов.

Кроме прямых и косвенных дешифровочных признаков используются также и *логические*. Хорошее знание ледового режима морей и последовательное картирование ледовой обстановки в течение всего года позволяют исключить грубые ошибки дешифрирования. Так, например, в Карском море наблюдаются льды речного происхождения, выносимые из Енисейского залива и Обской губы. По характеру изображения на РЛ-снимках они очень похожи на многолетние льды, которых в осенне-зимний период в этих районах не бывает.

В Арктических морях в светлое время года – с середины марта до середины октября – для мониторинга используются спутниковые изображения видимого диапазона и радиолокационные. Для анализа в видимом диапазоне используются снимки Тетра/MODIS, полученные в каналах 1, 2, а также NOAA/AVHRR, каналы 1, 2, 4 (RGB-синтезированное изображение). В темное время года – с середины октября до начала мая – используются ИК-изображения: MODIS – RGB (каналы 20, 31, 32) и NOAA/AVHRR – RGB (каналы 5, 4, 3). При анализе РЛ-изображений применяются данные ИСЗ Envisat и RADARSAT. В Антарктиде лето наступает в декабре, поэтому эти сроки соответственно изменяются на полгода.

3.1.2. ИЗОБРАЖЕНИЕ МОРСКИХ ЛЬДОВ В ОСЕННЕ-ЗИМНИЙ ПЕРИОД

По спутниковым изображениям оптического и СВЧ-диапазонов при визуальном дешифрировании выделяются все виды льда — от начальных до старых. На всех иллюстрациях настоящего параграфа* используется единая система условных обозначений: 1 — чистая вода, 2 — начальные виды льда, 3 — темный и светлый нилас, 4 — блинчатый лед, 5 — серый лед, 6 — серо-белый лед, 7 — однолетний тонкий лед, 8 — однолетний средний лед, 9 — однолетний толстый лед, 10 — остаточный лед, 11 — старый лед, 12 — припай, 13 — ледник, 14 — выход скальных пород, 15 — айсберг.

Начальные виды льда

Снежура, сало и шуга представляют собой выпавший снег и ледяные кристаллы на поверхности моря (рис. 3.1.1). В дальнейшем из сала и ледяных игл образуется нилас, а из снежуры и шуги при волнении — блинчатый лед. Эти начальные виды льда дешифрируются на изображениях всех каналов (видимом, ИК и РЛ) в полыньях и прикромочных районах (рис. 3.1.2, 3.1.7, 3.1.8). На оптических изображениях они выделяются по несколько более светлому тону, чем темная открытая вода. Необходимо отметить, что переохлажденная вода на ИК-изображениях также может выглядеть как начальные виды льда или даже нилас. Во избежание ошибок необходим контроль дешифрируемой акватории с помощью РЛ-изображений, на которых начальные виды отображаются темно-серым тоном с нечетко выраженными, размытыми границами (см. рис. 3.1.2). Особенно легко на РЛ-изображениях дешифрируется шуга, поскольку имеет большую шероховатость, близкую к длине волны. Поэтому шуга обладает большим коэффициентом отражения и отображается темно-серым тоном со сложной тональной структурой.

Ниласовые льды

Ниласовые льды подразделяются на темные (0–5 см) и светлые (5–10 см). Эти льды пластичны и на волне изгибаются, не ломаясь (рис. 3.1.5), а при сжатиях наплаиваются (рис. 3.1.6).

В зависимости от степени наслоенности на видимых и ИК-снимках ниласовые льды на акваториях морей и в полыньях отображаются тоном от темно-серого до серого (рис. 3.1.2, 3.1.7, 3.1.8, 3.1.15, 3.1.16). Каналы и развоя между полями многолетнего льда, покрытые ниласом, имеют очень темный тон и выглядят в видимом диапазоне и на ИК-снимках так же, как участки чистой воды.

На РЛ-снимках нилас в полыньях, на кромке льда, в каналах и развоях имеет очень темный тон (рис. 3.1.4, 3.1.9). Аналогичный тон имеют и каналы, покрытые ровным однолетним тонким льдом среди старых (двухлетних и многолетних) льдов. Поэтому для правильного дешифрирования возраста каналов среди старых льдов необходимо иметь несколько последовательных РЛ-изображений. Если по прошествии трех-четырех дней тон изображения остается прежним (темным), то это означает, что канал покрыт ровным однолетним тонким льдом. Изменение тона от темного до серого (светло-серого) означает, что происходит процесс нарастания льда, и, следовательно, канал покрыт молодым льдом.

Блинчатые льды

В Арктике в зимний период наибольшее распространение блинчатые льды имеют в прикромочных районах Гренландского, Баренцева и Чукотского морей. Ширина этих зон может составлять от нескольких десятков до сотни километров, а в Антарктике — до 100–200 км.

Блинчатые льды толщиной 10–30 см с горизонтальными размерами 1–3 м имеют характерную округлую форму с «валиками» из тертого льда по периметру (рис. 3.1.10). Эти

* Все иллюстрации настоящего параграфа (рис. 3.1.1–3.1.44) см. на цветной вклейке.

льды очень легко дешифрируются во всех трех каналах, поскольку имеют характерный «рисунок» изображения в виде вытянутых причудливых полос различной конфигурации и толщины, нитей и пятен светло-серого или белого тона (рис. 3.1.2, 3.1.3, 3.1.11).

Особенно характерно эти льды отображаются на РЛ-снимках, поскольку имеют очень яркий тон, обусловленный большой шероховатостью поверхности (рис. 3.1.3). Необходимо отметить, что в прикромочной зоне часто за блинчатыми льдами следуют битые серые льды, которые на РЛ-изображениях имеют одинаковый светло-серый тон и практически неразличимы между собой. В этом случае на карте эксперт указывает в дешифрируемой зоне оба вида льда.

Серые льды

Серые льды толщиной 10–15 см характеризуются формой – поля, обломки, битый (рис. 3.1.12), которую необходимо указывать на картах. При сжатиях серый лед наслаивается, так же как и нилас (рис. 3.1.12), но на волне он ломается (рис. 3.1.13).

На снимках видимого и ИК-диапазонов серые льды имеют серый тон. Удлиненные поля размером $(0,5–3) \times (1–3)$ км различимы благодаря крупным каналам, покрытым ниласом, которые разделяют эти поля (рис. 3.1.7, 3.1.8). Как уже указывалось, на снимках видимого диапазона, ИК- и РЛ-изображениях битые серые льды на кромке практически не отличимы от блинчатых льдов. Поэтому на картах указываются условные обозначения обоих типов льдов. В массиве однолетних и многолетних льдов, которые имеют яркий тон, серые льды на видимом и ИК-снимках также отчетливо дешифрируются и возможно определить их частную сплоченность.

На РЛ-изображениях серые льды имеют очень большой уровень сигнала, тон их светло-светло-серый, почти белый (рис. 3.1.4, 3.1.9). Эти льды на РЛ-изображениях безошибочно дешифрируются на фоне ниласовых и однолетних льдов. Тон старых льдов практически совпадает с тоном серых льдов. Поэтому невозможно отличить поле старого льда от соседнего канала или разрыва, покрытого серым льдом. По мере увеличения толщины льда и перехода серого льда в стадию серо-белого (в течение нескольких дней) тон его изображения становится более темным – серым и светло-серым. Таким образом, при последовательном анализе изображений в течение нескольких дней становится возможным определение частной сплоченности всех возрастных видов льда – как старых, так и молодых.

Серо-белые льды

Серо-белые льды имеют толщину 15–30 см. Эти льды уже не пластичны и при деформации торосятся (рис. 3.1.14). Поля, ограниченные каналами, разводьями и свежими грядами торосов, имеют преимущественно вытянутую форму и размеры от $0,5 \times 5$ до 8×10 км. На серо-белом льду уже удерживается снег, толщина которого может составлять 2–5 см.

На изображениях видимого и ИК-диапазонов серо-белые льды имеют серо-белый тон. По сравнению с серыми льдами размеры полей больше и тон изображения более светлый (рис. 3.1.7, 3.1.8, 3.1.15, 3.1.16).

На РЛ-снимках серо-белые льды имеют различные оттенки светло-серого тона (рис. 3.1.2, 3.1.9, 3.1.17). Гряды торосов на ледяных полях при РЛ-облучении выполняют функцию отражателей сигнала. Поэтому чем больше торосистость, тем больше отражательная способность и тем более светлый тон изображения серо-белого льда. Наиболее яркими являются поля серо-белого льда, образовавшегося из смерзшегося блинчатого льда, которые имеют повышенную шероховатость (рис. 3.1.18).

Однолетние тонкие льды

Однолетние тонкие льды образуются на акваториях арктических морей примерно через месяц после начала ледообразования. Толщина однолетних тонких льдов составляет 30–70 см (рис. 3.1.19). По сравнению с серо-белыми льдами они отображаются в

видимом и ИК-диапазонах более светлым, практически белым тоном (рис. 3.1.7, 3.1.8, 3.1.15, 3.1.16).

В результате подвижек на этом льду образуются гряды торосов в виде цепочек, которые различимы при разрешающей способности снимка Terra/MODIS 250 м.

На ИК-изображениях однолетний тонкий лед торосистостью до 3 баллов имеет более темный тон (серый) по сравнению с однолетним средним льдом (светло-серый тон) (см. рис. 3.1.16), и эти два типа льда хорошо различимы. Однако если торосистость однолетнего тонкого льда составляет 4–5 баллов (рис. 3.1.20), то его толщина превышает 1–2 м. В соответствии с этой толщиной такие льды отображаются светло-серым или белым тоном, так же как и однолетний средний или толстый лед. Выделить эти торосистые участки по ИК-снимкам не представляется возможным. Такие более светлые участки в зонах ровных однолетних льдов могут составлять 10–50 % и в таком случае ошибочно могут быть определены дешифровщиком как 1–5 баллов однолетнего среднего (толстого) льда. В этих случаях только контроль посредством визуальных наблюдений с судов или вертолетов позволит исключить ошибки.

Поля однолетнего тонкого льда на РЛ-изображениях также хорошо различимы: более ровные поля (торосистостью до 1–2 баллов) темнее, чем серо-белый лед (рис. 3.1.9, 3.1.17). Очень часто поля однолетнего тонкого льда представляют собой сморози, состоящие из более ровных и торосистых льдин (участков) (рис. 3.1.19, 3.1.20), поэтому на РЛ-изображениях может быть различима пятнистая текстура с более светлыми (торосистыми) и темными (ровными) участками льдин (рис. 3.1.17).

Если образование тонкого льда происходило при сравнительно спокойных условиях, то его поля имеют размеры 2–10 км и угловатую форму. В более динамичных районах, например на акватории юго-восточной части Баренцева моря с его значительными приливо-отливными течениями и интенсивным ветровым дрейфом (до 10–20 км в сутки), наблюдаются обширные зоны обломков полей, битого и тертого льда. Ледяные поля однолетнего тонкого льда в этом районе имеют округлую форму и меньшие размеры – от 0,5 до 1–3 км (рис. 3.1.21). Такой лед на снимках видимого диапазона имеет серый тон и ошибочно может быть дешифрован как серо-белый лед. В этом случае дешифровщик пользуется логическими признаками – последовательный анализ распределения льда в течение месяца позволяет определить время образования и, следовательно, толщину льда в той или иной зоне. Поэтому возраст льда будет определен независимо от тона его изображения.

Необходимо отметить, что в переходной стадии, при толщине льда около 30 см, по изображениям видимого диапазона с ИСЗ MODIS уверенно дешифровать возраст льда – серо-белый или тонкий однолетний лед – практически невозможно. В этом случае, во-первых, необходимо анализировать синхронный ИК-снимок (рис. 3.1.9), а, во-вторых, можно вычислить толщину льда по сумме градусо-дней мороза. Кроме того, для контроля используются данные о толщине припайного льда, полученные на полярных станциях, расположенных в районе картирования льда.

Однолетние средние льды

Однолетние средние льды образуются к середине зимы: в Арктике в январе–феврале, в Беринговом море – в конце зимы (март). В Балтийском море однолетние средние льды образуются не каждый год. В Антарктике эти льды появляются соответственно в июле–августе. Толщина однолетнего среднего льда составляет 70–120 см. Поля однолетних средних льдов представляют собой поля сморози и имеют преимущественно вытянутую и округлую форму с горизонтальными размерами 2–15 км (рис. 3.1.22, 3.1.23). Торосистость льда может составлять от 1 до 5 баллов при средних значениях 2–3 балла (рис. 3.1.24). Высота торосов составляет в среднем 0,5–1,5 м, но в отдельных случаях достигает 3 м и более. Общая толщина льда в торосе с подводной частью может достигать 2–10 м. На ровной поверхности этого льда толщина снега обычно составляет 10–15 см, а на торосистых участках за грядами торосов доходит и до 0,5–1,2 м.

На снимках видимого и ИК-каналов однолетние средние льды отображаются белым тоном. Поля однолетних средних льдов представляют собой поля сморози и имеют преимущественно вытянутую и округлую форму (рис. 3.1.7, 3.1.8, 3.1.15, 3.1.16). Горизонтальные размеры полей однолетнего среднего льда составляют обычно 2–15 км. На изображениях видимого диапазона часто трудно разделить однолетние тонкие и средние льды, поскольку, достигнув толщины 50–60 см, однолетние тонкие льды по тону и размерам становятся похожими на однолетние средние льды (рис. 3.1.7). В этом случае необходимо совместное дешифрирование с ИК (RGB)-изображениями, на которых однолетние тонкие льды имеют более темный тон (рис. 3.1.9). Кроме того, дешифрируемую зону также необходимо контролировать по данным о толщине льда с полярных станций. Обычно толщина дрейфующего однолетнего льда на 10–15 см меньше, чем толщина припая на полярных станциях.

На РЛ-изображениях однолетние средние льды отображаются темно-серым тоном с более светлыми торосистыми участками, а также практически черным тоном (рис. 3.1.17). Более темный тон изображения обусловлен, вероятно, большей распресненностью поверхностного слоя, увеличивающей объемное рассеяние. Поля однолетнего среднего льда имеют возраст 1–1,5 мес, поэтому в результате неоднократного торошения на их поверхности образуется большое количество гряд торосов и торосистых участков, а также зон тертого льда, дающего на РЛ-изображении более светлые линии и участки светло-серого или белого тона. Необходимо отметить, что однолетний средний лед на РЛ-изображениях уверенно дешифрируется на фоне полыней или более ровного однолетнего тонкого льда. В случае если однолетние тонкие и средние льды имеют одинаковую высокую торосистость 4–5 баллов, то на РЛ-изображениях границу между ними определить практически невозможно.

Таким образом, для того чтобы уверенно дешифрировать однолетний средний лед и отличить его от однолетнего тонкого льда необходимо совместное дешифрирование с ИК- и РЛ-изображениями.

Однолетние толстые льды

К этому типу относятся льды толщиной более 120 см. В зависимости от района и времени образования однолетних толстых льдов толщина их может достигать 150–250 см. Поля однолетнего толстого льда представляют собой поля сморози с горизонтальными размерами 2–20 км (рис. 3.1.25). Торосистость однолетнего толстого льда может составлять от 1 до 5 баллов при высоте торосов от 0,5 до 5–10 м (рис. 3.1.26, 3.1.27).

Так же как и в случае однолетних средних льдов, при определении возраста (толщины) льда необходимо учитывать форму и размеры полей, толщину льда и снега по визуальным оценкам. Высота гряд торосов обычно достигает 0,5 – 2,5 м (рис. 3.1.20).

На снимках оптического диапазона однолетние толстые льды отображаются белым тоном (рис. 3.1.28, 3.1.29).

Так же как и в случае дешифрирования однолетних тонких и средних льдов, при определении возраста (толщины) льда необходимо учитывать форму и размеры полей сморози и косвенную информацию – толщину льда по данным полярных станций и число градусо-дней мороза.

На изображениях с ИСЗ Terra/MODIS с разрешением 250–500 м на полях сморозей различимы участки более торосистого льда (4–5 баллов) и участки более молодых (более темных) однолетних тонких или молодых льдов (рис. 3.1.28).

На изображениях видимого диапазона бывает трудно разделить однолетние средние и толстые льды, поскольку они имеют схожее альбедо (рис. 3.1.28). В этом случае необходимо также совместное дешифрирование с ИК (RGB)-изображениями, на которых однолетние средние льды имеют более темный тон по сравнению с однолетними толстыми льдами (рис. 3.1.29).

На РЛ-изображениях тон однолетних толстых льдов темно-серый (рис. 3.1.30). В результате многочисленных торошений поверхность однолетнего толстого льда имеет

среднюю торосистость 2–3 балла (рис. 3.1.27). В результате торошений на границах полей повсеместно наблюдаются гряды торосов, поэтому на РЛ-изображениях они имеют резко очерченные границы. Зоны тертого и смерзшегося мелкобитого льда имеют большее распространение по сравнению с однолетним средним льдом, что также хорошо проявляется на РЛ-изображениях.

В случае если однолетние средние и толстые льды имеют торосистость 4–5 баллов, разделить их, так же как и в случае тонких льдов, практически невозможно. В переходной стадии льда при толщине 110–130 см по РЛ-изображениям также не удастся уверенно определить границу средних и толстых льдов. Поэтому при картировании выделяется переходная зона, в которой указывается возраст обоих типов льда.

Остаточный однолетний лед

Этот вид льда наблюдается как в Арктике, так и в Антарктике. Остаточным является лед, который не растаял за лето к моменту нового ледообразования. После 1 января эти льды в Северном полушарии уже называют двухлетними (Номенклатура..., 1974).

На спутниковых изображениях видимого и ИК-диапазонов остаточный лед отображается белым тоном (рис. 3.1.31). При этом зоны, покрытые однолетними тонкими, молодыми и ниласовыми льдами, а также каналы и разводья хорошо дешифрируются на фоне остаточных льдов (рис. 3.1.31).

На РЛ-изображениях остаточный лед имеет более яркий – светло-серый тон (рис. 3.1.32). Дешифрирование серых льдов по этим изображениям на фоне остаточных весьма затруднено, поскольку они имеют одинаковый тон. В этом случае необходимо привлекать ИК-изображения (рис. 3.1.31).

Старый лед

В соответствии с российской номенклатурой морских льдов к старым льдам относятся двухлетние и многолетние льды (Номенклатура морских льдов, 1974). Двухлетние льды зимой обычно имеют толщину 160–300 см, а в середине лета – 150–250 см. Торосистость двухлетних льдов может составлять от 1 до 5 баллов (рис. 3.1.33, 3.1.34).

По данным спутниковых изображений в зимний период на всех каналах невозможно разделить двухлетние и многолетние льды, поэтому они вместе дешифрируются и картируются как «старые» льды (см. рис. 3.1.33, 3.1.34).

На спутниковых изображениях видимого и ИК-диапазонов старый лед отображается так же, как и остаточный лед, белым тоном. Принципы дешифрирования старых льдов такие же, как и для остаточных льдов. По данным ИК- и видимых каналов, зоны, покрытые однолетними тонкими, молодыми и ниласовыми льдами, а также каналы и разводья хорошо дешифрируются на фоне старых льдов (см. рис. 3.1.33, 3.1.34). На РЛ-изображениях старый лед имеет более яркий тон – светло-серый и белый (рис. 3.1.35). Дешифрирование серых льдов на фоне старых весьма затруднено, поскольку они имеют одинаковый тон изображения. В этом случае необходимо привлекать изображения ИК- и видимого диапазонов.

Результатом дешифрирования является карта распределения льда. В ААНИИ еженедельно подготавливаются обзорные ледовые карты для акваторий всех арктических морей, Берингова, Охотского и Балтийского морей. Кроме того, для обеспечения мореплавания регулярно или по запросу судоводителей с помощью программного продукта в интерактивном режиме составляются ледовые карты отдельных морей или акваторий (рис. 3.1.36). Раскраска зон различного возраста осуществляется в соответствии с Номенклатурой морских льдов (1974).

3.1.3. ИЗОБРАЖЕНИЕ МОРСКИХ ЛЬДОВ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

В летний и осенний периоды – с июня по ноябрь – в Арктике (в Антарктике с ноября по май) для картирования ледовой обстановки используются спутниковые изображения видимого диапазона и радиолокационные. ИК-изображения не могут использоваться, поскольку полностью отсутствуют температурные контрасты между

льдами различного возраста (толщины). В Северном полушарии в результате процессов таяния на снежно-ледяной поверхности начиная с мая—июня появляется вода, а в августе—сентябре происходит разрушение полей, в которых повсеместно наблюдаются сквозные промоины (кружевной лед) (рис. 3.1.37, 3.1.38). По этой причине на спутниковых изображениях в видимом и РЛ-диапазонах (рис. 3.1.40) также пропадают контрасты, обусловленные разной толщиной льда. В результате становится невозможным определение возраста льда и картируется только его сплоченность по градациям 1—3, 4—6, 7—8, 9, 9—10 и 10 баллов. Каждая градация выделяется как отдельная зона (рис. 3.1.41).

На синтезированных изображениях MODIS (каналы 1, 2) наблюдаются разные оттенки голубого цвета, обусловленные, во-первых, разным количеством воды на льду (степень разрушенности от 1 до 5 баллов), а во-вторых, степенью загрязненности льда. В прибрежной зоне, в устьях рек и в мелководных морях (например, в море Лаптевых) лед значительно более грязный (загрязненность 2—3 балла) по сравнению со льдами Центрального Арктического бассейна (см. рис. 3.1.37). Загрязненность льда обусловлена, во-первых, загрязненностью воды в момент ледообразования, во-вторых, выносом осадков сибирскими реками и в-третьих, ветровым выносом материковых осадков (рис. 3.1.39).

3.1.4. ИЗОБРАЖЕНИЕ МОРСКИХ ЛЬДОВ В АНТАРКТИКЕ

Изображение ниласовых, молодых, однолетних и многолетних льдов в видимом диапазоне в Антарктике не отличается от аналогичных арктических (рис. 3.1.42—3.1.44). Поэтому все ранее описанные дешифровочные признаки применимы и в Антарктике. Глетчерные ледники, покрывающие Антарктиду, на снимках видимого, ИК- и РЛ-диапазонов отображаются ярким белым тоном. На этих снимках также различимы рельеф ледников и выход скальных пород (см. рис. 3.1.42—3.1.44). Айсберги отображаются белым тоном, более ярким, чем дрейфующие однолетние льды. Особенно хорошо это заметно на РЛ-изображениях (рис. 3.1.44). На них выделяются айсберги не только с горизонтальными размерами в десятки и сотни километров, но также и мелкие (рис. 3.1.44).

3.2. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МАТЕМАТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ОБРАБОТКИ ИЗОБРАЖЕНИЙ ПРИ ДЕШИФРИРОВАНИИ ВИДОВ ЛЬДА ПО ДАННЫМ РСА

Визуальный анализ оптических и радиолокационных спутниковых изображений остается основным и наиболее широко используемым методом их интерпретации, особенно в сложных случаях, например в прикромочной зоне льдов (Йоханнесен и др., 2007). В то же время, объем информации, получаемой датчиками высокого разрешения, в частности спутниковыми радиолокаторами с синтезированной апертурой (РСА), постоянно увеличивается, а визуальная интерпретация этих изображений и оценка параметров морских льдов являются весьма трудоемкими. В последние десятилетия активно развивались исследования в области обработки спутниковых изображений. В настоящее время во многих информационно-ледовых центрах используются алгоритмы, в которых компьютер выполняет большую часть стандартной работы по обработке изображений, такой как их географическая привязка, улучшение качества, полуавтоматическая классификация типов льдов оператором и ряд других процедур.

Для помощи ледовым экспертам в получении геофизической информации необходимо также развивать и совершенствовать методы и алгоритмы тематической обработки и интерпретации спутниковых изображений ледяного покрова. В частности, давней задачей, стоящей перед оперативными специалистами и учеными, является автоматическое определение видов льда и его сплоченности (Bertoia et al., 1998). В

литературе рассмотрен ряд алгоритмов автоматического определения по спутниковым РСА-изображениям основных параметров морских льдов – вида и сплоченности льдов (Kwok et al., 1992), распределения ледяных полей (Soh et al., 1998), а также обнаружения айсбергов (Willis et al., 1996), дрейфа льдов (Fily, Rothrock, 1987). Алгоритмы автоматического определения возраста и дрейфа морских льдов по данным РСА были реализованы на станции по приему данных с РСА на Аляске. Автоматическая система ARKTOS (Advanced Reasoning Using Knowledge for Typing Of Sea Ice) в оперативном режиме классифицирует морские льды на изображении путем моделирования логических заключений, использующихся ледовыми экспертами в процессе дешифрирования (Soh et al., 2004).

В данном параграфе проанализированы основные методы, используемые в настоящее время для автоматической интерпретации РСА-изображений, приведены примеры и результаты интерпретации. Основное внимание уделено разработке методов предварительной обработки изображений с целью их последующего визуального анализа, а также методов автоматической классификации видов льдов.

3.2.1. ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОБРАБОТКА РСА-ИЗОБРАЖЕНИЙ

Предварительная обработка изображения может включать в себя радиометрическую и геометрическую коррекцию, фильтрацию, подавление спекл-шума и улучшение контрастности. Целью этого этапа являются обеспечение относительной или абсолютной калибровки изображений и удаление различных артефактов. Кроме того, при обработке РСА-изображений с широкой полосой обзора необходимо учитывать угловую зависимость удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) морских льдов. РСА-изображения ледяного покрова, обработанные по инвариантной к дальности формуле преобразования значений пикселей в УЭПР, значительно темнее в дальней части полосы обзора, чем в ближней. Поэтому для последующего выполнения как визуальной, так и автоматизированной интерпретации необходимо приводить УЭПР к некоторому фиксированному углу падения.

В настоящее время ряд спутниковых РСА позволяет одновременно осуществлять зондирование подстилающей поверхности на различных поляризациях. Использование таких методов обработки, как формирование ко- и кроссполяризационного отношений, позволяет более уверенно выполнять последующую визуальную интерпретацию.

Калибровка

Для преобразования значений яркости пикселей в значения УЭПР морских льдов необходимо выполнить абсолютную калибровку РСА-изображения. При абсолютной калибровке учитываются систематические ошибки и максимальные коэффициенты усиления антенны и приемника и должны быть известны числовые параметры уравнения преобразования, которые определяются при внешней калибровке радиолокатора с использованием известных целей на поверхности в качестве реперных.

Абсолютная калибровка изображений Envisat/ASAR выполняется по методике, разработанной Европейским космическим агентством, и УЭПР определяется по формуле (2.30) (см. п. 2.5). Полученные по этой формуле значения УЭПР являются функцией угла падения. Для калиброванного радиолокатора главным фактором, ограничивающим выполнение точных измерений, является число некогерентных суммирований, т. е. спекл-шум (Ulabay et al., 1981).

Совместный анализ калиброванных РСА-изображений, полученных со спутника Envisat на *HH*-поляризации, и данных подспутниковых судовых визуальных ледовых наблюдений позволил авторам оценить диапазоны изменения УЭПР основных возрастных видов морских льдов (Александров и Пиотровская, 2008а, 2008б). Диапазоны значений УЭПР ниласа, молодого льда, ровного однолетнего льда (РОЛ) и деформированного однолетнего льда (ДОЛ), а также многолетнего льда (МЛ) представлены на рис. 3.2.1а.

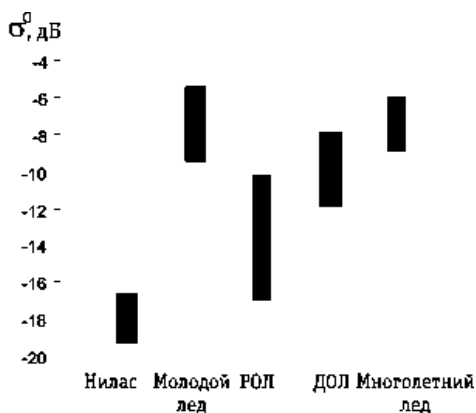


Рис. 3.2.1а. УЭПР основных видов морских льдов, вычисленные по калиброванным изображениям Envisat ASAR (*HH* – поляризация, угол падения 23°).

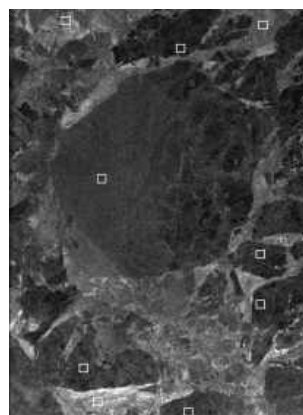


Рис. 3.2.1б. Пример выбора участков на изображениях некоторых видов морского льда. Выделенные участки обозначены квадратами.

Для уменьшения спекл-шума результаты измерений в каждой точке усреднялись по квадратам 5×5 или 15×15 пикселей (рис. 3.2.1б).

Оценки, полученные в ходе нашего эксперимента, показали, что изменение УЭПР ниласа лежит в диапазоне от $-18,7$ до $-17,2$ дБ. Эти значения несколько превышают значения УЭПР темного и светлого ниласа, полученные при помощи скаттерометра на *HH*-поляризации при угле падения 35° , которые составили -24 и -20 дБ соответственно (Beaven et al., 1994).

Среднее значение УЭПР молодого льда, оцененное по изображениям Envisat/ASAR, составило $-7,4 \pm 0,8$ дБ, что на 10 дБ больше по сравнению с ниласом. Увеличение УЭПР на стадии молодого льда, которое связано с образованием на его поверхности солевых цветов, подтверждается результатами ряда других исследований. Так, по данным Nghiem et al. (1997), при полном покрытии поверхности льда соевыми цветами УЭПР молодого льда на всех поляризациях увеличивается на 3–5 дБ, а по данным Melling (1998) – на 10–15 дБ.

В нашем эксперименте оценки УЭПР дрейфующего ровного однолетнего льда изменялись в диапазоне от $-16,4$ до $-11,6$ дБ, а УЭПР припая – в диапазоне от $-17,5$ до $-15,0$ дБ (Александров и Пиотровская, 2008а, 2008б). УЭПР сильно деформированного однолетнего льда меняется в диапазоне от $-11,2$ до $-8,4$ дБ и значительно превышает УЭПР ровного однолетнего льда. Полученная в нашем эксперименте оценка среднего значения УЭПР многолетнего льда составила $-7,4 \pm 0,7$ дБ.

Выполненный анализ показал, что УЭПР основных видов морских льдов на *HH*-поляризации перекрываются друг с другом. УЭПР начальных видов льда изменяется в широком диапазоне и перекрывается с диапазоном изменений УЭПР ниласа и ровного однолетнего льда. УЭПР ниласа имеет низкие значения и отличается от всех других видов льда, за исключением начальных. УЭПР молодого и многолетнего льда имеет близкие значения.

Приведение УЭПР морских льдов к фиксированному углу падения

В спутниковых РСА используется наклонное зондирование поверхности, что создает неравномерное по азимуту распределение отраженного (или рассеянного) излучения от земной поверхности. Поэтому на изображениях наблюдается неравномерность распределения УЭПР по дальности (см. п. 2.4.2 и работу Асмуса и др. (2008)). С увеличением угла падения разность

значений УЭПР морского льда и спокойной водной поверхности возрастает, а многолетнего и однолетнего льдов изменяется незначительно. По другим данным (Kwok and Cunningham, 1994), с увеличением угла падения УЭПР ровного однолетнего льда на IV -поляризации уменьшается на $0,14\text{--}0,37$ дБ/град., а многолетнего — на $0,03\text{--}0,1$ дБ/град., что приводит к увеличению контраста между ними в дальней части полосы обзора.

Согласно работе Йоханнесена и др. (2007), УЭПР водной поверхности уменьшаются обратно пропорционально четвертой степени синуса (для вертикальной поляризации) или тангенса (для горизонтальной поляризации) угла падения, а для льдов — обратно пропорционально углу падения в степени 1,5. Поэтому РСА-изображения полярных акваторий, обработанные по инвариантной к дальности формуле преобразования значений пикселей в σ^0 , будут значительно темнее в дальней части полосы обзора относительно ближней. Учет и коррекция этого эффекта осуществляется путем умножения значений пикселей на соответствующую функцию дальности, которая различается для воды и для льда. Таким образом, коррекция осуществляется либо для воды, либо для льда, и некоторые зоны (льда или воды) изображаются с зависящими от дальности остаточными изменениями тона (Йоханнесен и др., 2007).

Угловая зависимость УЭПР молодого (серого), однолетнего и многолетнего льдов оценивалась по серии калиброванных изображений Envisat/ASAR на HH -поляризации в диапазоне углов падения $20\text{--}40^\circ$ с шагом 1° . Для ее получения выбирались участки изображений, на которых эти виды льда наблюдались по всей ширине полосы обзора. Отличительной особенностью угловых зависимостей УЭПР для всех рассматриваемых видов льда является значительное отклонение их значений от линии тренда, что обусловлено разбросом значений УЭПР соседних участков одного и того же вида льда в пределах $2\text{--}3$ дБ (рис. 3.2.2). Представленные данные показывают, что угловые зависимости УЭПР серого, однолетнего и многолетнего льдов могут значительно различаться. С увеличением угла падения УЭПР однолетнего льда уменьшается несколько больше, чем УЭПР многолетнего льда.

Полученная оценка изменения УЭПР ровного однолетнего льда с увеличением угла падения на HH -поляризации достаточно близка к оценке $0,14\text{--}0,37$ дБ/град., представленной в работе Kwok and Cunningham (1994), но меньше значения $0,77$ дБ/град., используемого в просмотрных таблицах для РСА ERS. Изменение УЭПР многолетнего льда с углом падения значительно превышает значения $0,03\text{--}0,1$ дБ/град., полученные в работе Kwok and Cunningham (1994) и значение $0,08$ дБ/град., используемое в про-

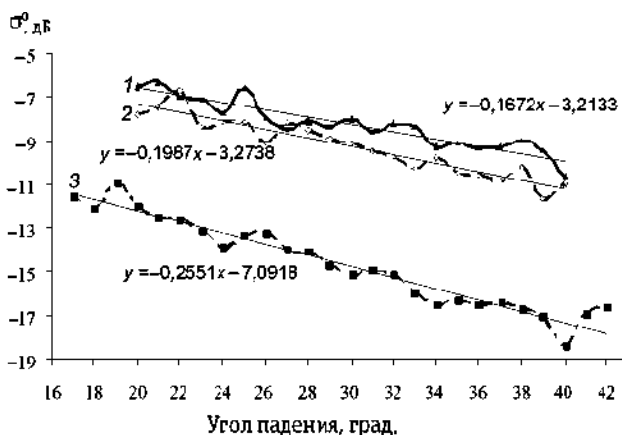


Рис. 3.2.2. Угловые зависимости УЭПР многолетнего (1), однолетнего (2) и серого (3) льда, полученные по калиброванным изображениям Envisat/ASAR.

смотровых таблицах для PCA ERS. Оценка для молодого льда близка к значению 0,17 дБ/град., приведенному в работе Onstott (1992).

Несмотря на то что угловые зависимости УЭПР могут различаться на разных участках однолетнего или многолетнего льда, их приведение к одному углу падения позволяет получить приблизительно равноконтрастное по всей полосе обзора изображение, что значительно облегчает его последующую визуальную интерпретацию. В нашем исследовании PCA-изображения приводятся к углу падения 25°, когда наблюдается достаточно хороший контраст между льдами разного возраста.

Для приведения был разработан алгоритм, который включает следующие этапы:

- 1) пересчет яркости PCA-изображения в значение УЭПР,
- 2) пересчет значений УЭПР для угла падения 25°,
- 3) пересчет скорректированной УЭПР в скорректированное значение яркости.

3.2.2. ВЫЧИСЛЕНИЕ КО- И КРОССПОЛЯРИЗАЦИОННОГО ОТНОШЕНИЙ

Ряд спутниковых PCA позволяет осуществлять зондирование подстилающей поверхности одновременно на разных поляризациях. При обратном рассеянии от не-которой цели излучаемое и принимаемое векторные поля однозначно связаны через комплексную матрицу рассеяния $\bar{\bar{S}}$ (Drinkwater et al., 1992):

$$\bar{\bar{S}} = \begin{bmatrix} |S_{hh}| e^{j\Theta_{hh}} & |S_{hv}| e^{j\Theta_{hv}} \\ |S_{vh}| e^{j\Theta_{vh}} & |S_{vv}| e^{j\Theta_{vv}} \end{bmatrix},$$

где $|S_{rt}|$ – амплитуда элемента матрицы рассеяния, $e^{j\Theta_{rt}}$ – относительный фазовый сдвиг для излучаемой ($t = v$ или h) и принимаемой ($r = v$ или h) поляризаций.

В оперативно используемых поляриметрах поляризации линейные, и индексы h и v соответствуют горизонтально и вертикально поляризованным компонентам излучаемого и принимаемого электромагнитных полей. Для представления элементов матрицы $\bar{\bar{S}}$ в терминах принимаемой PCA комплексной поляриметрической информации об обратном рассеянии используется ковариационная матрица $\bar{\bar{C}}$, представляющая собой линейные комбинации кроссзначений четырех элементов матрицы $\bar{\bar{S}}$:

$$\bar{\bar{C}} = \begin{bmatrix} \langle S_{hh} S_{hh}^* \rangle & \langle S_{hh} S_{hv}^* \rangle & \langle S_{hh} S_{vv}^* \rangle \\ \langle S_{hv} S_{hh}^* \rangle & \langle S_{hv} S_{hv}^* \rangle & \langle S_{hv} S_{vv}^* \rangle \\ \langle S_{vv} S_{hh}^* \rangle & \langle S_{vv} S_{hv}^* \rangle & \langle S_{vv} S_{vv}^* \rangle \end{bmatrix}.$$

Эта эрмитова матрица размерностью 3×3 полностью характеризует поляриметрические рассеивающие свойства пространственно-распределенной цели, которой является морской лед.

PCA спутника Envisat в режиме альтернативной поляризации (AP) позволяет получать калиброванные изображения на трех комбинациях поляризаций (HH и HV , VV и VH , HH и VI) в диапазонах углов падения, соответствующих полосам обзора IS-1–IS-7, параметры которых представлены в табл. 3.2.1.

Одним из методов обработки получаемой информации является вычисление отношений УЭПР ледяного покрова в различных каналах. Кополяризационное отношение элементов матрицы $\bar{\bar{C}}$ рассчитывается для всех пикселей изображения по формуле

$$R_{hh/vv} = \langle S_{hh} S_{hh}^* \rangle / \langle S_{vv} S_{vv}^* \rangle,$$

а кроссполяризационные отношения – по формулам

$$R_{vh/vv} = \langle S_{vh} S_{vh}^* \rangle / \langle S_{vv} S_{vv}^* \rangle \text{ и } R_{hv/hh} = \langle S_{hv} S_{hv}^* \rangle / \langle S_{hh} S_{hh}^* \rangle.$$

Характеристики различных полос обзора РСА в режиме АР

Полоса	Ширина полосы, км	Расстояние от надира, км	Диапазон углов падения, град.	Уровень шума, дБ
IS-1	105	187–292	15,0–22,9	–20,4
IS-2	105	242–347	19,2–26,7	–20,6
IS-3	82	337–419	26,0–31,4	–20,6
IS-4	88	412–500	31,0–36,3	–19,4
IS-5	64	490–555	35,8–39,4	–20,2
IS-6	70	550–620	39,1–42,8	–22,0
IS-7	56	615–671	42,5–45,2	–21,9

При изучении возможности идентификации различных параметров ледяного покрова по РСА-изображениям на различных комбинациях поляризаций была отобрана серия из 48 изображений спутника Envisat в режиме АР, для которых вычислялись ко- или кроссполяризационные отношения. Примеры такой обработки изображений с целью их последующей визуальной интерпретации представлены ниже.

На РСА-изображении (рис. 3.2.3 *а*), полученном в районе к северу от Гренландии, представлены многолетние льды в конце периода летнего таяния. По кроссполяризационному отношению (рис. 3.2.3 *б*) можно оценить формы льда – выделить гигантские, обширные и большие поля, а также идентифицировать зоны разреженного мелкобитого и тертого льда, характеризующиеся более темным тоном.

На РСА-изображении, полученном на *НН*-поляризации, выделение границы припая и заприпайной полыньи к северу от Земли Франца-Иосифа вызывает определенные затруднения (рис. 3.2.4 *а*). Ее определение по кополяризационному отношению значительно облегчается, поскольку начальные и молодые льды в полынье имеют светлый тон, а припай – темный (рис. 3.2.4 *б*). Граница между ровным припаем и дрейфующим льдом южнее Земли Георга по кополяризационному отношению не идентифицируется.

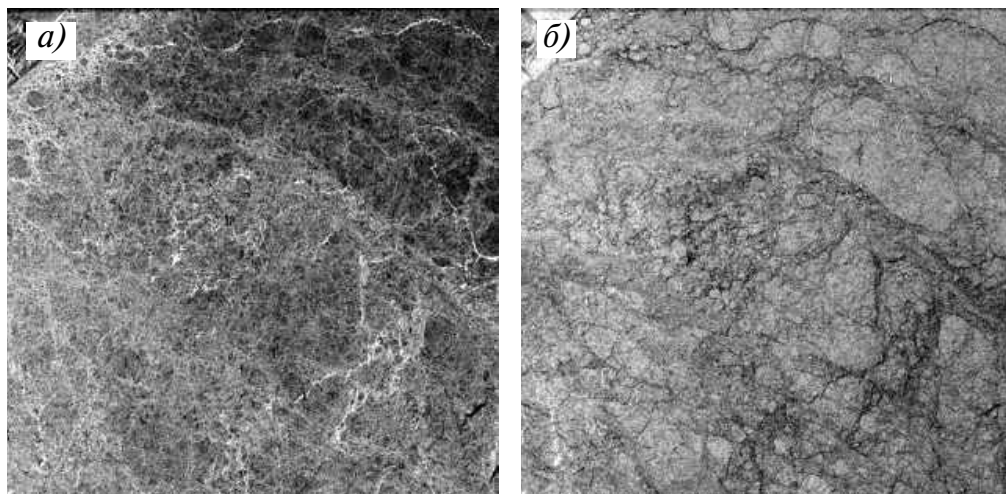


Рис. 3.2.3. Изображение, полученное со спутника Envisat в режиме АРМ 12 сентября 2006 г. (полоса IS-1).

а – *НН*-поляризация, *б* – кополяризационное отношение *НН*/*НВ*.

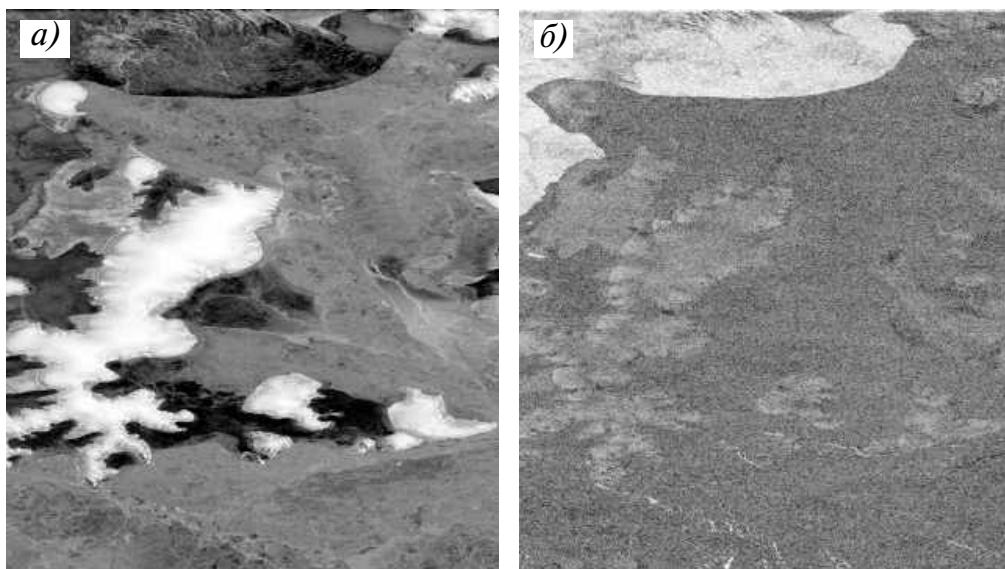


Рис. 3.2.4. Изображение, полученное со спутника Envisat в режиме АРМ 15 апреля 2006 г. (полоса IS-4).

a – HH -поляризация, *б* – кополяризационное отношение HH/VV .

В результате обработки изображений, полученных на поляризациях HH и VV , а также VV и VH в полосах IS-3–IS-6, было установлено, что идентификация разрывов в ледяном покрове улучшается при использовании ко- и кроссполяризационного отношений. На РСА-изображениях Центральной Арктики, полученных на HH -поляризации (рис. 3.2.5 *a*) и VV -поляризации, многолетний лед отличается от однолетнего и молодого льдов. По кополяризационному отношению (рис. 3.2.5 *б*) идентифицируются разрывы, покрытые серым льдом с солевыми цветами (белые линии) и серо-белым льдом (темные линии), которые не выделяются на исходных изображениях.

Многолетний лед, который преобладает на РСА-изображении восточной части Арктики, полученном на VV -поляризации (рис.3.2.6 *a*), имеет светлый тон. Темным

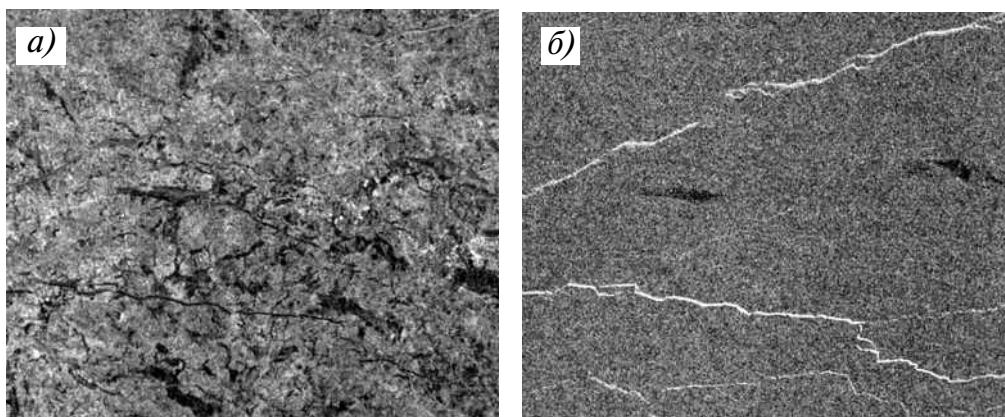


Рис. 3.2.5. Изображение, полученное со спутника Envisat в режиме АРМ 23 марта 2006 г. (полоса IS-6).

a – HH -поляризация, *б* – кополяризационное отношение HH/VV .

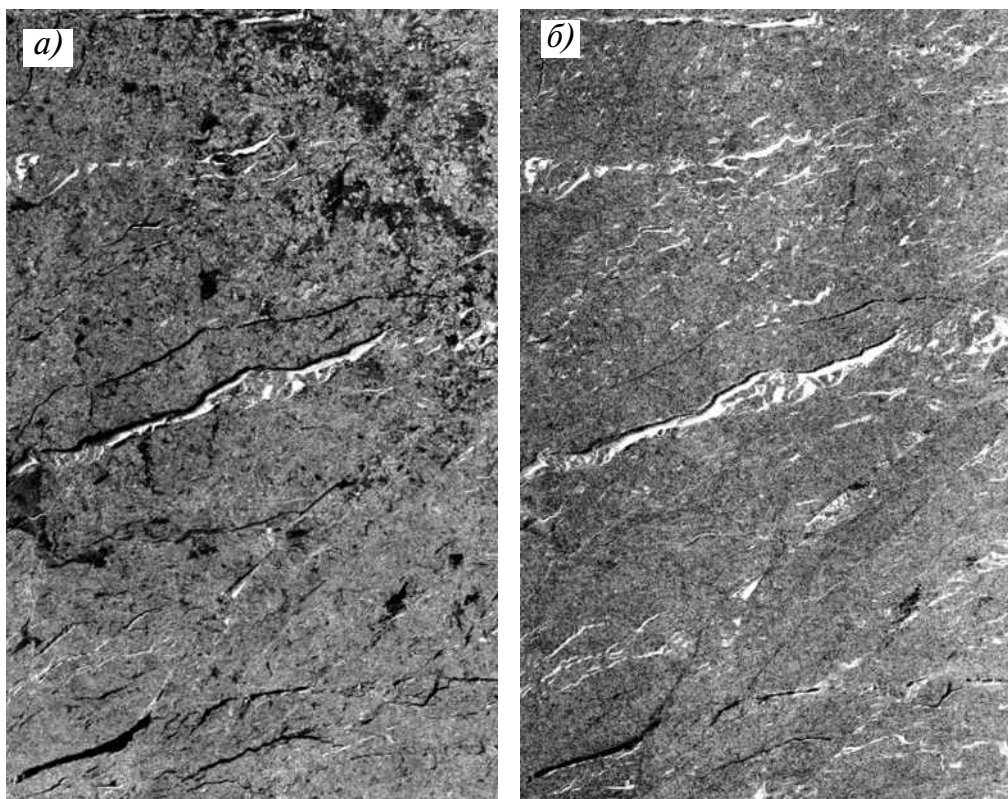


Рис. 3.2.6. Изображение, полученное со спутника Envisat в режиме АРМ 7 марта 2007 г. (полоса IS-3).

a – *VV*-поляризация, *б* – кроссполяризационное отношение *VV/VH*.

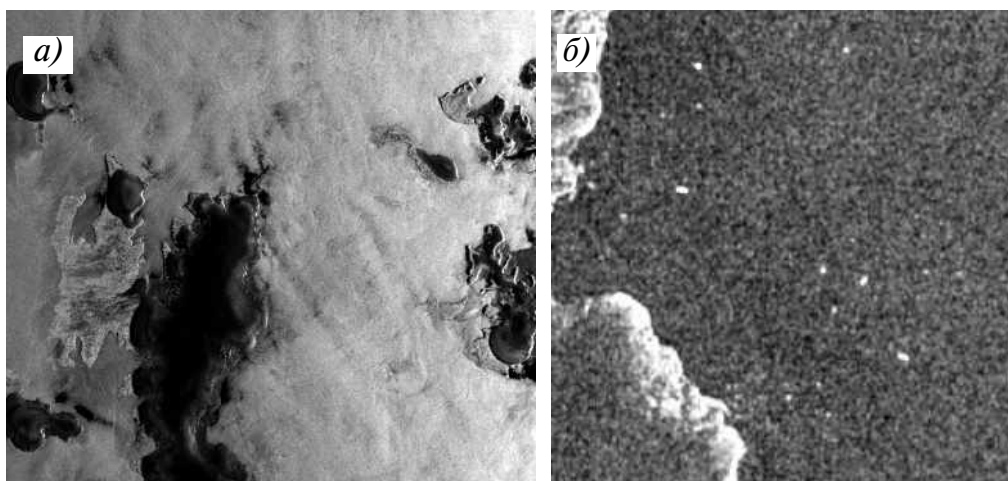


Рис. 3.2.7. Изображение, полученное со спутника Envisat в режиме АРМ 12 августа 2006 г. (полоса IS-1).

a – *VV*-поляризация, *б* – *VH*-поляризация.

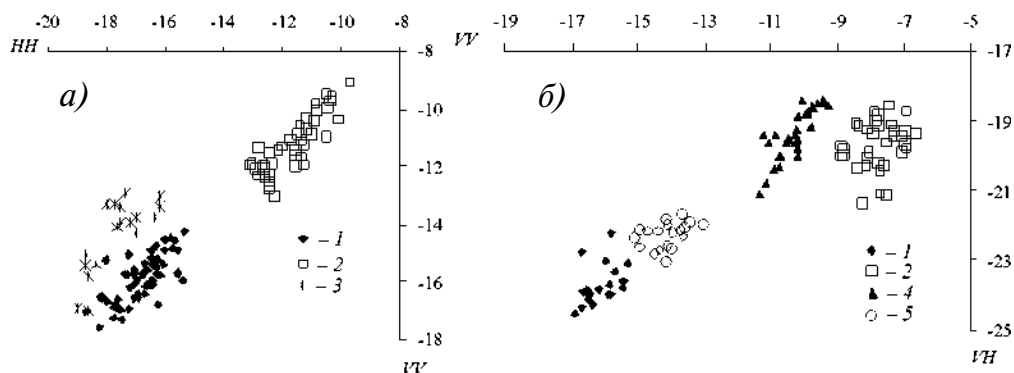


Рис. 3.2.8. УЭПР различных видов морского льда, вычисленные по изображениям, полученным со спутника Envisat в режиме APM.

a — кополяризационное отношение HH/VV (полоса IS-4), *б* — кроссполяризационное отношение VV/VH (полоса IS-3). 1 — РОЛ, 2 — молодой лед, 3 — нилас, 4 — МЛ, 5 — ДОЛ.

тоном выделяются участки однолетнего льда. Широкие разрывы, покрытые серым льдом с солевыми цветами, выделяются светлым тоном, а покрытые ниласом — темным тоном. По кроссполяризационному отношению (рис. 3.2.6 *б*) дополнительно идентифицируется большое число узких разрывов (белые линии), которые не видны на VV -поляризации. Данный эффект обусловлен большими различиями значений УЭПР серого льда в разрывах и окружающего льда на кроссполяризационном изображении по сравнению с исходным, что позволяет выделять более узкие разрывы. Аналогичные результаты были получены при обработке других изображений, полученных на VV - и VH -поляризациях.

На VV -поляризации айсберги и взволнованная водная поверхность имеют высокие значения УЭПР, и их различие затруднено (рис. 3.2.7 *а*). УЭПР водной поверхности на VH -поляризации значительно ниже, и айсберги выделяются на ее темном фоне в виде светлых точек (рис. 3.2.7 *б*). По кроссполяризационному отношению айсберги выделяются в виде темных точек на светлом фоне.

Проведенные исследования показали, что начальные и молодые льды более достоверно выделяются по изображениям на двух поляризациях ($HH-VV$, $HH-HV$ и $VV-VH$). Использование HH - и VV -поляризаций при больших углах падения (полосы IS-4–IS-7) позволяет увереннее разделять лед и водную поверхность и идентифицировать отдельные поля. По HH - и HV -поляризациям при малых углах падения (полосы IS-1, IS-2) лучше идентифицируются взволнованная водная поверхность, полосы льда и зоны молодого льда. По кроссполяризационному отношению VV/VH в полосах IS-3, IS-4 и IS-6 в многолетнем льду выявляются разрывы, покрытые молодым льдом (Alexandrov et al., 2010). Айсберги выделяются на фоне взволнованной водной поверхности при малых углах падения (полоса IS-1) (Alexandrov et al., 2008).

3.2.3. АЛГОРИТМЫ АВТОМАТИЗИРОВАННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВИДОВ МОРСКИХ ЛЬДОВ ПО СПУТНИКОВЫМ РСА-ИЗОБРАЖЕНИЯМ

При автоматизированной классификации пиксели РСА-изображения относятся к определенным категориям морских льдов, описывающим, главным образом, их возрастные виды и степень деформации поверхности. Эти категории определяются возможностями РСА по определению основных характеристик морских льдов из всего их многообразия, представленного в Номенклатуре ВМО по морскому льду (см. приложение). Результаты процесса классификации отображаются в виде тематических ледовых карт.

Одним из направлений развития алгоритмов определения возраста морских льдов по спутниковым РСА-изображениям является кластерный анализ, который предназначен для разбиения совокупности объектов на однородные кластеры, представляющие собой группы элементов, характеризующихся некоторыми общими свойствами. Задача кластеризации относится к широкому классу задач обучения без учителя. Выделяют два типа алгоритмов кластерного анализа: статические алгоритмы с заранее заданным числом кластеров и динамические, в которых число кластеров рассчитывается автоматически.

Наиболее распространенным алгоритмом кластерного анализа, имеющимся в большинстве статистических пакетов, является алгоритм «*k*-средних». Этот метод заключается в построении *K* различных кластеров, заданных изначально и расположенных на возможно больших расстояниях друг от друга. На первом этапе центрами кластеров можно считать первые *k* наблюдений. Каждое последующее наблюдение относится к тому кластеру, расстояние до центра которого минимально, после чего центры кластеров пересчитываются. Процедура отнесения новых наблюдений к кластерам повторяется до тех пор, пока изменения положения их центров не становятся пренебрежимо малыми. Основным недостатком данного метода является его неустойчивость к «выбросам», т.е. центры кластеров сильно сдвигаются в случае зашумленных данных.

Примером динамического подхода к кластеризации может служить алгоритм ISODATA. В этом случае также задается начальное число кластеров и последовательно находятся их центры, но при этом предусмотрен механизм разбиения и объединения кластеров. Данный алгоритм использовался для выделения многолетнего, однолетнего и начальных видов льда по РСА-изображениям спутника ERS-1 (Kwok et al., 1992).

Определение возраста морских льдов по спутниковым РСА-изображениям может быть выполнено с использованием традиционных статистических классификаторов. В частности, для определения возраста льдов в прикромочной зоне по данным одноканальной РСА был предложен алгоритм на основе линейного дискриминантного анализа (Wackerman and Miller, 1996). В наших исследованиях разрабатывались методы, основанные на использовании байесовского классификатора и нейронных сетей, которые более подробно излагаются ниже.

3.2.3.1. Метод Байеса

Разработанный метод определения возраста льдов и частной сплоченности многолетнего льда в Арктическом бассейне основывается на байесовской классификации, обеспечивающей оптимальное решение с точки зрения минимума вероятности ошибки. При этом принимается решение в пользу того вида льда, для которого величина апостериорной вероятности $p(\omega_j/x_i)$ максимальна. Эта вероятность вычисляется по формуле (Дуда, Харт, 1976):

$$p(\omega_j/x_i) = p(x_i/\omega_j)p(\omega_j)/p(x_i).$$

Здесь

$$p(x_i) = \sum_{j=1}^N p(x_i/\omega_j)p(\omega_j),$$

где $p(\omega_j)$ – априорная вероятность, $p(x_i/\omega_j)$ – условная плотность распределения величины x_i в состоянии ω_j .

Для того чтобы применять правило Байеса, необходимо знать условные плотности распределения и априорные вероятности. В центральной части Арктики, где частная сплоченность многолетних льдов составляет около 90 %, были выбраны следующие значения априорной вероятности появления многолетнего (*my*), ровного (*fy*) и деформированного (*fd*) однолетнего льдов: $p(\omega_{my}) = 0,9$; $p(\omega_{fy}) = 0,05$, $p(\omega_{fd}) = 0,05$.

Условные плотности распределения значений УЭПР $p(x_i/\omega_j)$ определялись по характерным участкам рассматриваемых видов льдов, выделенных визуально на калиброванных РСА-изображениях, полученных со спутника Envisat.

Решение принимается в пользу:

my, если $p(\omega_{my}/x_i) > p(\omega_{fy}/x_i)$ и $p(\omega_{my}/x_i) > p(\omega_{fd}/x_i)$;

fy, если $p(\omega_{fy}/x_i) > p(\omega_{my}/x_i)$ и $p(\omega_{fy}/x_i) > p(\omega_{fd}/x_i)$;

fd, если $p(\omega_{fd}/x_i) > p(\omega_{my}/x_i)$ и $p(\omega_{fd}/x_i) > p(\omega_{fy}/x_i)$.

Вероятность ошибки при использовании правила Байеса рассчитывается по формуле

$$p(e) = \sum_{i=1}^N p(e, x_i) = \sum_{i=1}^N p(e/x_i) \cdot p(x_i),$$

где

$p(e/x_i) = 1 - p(\omega_{my}/x_i)$, если пиксель идентифицирован как многолетний лед;

$p(e/x_i) = 1 - p(\omega_{fy}/x_i)$, если пиксель идентифицирован как однолетний лед;

$p(e/x_i) = 1 - p(\omega_{fd}/x_i)$, если пиксель идентифицирован как деформированный лед.

3.2.3.2. Метод нейронных сетей

Одним из направлений совершенствования алгоритмов идентификации различных видов морских льдов по РСА-изображениям является моделирование некоторых процессов и механизмов обработки информации человеческим мозгом и их применение в компьютерных технологиях (Cornford et al., 2001; Heerman and Khazenie, 1992; Mejia et al., 1998). Используемые с этой целью нейронные сети (НС) не требуют определения информативности каждого из используемых источников данных, а также априорных знаний о характере распределения этих данных (Benediktsson et al., 1990).

В литературе представлен ряд примеров использования НС для дешифрирования изображений ледяного покрова. В работе Hara et al. (1995) описан алгоритм НС без обучения для идентификации однолетнего и многолетнего льдов, а также трещин и торосов по РСА-изображениям, полученным в *C*-, *L*- и *P*-диапазонах на различных поляризациях. При этом использовалась комбинация методов квантования обучающего вектора и итеративного максимума правдоподобия, описанных в статье Hara et al. (1994). Точность классификации составила 77,8, 75,3 и 63,6 % для *P*-, *L*- и *C*-диапазонов соответственно.

Метод НС использовался для сегментации и классификации льдов, а также идентификации их кромок по РСА-изображениям Балтийского моря (Karvonen, 2004). Разработанная методология непараметрической классификации льдов на РСА-изображениях, полученных с ИСЗ RADARSAT, основывается на использовании импульсно-связанной НС. При ее обучении предполагалось, что распределение УЭПР выбранных видов льда близко к гауссовскому. Поскольку эти распределения частично перекрываются, то принадлежность каждого пикселя к некоторому или всем классам льда оценивалась путем обнаружения пиков в распределении тонов изображения. Изображения ледяного покрова подаются на вход импульсно-связанной НС, которая определяет вид льда на основе анализа соседних пикселей. Использование данного подхода позволило успешно идентифицировать участки начального, ровного и деформированного однолетнего льдов и припая (Karvonen, 2004).

Эмпирические оценки показали преимущество НС по сравнению со стандартными параметрическими статистическими методами классификации (Benediktsson et al., 1990). В работе Bogdanov et al. (2005) выполнено сравнение методов классификации на основе использования НС и линейного дискриминантного анализа (ЛДА), представленного в работе Wackerman and Miller (1996). Для распознавания шести классов морских льдов по РСА-изображениям, полученным со спутников RADARSAT и ERS в районе Карского моря, использовалась многослойная НС с обратным распространением ошибок. Точность классификации с применением алгоритма НС составила 71 %, что несколько превышает точность классификации методом ЛДА (68 %). Совместное использование РСА-изображений RADARSAT и ERS и изображений видимого диапазона со спутника «Метеор» позволило увеличить точность до 91,2 и 90,1 % при использовании алгоритмов НС и ЛДА соответственно.

Искусственная НС представляет собой набор нейронов, сгруппированных во входном, одном или нескольких скрытых и выходном слоях. Нейроны в последующем слое соединены с нейронами предыдущего слоя. При прохождении сигнала через нейрон его значение умножается на некоторый вес. Сигналы, поступившие к нейрону, суммируются. Нейрон преобразует полученный суммарный сигнал в соответствии с некоторой передаточной функцией, или *функцией активации*. Если суммарный сигнал превышает некоторый порог, то нейрон возбуждается, формирует собственный сигнал и передает его дальше. Как правило, передаточные функции всех нейронов в НС фиксированы, а веса являются параметрами нейронной сети и могут изменяться. Таким образом, работа НС состоит в преобразовании входного вектора в выходной в соответствии с заданными весами.

Для определения видов морских льдов по РСА-изображениям необходимо создать НС определенной топологии и выбрать правила ее обучения. Многослойные НС, как правило, имеют два или три скрытых (обучаемых) слоя. Увеличение их числа ведет к потере скорости без приобретения нового качества, поэтому использование одного скрытого слоя может быть достаточным. Обучение НС заключается в определении значений ее весов, которые будут неизменными при дальнейшей обработке информации. Веса НС настраиваются в процессе обучения с использованием специально разработанных алгоритмов, наиболее известный из которых – метод обратного распространения ошибки.

При использовании метода обратного распространения ошибок на вход НС подаются тренировочные векторы x , а на выход – «эталонные» значения вектора d , соответствующие x . Реальный выход сети y , как правило, не совпадает с эталонным, и сигнал ошибки ($d - y$) используется для уточнения весов с целью постепенного уменьшения ошибки.

Основная идея способа обратного распространения состоит в получении оценки ошибки для нейронов скрытых слоев. Чем больше значение синаптической связи между нейроном скрытого слоя и выходным нейроном, тем сильнее ошибка первого влияет на ошибку второго. Таким образом, оценка ошибки элементов скрытых слоев определяется как взвешенная сумма ошибок последующих слоев. При обучении информация усваивается в направлении «от низших слоев к высшим», а оценки ошибок сети – в обратном направлении. Выходы нейронов последнего слоя представляют собой результат классификации. Наиболее сложным при тренировке НС является определение времени остановки обучения, поскольку не существует теоретического доказательства сходимости алгоритма обратного распространения и однозначного критерия для остановки процесса.

Вследствие естественной природной изменчивости морского льда крайне сложно получить обучающую выборку всех его состояний. Натренированная сеть должна обладать способностью к генерализации, т.е. восстановлению не только классов морского льда, заданных в обучающем массиве, но и *новых данных о морском льде, получаемых с РСА-изображений при других условиях*. Если сеть обучать излишне долго, то точная аппроксимация решающей функции приведет к адаптации весовых коэффициентов НС для классификации изображений морских льдов, находящихся в строго определенных условиях (при определенной температуре воздуха, толщине снежного покрова и т.д.). При изменении этих условий «перетренированная» сеть не будет способна классифицировать новые РСА-изображения. Такая сеть с высокой точностью обучается на примерах с шумами, но окажется неспособной обобщать примеры, т.е. будет действовать схожим образом на данных, не принадлежащих обучаемому множеству. Для преодоления такого противоречия используется процедура калибровки НС, чем достигается ее оптимизация (Хайкин, 2006).

Калибровка НС позволяет найти оптимальные значения ее весов на тестовом множестве, что означает способность сети к обобщению, т.е. получению хороших

результатов на новых данных. Это достигается использованием процедуры расчета среднеквадратической ошибки между реальными и предсказанными выходами. Само тестовое множество в процессе обучения не используется. В начале работы ошибки сети на обучающем и тестовом множествах будут одинаковыми. По мере того как сеть обучается, ошибки обоих множеств убывают. Обучение прекращается в тот момент, когда значения весов становятся оптимальными. Этот момент определяется из анализа поведения ошибки тестового массива во времени — она перестала убывать или, наоборот, стала возрастать. Таким образом, критерием обучения НС является минимизация среднеквадратичной ошибки, а критерием сходимости алгоритма обратного распространения — достаточно малые изменения среднеквадратической ошибки в течение цикла работы.

Если после обучения и контроля ошибка остается недопустимо большой, то целесообразно изменить топологию НС. Это осуществляется путем увеличения числа нейронов или использованием сети другого вида. Следует несколько раз обучить каждую сеть, чтобы не быть введенными в заблуждение локальными минимумами функции ошибки (Осовский, 2004).

После обучения НС позволяет аппроксимировать зависимость выходных сигналов от входных. Выходные сигналы интерпретируются как апостериорные вероятности принадлежности к искомому классу. Метод НС имеет следующие преимущества по сравнению со статистическими классификаторами (Осовский, 2004; Хайкин, 2006):

- 1) способность к самообучению, т.е. способность создавать обобщения;
- 2) способность решать задачи на основе неполной, искаженной или зашумленной и внутренне противоречивой входной информации, что актуально в случае классификации РСА-изображений, особенностью которых является наличие спекл-шума;
- 3) отсутствие необходимости получения априорной информации о статистическом распределении данных;
- 4) использование различных данных, полученных при помощи одного или нескольких инструментов (например, использование различных поляризаций РСА-изображения);
- 5) высокое быстроедействие обученных НС за счет распараллеливания процесса.

Выбор входных параметров классификатора — текстурные признаки

При классификации используются наборы признаков, которые являются простейшей отличительной характеристикой или свойством изображений различных объектов. Использование только значений УЭПР морского льда не позволяет однозначно решить задачу автоматического определения его возраста по РСА-изображениям. Лучшее разделение достигается в случае использования текстурных признаков изображения в дополнение к УЭПР (Nara et al., 1994; Bogdanov et al., 2005).

Текстура РСА-изображения описывается характеристиками статистической взаимосвязи значений яркости его соседних пикселей. Текстура может быть матовая, зернистая или дендритовая (Сонечкин, 1968). Характер текстуры, соответствующей разным видам льда, может быть весьма разнообразен в зависимости от особенностей формирования ледяного покрова, стадии его развития, состояния поверхности и других факторов. Например, многолетний лед в летний период характеризуется пятнистой структурой, формирование которой объясняется наличием большого числа снежинок на его поверхности. Другим примером текстуры является сеть ярких линейных участков изображения, формируемая грядами торосов на деформированном однолетнем льду. Таким образом, текстурой является совокупность элементов изображения, характеризующих целостность структурных единиц сцены. Структура, или «рисунок», в свою очередь, определяется различием объектов сцены (Минина, 1970).

Текстура изображения зависит от пространственного масштаба неоднородностей на поверхности морского льда и в его объеме, а также от разрешения радиолокатора.

Для ее численного описания применяются текстурные признаки, вычисляемые на анализируемом участке изображения по матрице совместной встречаемости (МСВ) уровней яркости, которая определяется как (Haralick et al., 1973):

$$S_{d,\alpha}(i, j) = \frac{P_{d,\alpha}(i, j)}{\sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^K P_{d,\alpha}(i, j)},$$

где $i, j = 0 \dots K-1$ (K – число уровней яркости; i и j – уровни «серого»), $P_{d,\alpha}$ – количество пар пикселей.

Матрица совместной встречаемости $S_{d,\alpha}$ строится для различных направлений $\alpha = (0, 45, 90, 135^\circ)$ и расстояний между соседними пикселями $d = 1 \dots K-1$.

При использовании полного диапазона возможных уровней яркости (0–255 в случае 8-битного изображения) и небольшом размере окна вычислений почти все ячейки построенной матрицы будут нулевыми. По этой причине для построения МСВ весь диапазон значений яркости изображения разбивается на K уровней квантования. Для каждого направления и расстояния создается собственная матрица, в каждую ячейку (i, j) которой записывается вероятность того, что разделенные расстоянием d пиксели имеют яркости i и j . Таким образом, МСВ – квадратная матрица с размерностью, равной числу уровней яркости K .

Согласно работе (Clausi and Jernigam, 1998), при вычислении параметров текстур достаточно использовать число уровней квантования яркости в диапазоне от 16 до 32, а по данным работ Hara et al. (1994), Bogdanov et al. (2005) и Soh, Tsatsoulis (1999) оптимальным числом уровней является 16. Инвариантность распознавания ледяных полей к повороту, достигается усреднением значений МСВ по четырем направлениям, что также повышает точность классификации (Clausi, 2002).

По МСВ вычисляется ряд текстурных признаков изображений (Haralick et al., 1973; Прэтт, 1982; Baraldi and Parmiggiani, 1995), и в частности следующие:

$$\begin{aligned} & \text{– среднее значение яркости } \mu = \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^K i S_{d,\alpha}(i, j), \\ & \text{– дисперсия } \sigma^2 = \sum_{i=1}^K (i - \mu)^2 \sum_{j=1}^K S_{d,\alpha}(i, j), \\ & \text{– корреляция } \rho_1 = \frac{\sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^K (i - \mu_x)(j - \mu_y) S_{d,\alpha}(i, j)}{\sigma_x \sigma_y}, \end{aligned}$$

где средние значения строк равны $\mu_x = \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^K i S_{d,\alpha}$, а столбцов – $\mu_y = \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^K j S_{d,\alpha}$. Дисперсия значений яркости по строкам составляет $\sigma_x^2 = \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^K (i - \mu_x)^2 S_{d,\alpha}(i, j)$, а по столбцам – $\sigma_y^2 = \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^K (j - \mu_y)^2 S_{d,\alpha}(i, j)$.

Поскольку корреляция является мерой линейных связей уровней яркости пар пикселей изображения, то большее ее значение, близкое к 1, означает линейную зависимость между ними.

Энергия, определяемая по формуле

$$\rho_2 = \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^K [S_{d,\alpha}(i, j)]^2,$$

является угловым моментом второго порядка (Baraldi and Parmiggiani, 1995) и выражает единообразие или гладкость текстуры изображения, т.е. описывает повторяемость пар пикселей, которые входят в один и тот же диапазон квантования. Чем больше пикселей

изображения в окне вычислений имеют схожие значения яркости, тем больше энергия; энергия минимальна, когда все элементы МСВ равны.

Энтропия, определяемая по формуле

$$\rho_3 = \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^K S_{d,\alpha}(i, j) \lg S_{d,\alpha}(i, j),$$

возрастает с увеличением числа уровней квантования яркости даже при ее малой изменчивости. В процессе вычислений множество элементов МСВ будут иметь значения, близкие к нулю, и, таким образом, энтропия как мера хаотичности или неоднородности текстуры имеет максимальные значения, когда все элементы матрицы равны (Baraldi and Parmiggiani, 1995; Shokr, 1991; Haralick et al., 1973).

Инерция (или контраст), определяемая по формуле

$$\rho_4 = \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^K |i - j|^2 [S_{d,\alpha}(i, j)],$$

характеризует число пар пикселей, имеющих разные значения яркости. Другими словами, чем более неоднородна текстура изображения, т. е. чем большее число пар пикселей различаются по яркости, тем большее значение имеет указанный признак (Baraldi and Parmiggiani, 1995; Haralick et al., 1973). При незначительном изменении яркости пар пикселей, когда большие элементы МСВ расположены вблизи главной диагонали, значения инерции минимальны.

Неоднородность (несходство) определяется по формуле

$$\rho_5 = \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^K |i - j| [S_{d,\alpha}(i, j)],$$

а однородность — по формуле

$$\rho_6 = \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^K \frac{[S_{d,\alpha}(i, j)]}{1 + |i - j|^2}.$$

Однородность, или обратный момент разности, определяет равномерность распределения яркости и принимает наименьшее значение при наиболее незначительном изменении уровня яркости пар пикселей (большие элементы МСВ далеки от главной диагонали), т. е. при наименьшем контрасте (Baraldi and Parmiggiani, 1995; Haralick et al., 1973).

Другими текстурными характеристиками являются выпуклость кластера

$$\rho_7 = \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^K (i + j - \mu_x - \mu_y)^4 S_{d,\alpha}$$

и тень кластера

$$\rho_8 = \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^K (i + j - \mu_x - \mu_y)^3 S_{d,\alpha}.$$

По значениям МСВ вычисляется третий центральный статистический момент яркости:

$$\rho_9 = \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^K \frac{(S_{d,\alpha} - \mu)^3}{\sigma^3}.$$

Этот момент является мерой асимметричности распределения и носит название коэффициента асимметрии. Четвертый центральный статистический момент яркости, вычисляемый по формуле

$$\rho_{10} = \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^K \frac{(S_{d,\alpha} - \mu)^4}{\sigma^4},$$

носит название коэффициента эксцесса и характеризует «пикообразность» распределения. Если эксцесс отличен от нуля, то функция плотности имеет либо более закругленный, либо более острый пик, чем пик плотности нормального распределения.

Таким образом, одни текстурные характеристики используются для описания регулярной структуры в некоторой области изображения и характеризуют гладкость текстуры (инерция, однородность, неоднородность), в то время как другие характеристики, такие как энтропия или энергия, зависят от общего распределения яркости и характеризуют единообразие элементов МСВ.

Применение текстурных признаков и статистических моментов яркости второго и более высоких порядков позволило увеличить вероятность правильного распознавания морских льдов на РСА-изображениях, полученных со спутников ERS и RADARSAT. По мнению ряда исследователей, текстурные признаки и статистики высокого порядка вносят более весомый вклад в разделение льдов, чем УЭПР (Soh and Tsatsoulis, 1999; Wackerman and Miller, 1996; Nystuen and Garcia, 1992; Holmes et al., 1984; Collins et al., 1997; Barber et al., 1993).

В некоторых работах на основе МСВ определяется так называемая максимальная вероятность. По данным исследований большинства авторов она не привносит новую информацию в процесс классификации. Такой же вывод сделан авторами настоящей работы при изучении корреляции различных текстурных характеристик (табл. 3.2.2). Приведенные данные показывают, что максимальная вероятность дублирует практически весь набор параметров (коэффициент корреляции больше 0,7). По результатам работ Soh and Tsatsoulis (1999) и Clausi (2002), параметр «неоднородность» практически повторяет инерцию и не имеет статистически значимой разницы, что также согласуется с результатами таблицы. Согласно полученным результатам, тень кластера сильно коррелирует с выпуклостью кластера.

Таблица 3.2.2

Коэффициенты корреляции для некоторых текстурных характеристик

Текстурные характеристики	Энергия	Корреляция	Инерция	Выпуклость кластера	Однородность	Энтропия	3-й момент	4-й момент	Тень кластера	Неоднородность
Тень кластера	−0,30	0,99	0,18	−0,999	−0,16	−0,31	−0,26	−0,23	1	
Неоднородность	−0,88	0,16	0,99	−0,15	−0,99	−0,90	−0,84	−0,79	0,17	1
Максимальная вероятность	0,91	−0,31	−0,73	0,28	0,81	0,85	0,92	0,91	−0,30	−0,78

Набор наиболее информативных признаков изменяется от исследования к исследованию и зависит от таких факторов, как географический район, окружающие условия, тип спутниковой информации и т.д. Предварительный анализ показал, что наиболее информативными признаками являются: корреляция, инерция, выпуклость кластера, энергия, однородность и энтропия, а также центральные статистические моменты яркости изображения третьего и четвертого порядков. Для повышения эффективности выделения морских льдов на РСА-изображениях при вычислении текстурных характеристик морских льдов по МСВ необходимо определить оптимальные параметры расчета: размер окна вычислений и межпиксельное расстояние.

При определении выделяемых классов льда происходит «смешение» форм и видов льда и степени деформации, т.е. класс «деформированного однолетнего льда» включает некоторые формы однолетнего морского льда: мелкобитый и крупнобитый, а класс «спокойная вода/нилас» объединяет начальные виды льда, которым соответствует низкое значение УЭПР (ледяное сало), нилас и спокойную водную поверхность при низкой приводной скорости ветра (< 3 м/с).

Для определения оптимального размера окна вычислений был рассчитан набор вышеперечисленных текстурных характеристик для РСА-изображений основных видов морского льда в Арктическом бассейне (однолетнего, однолетнего деформированного и многолетнего), а также для класса «спокойная вода/нилас» (вода/нилас). Текстуальные характеристики вычислены для выборок, составленных по нескольким РСА-изображениям после их визуального анализа ледовыми экспертами. Скользящее окно перемещалось в границах областей каждого вида льда, визуально определенных ледовыми экспертами на РСА-изображениях. Для каждого вида льда получены средние значения текстурных признаков и УЭПР при размерах окна 16, 32, 64 и 128 пикселей (рис. 3.2.9).

Полученные данные позволяют определить вид морского льда, который может быть выделен в процессе классификации при использовании каждой текстурной характеристики в отдельности. По распределению средних значений текстурных характеристик для разных видов льдов оптимальный размер окна вычислений выбран равным 32×32 , так как при этом наблюдаются значительные различия корреляции, инерции и центральных статистических моментов для разных видов льдов (см.рис. 3.2.9).

Изменение расстояния d между соседними пикселями также играет определяющую роль при расчетах (Soh and Tsatsoulis, 1999; Shokr, 1991). Был рассчитан набор текстурных

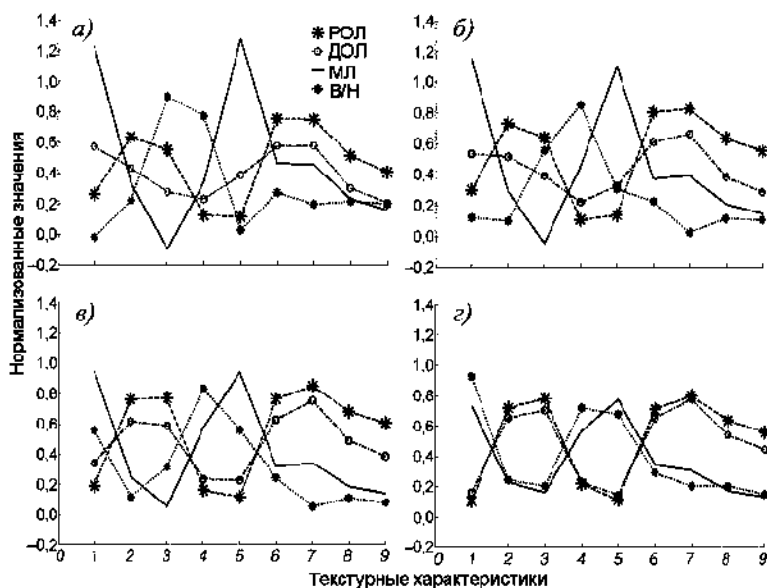


Рис. 3.2.9 Нормализованные средние значения текстурных характеристик, рассчитанных для трех видов льда и класса «спокойная вода/нилас» с разным размером окна вычислений.

а) 16×16 пикселей, б) 32×32 пикселя, в) 64×64 пикселя, г) 128×128 пикселей.

1 – среднее значение УЭПР, 2 – энергия, 3 – корреляция, 4 – инерция или контраст, 5 – выпуклость кластера, 6 – однородность, 7 – энтропия, 8 – 3-й центральный статистический момент яркости, 9 – 4-й центральный статистический момент яркости.

РОЛ – однолетний ровный лед, ДОЛ – однолетний деформированный лед (торосистость 3 балла и более), МЛ – многолетний лед, В/Н – спокойная вода или нилас.

характеристик и центральных статистических моментов яркости для четырех классов льдов с разными межпиксельными расстояниями (2, 4, 8 и 16) в «скользящем окне» размером 32×32 . Значительное улучшение в разделении исследуемых классов морского льда достигается при значении межпиксельного расстояния $d = 4$.

Сравнение значений текстурных характеристик для трех видов льда и класса «спокойная вода/нилас», определенных в процессе визуального анализа разных РСА-изображений, осуществлялось по скаттерограммам (рис. 3.2.10, см. цвет. вклейку).

Из рис. 3.2.10 *а* и 3.2.10 *в* отчетливо видно, насколько отличны друг от друга все виды льда по приведенным текстурным признакам. Например, спокойная вода/нилас и однолетний ровный лед хорошо разделяются на скаттерограмме «выпуклость кластера/энергия» (см. рис. 3.2.10 *б*). Остальные характеристики не вносят дополнительной информации, позволяющей улучшить разделение льдов при использовании данных признаков по отдельности (см. рис. 3.2.10 *г*).

Разделение всех видов льдов может быть улучшено путем использования дополнительных признаков — корреляции и выпуклости кластера (3 и 5 соответственно на рис. 3.2.9 *б*). Эти две текстурные характеристики привносят дополнительную полезную информацию и позволяют уверенно выделить многолетний, однолетний ровный и однолетний деформированный льды. В выделение класса «спокойная вода/нилас» значительный вклад вносят энергия, инерция и отчасти энтропия (2, 4 и 7 соответственно). Энергия, однородность, энтропия, 3-й и 4-й статистические моменты яркости (2, 6, 7 и 8 соответственно) вносят значительный вклад в разделение однолетнего и многолетнего льдов.

Целесообразность использования текстурных характеристик подтверждена результатами корреляционного анализа. Для оценки взаимосвязи текстурных характеристик для каждого исследуемого вида морского льда вычислялись коэффициенты корреляции всех текстурных характеристик. По наиболее значимому коэффициенту корреляции текстурные характеристики можно условно разделить на две группы: 1) энергия, инерция, однородность, энтропия, 3-й и 4-й статистические моменты; 2) корреляция и выпуклость кластера.

Текстурные характеристики внутри группы имеют высокие коэффициенты корреляции, тогда как между группами — низкие. Низкое значение коэффициента корреляции означает, что данные текстурные характеристики являются наиболее информативными независимо друг от друга, и их совместное использование может значительно улучшить разделение льдов. Согласно исследованиям Shokr (1991), Baraldi and Parmiggiani (1995), энергия, инерция и однородность характеризуют повторяемость и пространственное распределение соседних пикселей, поэтому инерция и однородность имеют большие коэффициенты корреляции, но с обратным знаком.

По данным корреляционного анализа, наибольший вклад в разделение многолетнего льда и класса «спокойная вода/нилас» вносят комбинации определенных ранее групп, а именно сочетание энергии, инерции, однородности, энтропии и центральных статистических моментов с корреляцией и выпуклостью кластера, а также средним значением УЭПР. Для однолетнего деформированного льда получилось аналогичное сочетание текстурных характеристик, но с обратным знаком коэффициентов корреляции. На выделение однолетнего ровного льда наибольшее влияние оказывают следующие характеристики: корреляция, выпуклость кластера и УЭПР в комбинации с 3-м и 4-м статистическими моментами яркости, а также корреляция, энергия, инерция в комбинации с 4-м статистическим моментом яркости.

Визуальный анализ представленных на рис. 3.2.10 (см. цвет. вклейку) примеров различных текстурных характеристик и статистических моментов яркости является наглядным способом показать, как различные льды разделяются между собой и каким образом совместное использование двух и более текстурных характеристик может значительно улучшить результаты классификации. Перекрывание облаков точек данных различных классов для двух текстурных характеристик на скаттерплотах демонстрирует

невозможность разделения льдов при совместном использовании конкретных характеристик. В то же время, разделение становится возможным при комбинировании этих текстурных характеристик с другими. Статистический анализ полученных текстурных характеристик и центральных статистических моментов показал, что для уверенного разделения четырех классов ледяного покрова необходимо использовать весь набор описанных выше характеристик. Полученные данные вместе со значениями УЭПР были использованы в качестве входных данных для создания, обучения и определения параметров нейронной сети при классификации морского льда Арктического бассейна.

Методика классификации с помощью нейронных сетей

Для реализации метода НС используется программный пакет SNNS (Stuttgart Neural Network Simulator), разработанный в Университете Штуттгарта. Алгоритм настройки НС состоит из следующих этапов: 1) экспертного анализа изображений и выделения различных видов морских льдов; 2) предварительной обработки изображений и расчета текстурных характеристик с ранее определенными параметрами (размер скользящего окна и межпиксельное расстояние); 3) создания НС – выбора топологии и обучения.

Выбор топологии сети осуществляют исходя из условий поставленной задачи и качества как исходных, так и анализируемых впоследствии данных. В нашем случае выбор архитектуры сети, ее обучение и выбор входных признаков производились применительно к решению задачи идентификации видов морских льдов в Центральной Арктике по РСА-изображениям.

При тренировке по РСА-изображениям были отобраны обучающие примеры и осуществлено преобразование соответствующей информации к виду, используемому на входе НС. На первом этапе формируется база данных текстурных характеристик изображений эталонных участков однолетнего ровного, однолетнего деформированного и многолетнего льдов. Ледовые эксперты по тестовым изображениям выбирали характерные участки этих видов льдов, для каждого из которых рассчитывались набор текстурных характеристик и средние значения УЭПР. Таким образом, для каждого эталона формируется допустимый диапазон значений признаков.

Оптимальная конфигурация НС для классификации скорректированного изображения морского льда, полученного с Envisat/ASAR, состоит из девяти нейронов во входном слое, число которых соответствует числу используемых признаков, одного скрытого слоя с шестью нейронами и трех нейронов в выходном слое, соответствующих классам многолетнего, однолетнего ровного и однолетнего деформированного льдов (рис. 3.2.11, см. цвет. вклейку). Еще одна НС была натренирована для выделения РОЛ, ДОЛ, МЛ и класса «вода/нилас». Ее оптимальная конфигурация состоит из девяти, пятнадцати и четырех нейронов во входном, одном скрытом и выходном слоях соответственно.

Обученная НС используется для непосредственной классификации изображений. На ее вход подается набор признаков, определенных для тренировочного и тестового массивов. Технология применения текстурных характеристик при классификации с обучением заключается в том, что сначала рассчитываются текстурные признаки для выбранных областей, после чего НС обучается распознаванию схожих образов на вновь поступающих изображениях. Классификация осуществлялась для однолетнего ровного, однолетнего деформированного и многолетнего льдов, а в случае второй НС – еще и для класса «вода/нилас». Таким образом, алгоритм классификации методом НС заключается в следующем: 1) предварительная обработка: угловая коррекция РСА-изображений и расчет текстурных характеристик с определенными параметрами всего изображения; 2) обработка РСА-изображения с применением натренированной НС.

Для оценки достоверности результатов работы сети на основе их визуальной интерпретации был классифицирован ряд РСА-изображений, после чего полученные данные сравнивались с результатами визуального дешифрирования экспертами. Соглас-

но полученным оценкам, ошибка классификации изображений методом НС составила 15 % для однолетнего ровного льда, 20 % для многолетнего и 17 % для однолетнего деформированного.

3.2.4. АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ АВТОМАТИЗИРОВАННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВИДОВ МОРСКИХ ЛЬДОВ ПО РСА-ИЗОБРАЖЕНИЯМ

Верификация методики НС

Верификация методики применения НС для распознавания видов морских льдов в Центральной Арктике осуществлялась по РСА-изображениям, полученным со спутника Envisat в районе дрейфа станции «Северный полюс-35» (СП-35), где выполнялись наземные наблюдения. Станция была открыта 21 сентября 2007 г. вблизи северной оконечности архипелага Северная Земля. В период январь—март дрейф станции происходил в западном направлении приблизительно вдоль 85° с.ш. Ледяное поле, на котором размещалась станция, представляет собой конгломерат смерзшихся обломков полей старого льда различных размеров, толщины и конфигурации, разделенных полосами однолетнего льда с включениями битого старого льда.

Для оценки эффективности алгоритма классификации методом НС было обработано 20 РСА-изображений, полученных в период с ноября 2006 г. по апрель 2009 г. в центральных районах Северного Ледовитого океана. На рис. 3.2.12 (см.цвет. вклейку) приведен пример всех стадий обработки РСА-изображения от 4 февраля 2008 г.

В результате сравнения результатов классификации с данными экспертного анализа изображений и ледовыми наблюдениями с борта самолета, а также с ледовой картой Карского моря за период 4—6 февраля 2008 г. было установлено, что поля старого льда и зоны однолетнего ровного льда в большинстве случаев классифицировались правильно. Некоторые проблемы возникали при оценке достоверности идентификации зон однолетнего деформированного льда. Экспертная оценка показала, что результаты классификации адекватно отражают картину распределения ровного однолетнего льда.

Области однолетнего ровного льда (*A*) были визуальным образом выделены экспертами, главным образом, в верхней и нижней частях РСА-изображения (см. рис. 3.2.12 *б*). Результаты классификации подтверждаются и сравнением с ледовой картой ААНИИ (см. рис. 3.2.12 *з*), на которой зоны однолетнего льда распределяются таким же образом. Выделение зоны многолетних льдов в центральной части изображения также соответствует оценкам ледовых экспертов (см. рис. 3.2.12 *б*, зона *C*). В некоторых случаях были неправильно классифицированы области многолетнего льда и однолетнего деформированного, (см. нижнюю часть рис. 3.2.12 *б*, *C* и *B* соответственно). Однако, по мнению экспертов, в верхней части РСА-изображения (см. рис. 3.2.12 *б*) присутствуют двухлетние льды или более мелкие формы многолетнего льда (*D*), которые не были введены отдельным классом при обучении НС.

По данным визуальной оценки в нижней части изображения (см. рис. 3.2.12 *б*) была выделена зона *B*, представляющая собой сморозь ровного и деформированного (торосистость более 3 баллов) однолетнего льда, частная сплоченность которых составила 10 и 40 % соответственно. Поскольку при тренировке НС однолетние льды с торосистостью примерно до 2 баллов были отнесены к классу «ровный однолетний лед», то при прогнозе НС отнесла 80 % льдов в зоне *B* к ровному однолетнему льду. Та же картина наблюдается в верхней части РСА-изображения (см. рис. 3.2.12 *б*, зона *A*).

Была выполнена также оценка возможности использования нескольких нейронных сетей для автоматического выделения на РСА-изображениях таких сложно различаемых классов, как «спокойная вода/нилас» и «ровный однолетний лед». Для выявления способности НС к разделению классов «спокойная вода/нилас» и «ровный однолетний лед» была натренирована новая сеть. Результаты ее применения для классификации РСА-изображения от 18 января 2008 г. представлены на рис. 3.2.13 (см.цвет. вклейку).

Сравнение результатов классификации путем последовательного применения НС показало следующее:

- 1) улучшилось выделение многолетних льдов при представлении части снимка в виде однородной зоны;
- 2) однолетние ровные льды выделяются с достаточно высоким уровнем точности;
- 3) в массиве многолетнего льда идентифицируются разрывы, при этом к классу «спокойная вода/нилас» также относятся некоторые участки с включениями ровного однолетнего льда.

Последовательное применение нескольких нейронных сетей дало возможность разделить обычно сложно различаемые классы: «ровный однолетний лед» и «спокойная вода/нилас».

Классификация методом Байеса

На основе предложенного алгоритма были обработаны РСА-изображения, полученные со спутника Envisat в Центральной Арктике. Пример сравнения результатов классификации с помощью НС и методом Байеса показан на рис. 3.2.14 (см. цвет. вклейку).

Из рис. 3.2.14 *в* видно, что участки многолетнего льда и разрывы выделяются достаточно точно. Некоторые пиксели многолетнего льда идентифицировались как однолетний или деформированный лед, что обусловлено перекрытием их значений УЭПР. Результаты этой классификации достаточно зашумлены, тогда как результат применения НС показывает более однородные зоны (см. рис. 3.2.14 *б*).

Метод Байеса основан на попиксельной классификации, поэтому вполне ожидаемо, что уменьшение спекл-шума приведет к улучшению результатов классификации. Наиболее простой способ уменьшения спекл-шума – это осреднение значений УЭПР в некоторой области или скользящем окне с последующим сдвигом на некоторое расстояние, меньшее, чем размер самого окна, в результате чего происходит заметное сглаживание. В данном случае параметры – размер окна и шаг сдвига – были взяты равными значениям, использованным при расчете текстурных характеристик для классификации методом НС (размер окна 32×32 пикселя, шаг сдвига окна 4 пикселя). После этого для классификации был применен метод Байеса (см. рис. 3.2.14 *г*).

Для того чтобы оценить точность классификации, часто используется матрица ошибок. В данном случае матрица ошибок используется для сравнения двух методов классификации одного и того же РСА-изображения. Она показывает, как соотносятся результаты идентификации выбранных классов льда на РСА-изображении методами НС и Байеса. В нашем случае, когда проверочные данные несовершенны, следует говорить о разнице между двумя результатами классификации, а не об ошибке. Таким образом, мы определяем отношение числа пикселей, которые были отнесены к одному и тому же классу байесовским методом, к числу пикселей, полученных в результате классификации методом НС (табл. 3.2.3). По строкам матрицы записываются названия классов льдов проверяемого набора данных, а по столбцам – проверочного набора. В каждую ячейку этой матрицы записывается доля (%) совпадений для каждого из возможных сочетаний. В нашем случае классами являются виды морского льда – РОЛ, ДОЛ и МЛ. Главная диагональ матрицы показывает долю (%) совпадения результатов классификации методами Байеса и НС.

Таблица 3.2.3

Матрица ошибок для сравнения двух подходов классификации РСА-изображения при размере окна осреднения 32×32 с шагом смещения окна на 4 пикселя (см. рис. 3.2.14 *г*)

	РОЛ	ДОЛ	МЛ
РОЛ	99	0,8	0,2
ДОЛ	48	49	3
МЛ	0	24	76

Таким образом, пиксели, отнесенные методом Байеса к классу ровного одно-летнего и многолетнего льдов, совпали с результатом классификации методом НС на 99 и 76 % соответственно.

3.3. СПЛОЧЕННОСТЬ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Сплоченность — это важная характеристика морского льда, представляющая собой отношение общей площади морской поверхности, покрытой льдом, ко всей рассматриваемой площади. Отношение выражают в десятых долях (баллах сплоченности). Выделяют суммарную сплоченность, которая включает все наблюдаемые стадии развития льда, и частную сплоченность, определяемую только для одной определенной формы льда (см. приложение). Суммарная сплоченность равна сумме частных сплоченностей.

Знание сплоченности морских льдов в районе плавания позволяет судоводителям выбирать оптимальные маршруты судов, что особенно актуально для летнего периода, когда именно сплоченность льдов является определяющим фактором для навигации. Маршрут движения судна прокладывается по участкам с наименьшими значениями сплоченности. В зимний период наиболее важным навигационным параметром морских льдов является их возраст.

Для оценки сплоченности могут быть использованы данные дистанционных наблюдений всех используемых в настоящее время диапазонов спектра — и видимые, и ИК, и СВЧ. Для каждого диапазона, однако, необходимы свои, специфические приемы обработки. Остановимся подробнее на особенностях применения РСА и СВЧ-радиометров для определения сплоченности морских льдов.

3.3.1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СПЛОЧЕННОСТИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ РАДИОЛОКАТОРОВ

Наиболее важным этапом определения сплоченности льда с помощью радиолокаторов является распознавание взволнованной ветром поверхности воды и различных видов льда.

Для РСА ERS-1/2, работающего в *C*-диапазоне на *IV*-поляризации при углах зондирования 20–26°, обратное рассеяние открытой воды при слабом ветре значительно ниже, чем у льда. Спокойную водную поверхность в большинстве случаев можно уверенно отличить от многолетнего и однолетнего льдов. Однако в конце лета их разделение может быть затруднено, и даже в период начала ледообразования и зимой вновь образующиеся начальные виды льда и нилас могут иметь схожее со спокойной водой обратное рассеяние. Поэтому по данным РСА в период ледообразования сплоченность может быть оценена только для более толстых льдов.

Обратное рассеяние открытой водной поверхности возрастает с увеличением скорости ветра и при скорости ветра более 2 м/с достигает характерных для морского льда значений. При увеличении скорости ветра до 5 м/с обратное рассеяние водной поверхности становится выше, чем у большинства видов льда, поэтому на изображениях РСА открытая вода может быть выделена как при слабом, так и при сильном ветре. Летом морской лед имеет низкое обратное рассеяние (менее чем –12 дБ), и при скорости ветра больше 5 м/с различие в обратном рассеянии между морским льдом и открытой водой превышает 4 дБ (Soh et al., 1998). Среди полей дрейфующего льда обратное рассеяние взволнованной водной поверхности ниже, чем в океане, из-за сглаживания волн и затенения ветра ледяными полями. В связи с этим при скорости ветра в диапазоне 3–10 м/с, надежное различие водной поверхности и льда по одноканальным радиолокационным данным невозможно (Steffen, Heinrichs, 1994).

Ряд алгоритмов определения сплоченности льда по изображениям со спутников RADARSAT и ERS основаны на использовании методов среднего отношения, локально-

го определения порога и вейвлет-анализа (Crane, Anderson, 1994; Markus, Dokken, 2002). В методе среднего отношения сплоченность льда для большой области определяется на основе соотношения среднего обратного рассеяния с его типичными значениями для открытой воды и морских льдов. В методе локальной динамической пороговой классификации она определяется путем адаптации пороговых значений между льдом и открытой водой на основе локального распределения интенсивности. Использование вейвлет-анализа позволяет выделить и связать контуры ледяных полей (Dokken, 2000).

Геофизический процессор RADARSAT определяет площадь открытой воды летом в пределах каждой ячейки, используя зависимость ее характеристик от ветра (Kwok, 1998). В каждой точке рассчитывают ожидаемое значение σ^0 открытой воды, используя скорость и направление приводного ветра относительно направления зондирования радиолокатора. При этом используются два порога обратного рассеяния, и пиксел относится к категории открытой воды, когда его σ^0 значительно больше максимального ($\sigma_{\max}^0$) или меньше минимального ($\sigma_{\min}^0$) значения для морского льда. Если значения σ^0 открытой воды и льда перекрываются, пиксель не классифицируется.

В алгоритме определения сплоченности морских льдов по PCA-изображениям ERS, описанном в работе Johannessen et al. (1997), также используются два пороговых значения для разделения открытой воды и толстого льда. В случае сильного ветра используется $\sigma_{\max}^0$, и превышающие его значения яркости пикселей изображения, представляющие в основном взволнованную морскую поверхность, помечаются как свободные от льда. При слабом ветре значения пикселей, меньшие, чем $\sigma_{\min}^0$, помечаются как свободные от льда и соответствующие ледяному салу и спокойной водной поверхности. Пиксели с яркостью от $\sigma_{\min}^0$ до $\sigma_{\max}^0$ соответствуют морским льдам и помечаются как имеющие сплоченность льда 100 %.

В норвежском Центре по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Ф.Нансена (NERSC) разработан алгоритм определения сплоченности морских льдов по PCA-изображениям с ERS (Sandven et al., 1991), кратко описанный в монографии Йоханнесена и др. (2007).

В алгоритме NERSC вычисление сплоченности льда по PCA-изображениям с ERS основано на пороговой классификации. Для уменьшения спекл-шума изображение осредняется. Каждый осредненный пиксель помечается как лед или открытая вода, а затем сплоченность льда вычисляется в процентах в окне размером $M \times N$ пикселей.

Алгоритм предполагает следующие основные этапы:

- 1) вычисление гистограммы изображения и определение значений $\sigma_{\min}^0$ и $\sigma_{\max}^0$;
- 2) классификация каждого пикселя, имеющего значение $p_{i,j}$, как «лед», если $\sigma_{\min}^0 \leq p_{i,j} \leq \sigma_{\max}^0$, и как «открытая вода», если $p_{i,j} < \sigma_{\min}^0$ или $p_{i,j} > \sigma_{\max}^0$;
- 3) вычисление сплоченности морских льдов в пределах прямоугольных участков классифицированного изображения размером $M \times N$ пикселей путем усреднения.

Оценки сплоченности морских льдов зависят от выбора значений $\sigma_{\min}^0$ или $\sigma_{\max}^0$, которые могут варьировать в зависимости от ветра, сезона и географического района. В пределах PCA-изображения с ERS размером 100×100 км скорость ветра не может изменяться значительно, и соответственно гистограмма имеет один пик. При слабом ветре этот пик определяется как $\sigma_{\min}^0$, а $\sigma_{\max}^0$ принимается равным 255, что соответствует отсутствию высоких значений обратного рассеяния водной поверхности. При сильном ветре порог гистограммы определяется как $\sigma_{\max}^0$, а $\sigma_{\min}^0$ равно нулю (Йоханнесен и др., 2007).

Алгоритм NERSC может быть применен также для оценки общей сплоченности льдов по изображениям RADARSAT ScanSAR. В 1997 г. для района моря Лаптевых было проведено исследование возможностей использования данных RADARSAT для оценки сплоченности льдов (Йоханнесен и др., 2007). Для уменьшения спекл-шума изображе-

ние ScanSAR было усреднено до размера пикселя 500 м. Дополнительно использовались: 1) оценки сплоченности льдов, полученные по данным SSM/I за тот же день; 2) данные подспутниковых наблюдений за морскими льдами; 3) метеорологические данные.

Была выполнена коррекция зависимости обратного рассеяния от дальности, что позволило использовать одно и то же значение порога для разделения воды и льда по всему изображению. Для всех проанализированных изображений пиксели воды, находящейся в массиве льда, имели более низкие значения обратного рассеяния, чем пиксели льда, и для их разделения использовалось значение σ_{min}^0 . Предположение, что σ_{min}^0 и σ_{max}^0 могут отделить воду от льда вблизи кромки, не подтвердилось. Такие участки были выделены на изображении и замаркированы. Для маркирования участков водной поверхности использовались оценки сплоченности льдов, полученные при помощи алгоритма NORSEX по данным SSM/I (Svendsen et al., 1983). При выполнении этой операции использовался порог в 20 %.

При анализе гистограммы остальных пикселей PCA-изображения, были получены два пика, которые, как предполагалось, соответствуют участкам льда и воды между полями льда. Локальный минимум между двумя пиками был выбран в качестве порога для их разделения: все пиксели со значениями обратного рассеяния ниже порогового классифицировались как лед, а остальные — как вода. Сплоченность льда оценивалась путем усреднения в пределах единичного участка размером $n \times n$ пикселей. Использовался единичный участок размером 6,5×6,5 км (13×13 пикселей). Результаты анализа PCA-изображения за 7 сентября 1997 г. представлены на рис.3.3.1 *а* (см. цвет. вклейку), а сплоченность, определенная по данным SSM/I для того же дня, представлена для сравнения на рис. 3.3.1 *б*.

Это исследование показало, что по данным PCA может быть получена карта сплоченности льдов с детализацией до 6 км. Для сравнения, по данным SSM/I не видны детали размером менее 10–20 км. Из этих двух наборов данных были выбраны одни и те же профили длиной 328 пикселей и был выполнен их линейный регрессионный анализ. Он показал, что их корреляция составляет 0,76 и СКО — 12,4. В целом, два набора данных достаточно хорошо соответствуют друг другу, однако для данных с RADARSAT была характерна тенденция завышения сплоченности льда по сравнению с данными SSM/I.

Точность определения сплоченности морских льдов по изображениям PCA оценивалась и в ряде других исследований. Оценки, полученные в 1996 г. во время рейса ледокола «Oden» в Северном Ледовитом океане, соответствовали данным подспутниковых наблюдений с точностью в пределах +3 % (Dokken, 2000). По данным работы Steffen, Heinrichs (1994), оценки сплоченности льдов в зимний период, полученные по данным Landsat-TM и PCA спутника ERS, различались на 5–8 % при высоких значениях сплоченности из-за ошибочной классификации свободных от льда участков и ровного однолетнего льда. Эти различия возрастают при уменьшении сплоченности льда. При анализе изображений RADARSAT с использованием системы ARKTOS было получено завышение на 5–10 % при средней абсолютной ошибке 8,4 % (Soh et al., 2004). Тем не менее эти различия могут в большей степени отражать неопределенность значений сплоченности льда, представленных на картах, а не истинную ошибку ARKTOS. Некоторые авторы отмечают, что низкая контрастность изображения и инверсия обратного рассеяния (когда пиксели льда являются более темными на изображении взволнованной водной поверхности), являются основной причиной ошибочной классификации в летний период.

Важной задачей является автоматическое выделение зон, в которых вычисляется сплоченность льда. Обычно при составлении ледовых карт в интерактивном режиме выделяются участки изображения, на которых морские льды распределены примерно равномерно, и значения сплоченности льда в пределах этих участков вычисляются или оцениваются визуально.

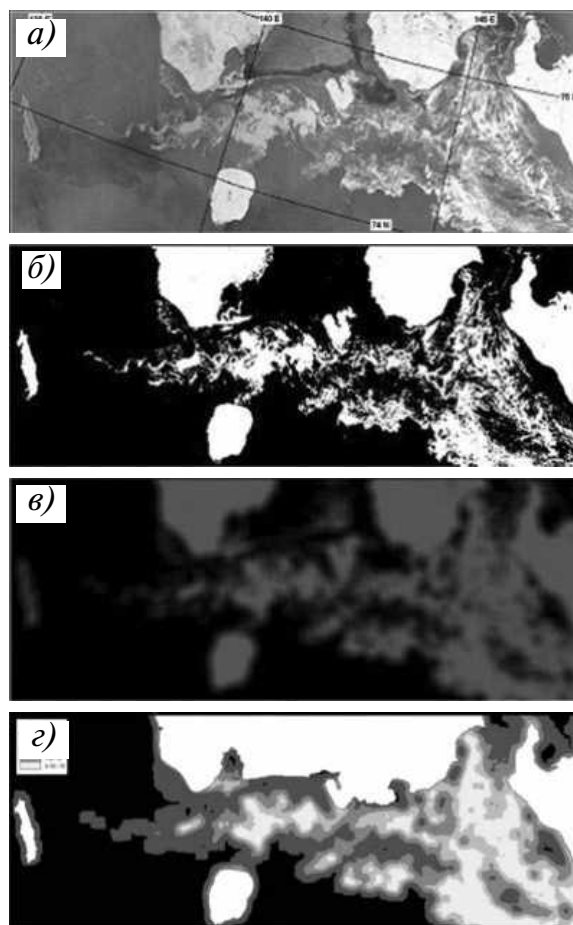


Рис. 3.3.2. Пример последовательности процедур определения сплоченности льда по изображению с RADARSAT (Канадское космическое агентство). 4 сентября 1997 г., пролив Санникова.

а) исходное изображение (разрешение 500 м); *б)* изображение после пороговой дискретизации воды и льда; *в)* результат низкочастотной фильтрации изображения с окном фильтра 15×15 пикселей; *г)* результат классификации в пределах рекомендованных ВМО градаций значений сплоченности льда: 1–3/10, 4–6/10, 7–8/10 и 9–10/10 (Йоханнессен и др., 2007).

Автоматический подход к маркированию или сегментации зон различной сплоченности льдов включает в себя фильтрацию изображения с использованием фильтра низких частот с определенным размером окна. В результате этой процедуры получается сглаженное изображение, яркость каждого пикселя которого равна средней яркости в пределах выбранного окна. Использование алгоритма повторной классификации этого изображения позволяет выделять зоны в отобранном интервале сплоченности. Этот метод определения сплоченности льда по РСА-изображениям проиллюстрирован на рис. 3.3.2.

Размер окна фильтрации зависит от масштаба итоговых ледовых карт и необходимости детализации пространственных особенностей сплоченности льда. Недостатком этого алгоритма является размывание границ точно определенных ледовых объектов. Этот эффект может быть устранен при последующей обработке и анализе классифицированного изображения и при составлении векторных ледовых карт.

3.3.2. АЛГОРИТМЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СПЛОЧЕННОСТИ ПО ДАННЫМ СВЧ-РАДИОМЕТРОВ

Алгоритмы для оценки сплоченности льда по данным спутниковых СВЧ-радиометров основаны на использовании линейной комбинации яркостных температур и их разностей на частотах 19, 37 и 85/89 ГГц V - и H -поляризаций. В настоящее время предложено несколько таких алгоритмов. Остановимся подробнее на наиболее широко используемых.

NASA Team (NT). Алгоритм был развит для прибора SMMR (Nimbus-7) (Cavalieri et al., 1984) и адаптирован позднее для SSM/I (DMSP). Использует два отношения – поляризационное (горизонтальная и вертикальная поляризации канала 19 ГГц) и градиентное (вертикальная поляризация каналов 19 и 37 ГГц):

$$T = T_A C_A + T_B C_B + T_W C_W, \quad (3.3.1)$$

$$C_A + C_B + C_W = 1, \quad (3.3.2)$$

где T – яркостная температура; C – сплоченность льда; индексы A, B, W указывают тип поверхности моря: A и B – однолетний и многолетний лед соответственно, W – открытая вода.

Уравнения (3.3.1) и (3.3.2) решаются с использованием спектрального градиентного отношения $G(37V/19V)$ каналов 37 и 18,7 ГГц вертикальной поляризации и спектрального поляризационного отношения $P(19V/19H)$, каналов 18,7 ГГц V - и H -поляризации (Lin et al., 2006):

$$C_A = (A_0 + A_1 P + A_2 G + A_3 \cdot PG)/D, \quad (3.3.3)$$

$$C_B = (B_0 + B_1 P + B_2 G + B_3 \cdot PG)/D, \quad (3.3.4)$$

где $D = D_0 + D_1 P + D_2 G + D_3 \cdot PG$, $P_{19V/19H} = (T_{18,7V} - T_{18,7H})/(T_{18,7V} + T_{18,7H})$, $G_{37V/19V} = (T_{37V} - T_{18,7V})/(T_{37V} + T_{18,7V})$, коэффициенты A_i, B_i и $D_i (i = 1...3)$ определяются с использованием точек наблюдения яркостной температуры для чистого типа поверхностей A, B и W .

Использование отношения уменьшает зависимость получаемой в итоге сплоченности от температуры поверхности. Алгоритм может быть использован для трех типов поверхности: воды и двух типов льда (в условиях Арктики однолетнего и многолетнего; модифицированный алгоритм – для областей с однолетним льдом и тонким льдом). NT-алгоритм использует два погодных фильтра: один по порогу в отношении $G(37V/19V)$ и другой по порогу $G(23V/19V)$. Эти фильтры сокращают возможность ложного обнаружения морского льда в открытых водах. Модификации алгоритма применяют и другие фильтры (рис. 3.3.3, см. цвет.вклейку).

NASA Team 2 (NT2) – улучшенная версия NT-алгоритма (Markus, Cavalieri, 2000). Алгоритм NT2 использует канал 85 ГГц, очень чувствительный к атмосферному излучению и полезный для автоматического восстановления параметров морского льда. Атмосферное излучение на 85 ГГц гораздо более сильное, чем на 19 и 37 ГГц, особенно в присутствии оптически тонких облаков. Канал 85 ГГц менее чувствителен к неоднородности снега или льда.

NT2 корректирует вклад атмосферы путем использования простой модели переноса излучения. Для каждого пикселя модель делает расчет исходя из 11 типичных полярных атмосфер. Производится коррекция «сырых» яркостных температур в канале 85 ГГц, и в итоге получается яркостная температура для условий «ясного неба» канала 85 ГГц. Канал 85 ГГц дополняется каналами 19 и 37 ГГц. В результате может быть получена дополнительная информация для оценки сплоченности льда.

Bootstrap. Алгоритм предложен Дж. Комисо (Comiso, 1986, 1995) и использует линейные комбинации горизонтальной и вертикальной поляризаций на частоте 37 ГГц (режим называется СР-поляризационная мода) для Арктики. СР-алгоритм

применяется для консолидированного льда. В регионах, где преобладает однолетний лед, используются частоты 19 и 37 ГГц (режим CF-частотная мода). CF применяют для районов вблизи кромки льда и открытой воды. Алгоритм Bootstrap используют для улучшения интерпретации спутниковых данных в период летнего таяния льдов — это один из наиболее часто используемых алгоритмов. Он используется в Национальном ледовом центре США (NIC) как оперативный для Антарктики, а также как алгоритм, включенный в продукт Earth Observing System-Aqua/Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS (AMSR-E).

TUD — гибридный алгоритм, комбинирует CF с поляризационной разностью в канале 85 ГГц. При сплоченности ниже порога (20 %) используется исключительно алгоритм CF, при высокой сплоченности результат представляет собой квадратный корень из значения, полученного из CF-алгоритма и поляризационной разности в канале 85 ГГц. Надо отметить, что в оперативной практике сплоченность многолетнего льда определяется как специфический продукт (в NT-алгоритме), так же как в TUD предполагают, что значение концентрации выше 100 % свидетельствует о преобладании многолетнего льда.

ARTIST Sea Ice (Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study), ASI. Алгоритм базируется на расчете поляризационной разности в канале 89 ГГц (здесь эта разность для различных видов льда много меньше, чем для чистой воды). ASI использует алгоритм N90 для областей, покрытых льдом, и алгоритм CP для океана, свободного от льда.

Кроме упомянутых выше алгоритмов оценки сплоченности льда, для СВЧ-радиометров разработан также ряд других, реже используемых в настоящее время алгоритмов, например NORSEX, NIC и др. (Шалина, 2010).

Оценки точности определения параметров морского льда по данным микроволновых радиометров

Оценки общей концентрации морского льда с помощью алгоритмов для пассивных микроволновых приборов для летнего периода имели погрешность 12,2 % и менее, для зимнего — 7,6 % и менее. Для областей с преобладанием однолетнего льда предпочтителен алгоритм CP (Bootstrap поляризация), а для областей с преобладанием многолетнего льда — алгоритм TUD (Датский технический университет) (Andersen et al., 2007).

Таблица 3.3.1

Основные алгоритмы оценки сплоченности льда, используемые в ледовых центрах (Канада, Дания, США) в оперативной практике (Andersen et al., 2007)

Акроним	Алгоритм	Используемые каналы	Связь с точками отсчета	Источник
BRI	Bristol	19V, 19H, 37V, 37H	Comiso et al. (1997)	Smith (1996)
CF	Bootstrap, частотная мода	19V, 37V	Comiso et al. (1997)	Comiso (1986)
CP	Bootstrap, поляризационная мода	37V, 37H	Comiso et al. (1997)	Comiso (1986)
N90	Алгоритм около 90 Гц	85V, 85H	Spreen (2007)	Svensden et al. (1987)
NT	NASA TEAM	19V, 19H, 37V	Comiso et al. (1997)	Cavalieri et al. (1984)
NT2	NASA TEAM2	185V, 85H 9V, 19H, 37V, 37H, 85V, 85H	Markus, Cavalieri (2000)	Markus, Cavalieri (2000)
TUD	Technical University of Denmark, гибрид	19V, 37V, 85V, 85H	Pedersen(1998)	Pedersen(1998)

NT-алгоритм недооценивает область общей площади ледяного покрова на 20,4 – 33,5 % в период таяния льдов летом и на 7,6 – 43,5 % в период роста ледяного покрова поздней осенью (Agnew, Howell, 2003) для Канадской Арктики.

В работе Даркина и др. (2008) представлены результаты определения сплоченности молодых льдов в Японском и Охотском морях по данным спутника Aqua, одновременно по данным многоканальных микроволновых измерений радиометром AMSR-E (с помощью алгоритмов Bootstrap и NASA Team 2) и измерений спектро-радиометром MODIS. Оказалось, что сплоченность молодых льдов, рассчитанная по данным AMSR-E, существенно ниже, чем сплоченность, восстановленная по полям альbedo, измеренным спектро-радиометром MODIS. В связи с этим было предложено для района Охотского и Японского морей ввести в алгоритмы расчета сплоченности скорректированные коэффициенты излучения для молодых льдов (Даркин и др., 2008).

В работе Cho et al. (2007) описываются результаты сравнительного анализа алгоритмов расчета сплоченности NT и Bootstrap на материалах ледовых наблюдений SMMR и SSM/I в Охотском море, полученных в 1978–2004 гг. Как оказалось, расхождение оценок сплоченности льда, полученных по этим алгоритмам, составляет зимой менее 5 %, летом менее 18 %, причем расхождение имеет систематический характер – особенно велико оно для зон тонкого и влажного льда. В работе Cho et al. (2007) предлагается использовать такое расхождение – картировать зоны максимального рассогласования как зоны тонкого и влажного льда.

В работе Spreen et al. (2008) проведено сравнение сплоченности морского льда, полученной для Охотского моря с помощью алгоритмов Bootstrap и ASI; алгоритм ASI показал лучшие результаты (рис. 3.3.4, см. цвет. вклейку). Алгоритм ASI в последнее время становится все более популярным и также заслуживает места в ряду основных алгоритмов оценки сплоченности льда, упомянутых в табл. 3.3.1. Для валидации алгоритма ASI использовались подспутниковые наблюдения с НИС и одновременные наблюдения с PCA с более высоким разрешением по сравнению с СВЧ-радиометрами (Heugster, 2005; Wiebe et al., 2007) (рис. 3.3.5, см. цвет. вклейку).

Источники ошибок в определении сплоченности льдов по данным пассивных микроволновых спутниковых измерений

В порядке значимости ошибки могут быть ранжированы следующим образом:

- неспособность алгоритмов выделить среди льда более чем два радиометрически разных типа морского льда, т.е. многолетний и однолетний лед;
- сезонная изменчивость излучательной способности морского льда, связанная с летним и осенним таянием;
- внесезонные региональные вариации излучательной способности снежно-ледяной поверхности;
- погодные эффекты;
- случайные и систематические инструментальные ошибки и ограничения поверхностного разрешения.

В итоге на сегодняшний день использование пассивного микроволнового зондирования с ИСЗ позволяет в автоматическом режиме картировать в ежесуточной шкале границу льда и общую сплоченность морского льда, включая положение ледяных массивов с погрешностью, близкой к 10 % и 5 км; исключение составляют периоды летнего таяния и осеннего замерзания. Однако автоматическая оценка сплоченности многолетнего льда все еще нестабильна и менее точна, чем оценки, основанные на экспертном анализе SAR или видимых/ИК изображений.

Наиболее точными и полезными для оперативной практики в настоящее время считают гибридные алгоритмы ASI (Бременский университет) и TUD (Технический университет Дании).

3.4. ТОЛЩИНА ЛЬДА

3.4.1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТОЛЩИНЫ МОРСКОГО ЛЬДА ПО ДАННЫМ ПАССИВНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ В ИК-ДИАПАЗОНЕ

Толщина льда — один из наиболее важных параметров ледяного покрова. Методов прямых измерений толщины льда с помощью спутниковых средств в настоящее время не существует. Для определения толщины льда по данным ИСЗ применяются косвенные методы, основанные либо на найденных закономерностях между измеряемыми параметрами (температурой поверхности льда) и собственно толщиной льда, либо на использовании методов спутниковой альтиметрии. Грубая оценка толщины льда может быть получена по спутниковым данным о возрасте льда, так как толщина льда и его возраст — два взаимосвязанных параметра.

Определение толщины льда по данным измерений в ИК-диапазоне

ИК-диапазон исторически стал первым из известных диапазонов электромагнитного спектра, дистанционные наблюдения в котором позволили разработать реально действующие технологии оценки толщины льда. Уже в 1970-е годы были получены первые успешные результаты оценки толщины льда по данным авиационных ИК-радиометров (Kuhn, 1975). В 1980-х годах начались разработки технологий использования спутниковых ИК-каналов для оценки толщины льда (Лощилов, Парамонов, 1987; Groves, Stringer, 1991). Технологии базировались на решении уравнений теплопроводности сред вода–лед–снег–воздух и эмпирических зависимостях, полученных в ходе полевых наблюдений в полярных районах. Было установлено, что при отрицательной температуре воздуха между температурой поверхности льда и его толщиной до определенных критических значений толщины льда существует обратно пропорциональная зависимость: чем толще лед, тем ниже температура его поверхности. При толщине льда 240–250 см наблюдался эффект насыщения, когда температура поверхности льда приобретала минимальные для данных гидрометеорологических условий значения, которые не менялись при дальнейшем увеличении толщины. Такие льды получили условное наименование «толстые».

В ААНИИ применяется технология оценки толщины льда по данным о температуре поверхности льда, полученной с ИСЗ NOAA/AVHRR.

Снежно-ледяной покров морей зимой рассматривается как промежуточный слой между морской водой, температура которой у нижней поверхности льда постоянна и равна температуре замерзания морской воды данной солености, и слоем воздуха, температура которого для арктических морей в большинстве случаев находится в пределах –20... –50 °С. Температура замерзания морской воды определяется из справочной литературы как функция солености в районе наблюдения.

Для устранения эффекта атмосферного влияния на значения ИК-сигнала применяется стандартная процедура многоканальной коррекции с использованием радиационных температур в 4-м и 5-м каналах AVHRR при заданных для исследуемого региона постоянных коэффициентах. Наличие облачности в районе наблюдений полностью исключает возможность оценки толщины льда по данным ИК-измерений. Поэтому автоматизированное определение толщины морского льда по спутниковым изображениям ИК-диапазона производится только для безоблачных районов. Границы облачных образований могут быть определены интерактивно или с использованием специальных статистических методов анализа двумерных полей.

В рамках модели оценки толщины морского льда по значению температуры его поверхности непосредственно определяется не истинная толщина льда и снега в данном пикселе, а преобразованная толщина H_p , приведенная к толщине льда, теплопроводность которого равна теплопроводности льда, покрытого снегом:

$$H_p = H + hL/l, \quad (3.4.1)$$

где H и L — толщина и теплопроводность льда, h и l — толщина и теплопроводность снега.

Параметрическая модель оценки толщины морского льда имеет на входе безразмерный параметр Q , представляющий собой «коэффициент подобия» между «топографией» поля льда и соответствующим ему температурным полем снежно-ледяной поверхности. Параметр Q вычисляется для каждого пикселя ИК-изображения:

$$Q = (T_i - T_w)/(T_r - T_w), \quad (3.4.2)$$

где T_i – температура участка, на котором измеряется толщина льда; T_r , T_w – средние температуры тестовых участков «толстого» льда и чистой воды.

Тестовые участки толстого льда и чистой воды выбираются ледовым экспертом. Зависимость параметра Q от преобразованной толщины была определена экспериментально по ежегодным измерениям толщины льда и снега на припаяе, проводимым береговыми полярными станциями.

Опыт показал, что определение параметра Q путем опознавания и измерения на тестовых участках чистой воды и старых льдов, как правило, не может быть выполнено корректно. При низкой температуре воздуха на разводьях и разрывах сразу начинают образовываться ниласовые и молодые льды, а тестовые участки толстого льда в осенний и ранний зимний периоды даже в арктических морях могут отсутствовать. В усовершенствованной технологии (Бушуев и др., 2009; Смирнов и др., 2010) в качестве тестовых участков толстого льда используется сеть постоянных реперных точек заснеженной суши. При этом T_w принимается равной температуре замерзания воды на данной акватории. Истинная толщина льда, образование и нарастание которого происходило в бесснежные периоды, равняется преобразованной. Высота снега на льдах той или иной преобразованной толщины определяется по данным береговых станций.

Реально на конкретной акватории одновременно присутствуют льды различного времени образования. Спутниковая технология, основанная на данных ИК-каналов, должна позволять определять толщину различных возрастных стадий льда. Для этого по осредненным данным береговых станций конкретного моря о высоте снега и декадных суммах среднесуточных температур формируется оперативная база значений высоты снега, расчетных и преобразованных значений толщины льда (приведенных к толщине незаснеженного льда), а также расчетных и преобразованных значений толщины снежно-ледяного покрова различного времени образования. Вычисления выполняются по десятисуточным периодам в соответствии с датами измерения толщины льда и снега припая береговыми станциями. На завершающем этапе формируется классификационная таблица, в которой для каждой возрастной стадии (с шагом 20 см) указывается средняя высота снега, преобразованная толщина и безразмерные параметры Q . С использованием этой таблицы исходное ИК-изображение трансформируется в спутниковое классифицированное изображение (карту-схему) возрастных градаций (толщины) льда.

Оценка точности разработанной технологии оценки толщины льда по спутниковым ИК наблюдениям проводилась с использованием синхронных наблюдений с ледоколов. Оказалось, что технология позволяет оценивать преобразованные и истинные значения толщины молодых и однолетних тонких льдов с погрешностью $\pm(5-10)$ см, а однолетних средних с погрешностью $\pm(10-15)$ см. Возрастные стадии определяются, как правило, безошибочно.

Следует отметить, что для обширных акваторий со значительной изменчивостью температуры тестовых участков толстого льда использование единственного или среднего значения T_r становится невозможным. Последнее предопределяет необходимость выполнения интерполяции значений T_r для каждого пикселя изображения, что приводит к увеличению погрешности определения толщины льда.

Оценка толщины ледяного покрова в арктических морях в весенний период

Анализ спутниковой информации ИК-диапазона по Карскому морю за разные годы, проведенный А.В.Бушуевым, показал, что удовлетворительное совпадение расчетных данных по толщине снежно-ледяного покрова и результатов натурных наблюдений имело место только для зимнего периода, когда температура воздуха

ниже $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$. При более высокой температуре воздуха расчеты давали значительную погрешность. Исследования возможных причин расхождения экспериментальных и натурных оценок позволили заключить, что основную роль в возникновении ошибок расчета играет неучет сезонного изменения теплопроводности снега.

Снег, как известно, имеет более низкую теплопроводность по сравнению со льдом, что объясняется наличием в снеге многочисленных мелких воздушных пор. Установлено, что коэффициент теплопроводности плотного снега в три раза меньше коэффициента теплопроводности морского льда (Дюнин, 1983). Весной снежный покров на поверхности морского льда меняет свои характеристики, главным образом, из-за изменения плотности снега.

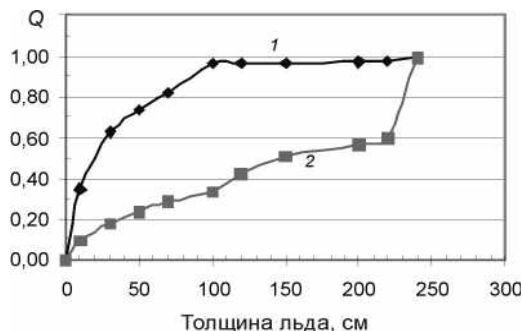


Рис.3.4.1. Зависимость параметра Q от толщины снежно-ледяного покрова, принимаемая для расчетов в зимнее (1) и весеннее (2) время.

Исследования показали, что в применяемой нами технологии оценки толщины снежно-ледяного покрова арктических морей в весенний период целесообразно использовать соотношение теплопроводностей льда и снега 3:1, а в зимний — 7:1. Эмпирическая зависимость параметра Q от толщины снежно-ледяного покрова для весеннего периода также берется иной по сравнению с зимним периодом. Для установления вида этой зависимости были использованы данные ледовых наблюдений в Карском море экспедиции ААНИИ «КАРА-2010» с борта дизель-электротохода «Мончегорск» в апреле — мае 2010 г. и снимки с радиометра AVHRR ИСЗ NOAA по району Карского моря. В результате была получена эмпирическая зависимость параметра Q от толщины снежно-ледяного покрова (рис. 3.4.1), характерная для весеннего периода в Арктике, когда отмечаются небольшие отрицательные значения температуры воздуха (до $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$). С использованием установленной зависимости по спутниковым данным AVHRR (рис. 3.4.2, см. цвет. вклейку) были получены расчетные значения толщины льда (рис. 3.4.3, см. цвет. вклейку).

При положительной температуре воздуха на поверхности льда образуется талая вода, экранирующая его собственное излучение, и ледовые наблюдения в ИК-диапазоне становятся невозможны.

3.4.2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТОЛЩИНЫ МОРСКОГО ЛЬДА ПО ДАННЫМ ПАССИВНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ В СВЧ-ДИАПАЗОНЕ

В работе Ji et al. (2007) описана методика определения толщины льда по данным измерений авиационного СВЧ-радиометра. Яркостная температура (T_b), измеряемая микроволновым радиометром, описывается выражением

$$T_b = [1 - r_{0/1} - (1 - r_{0/1})^2 r_{1/2} \exp(-2K_a H \sec\theta) T_1]. \quad (3.4.3)$$

Здесь $r_{0/1}$ и $r_{1/2}$ — коэффициенты отражения от поверхностей 0/1 и 1/2 соответственно; H — толщина льда; T_1 — термодинамическая температура льда (K); K_a — коэффициент ослабления,

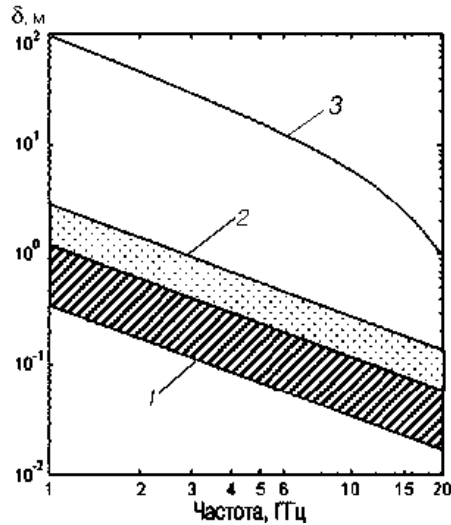


Рис. 3.4.4. Глубина проникновения СВЧ-излучения (δ) для морского льда (Ulaby, 1986).
1 и 2 – для значений ϵ , типичных для однолетнего (1) и многолетнего (2) льда; 3 – чистый лед.
1) $\epsilon = 3,3-0,25$; 2) $\epsilon = 3-0,03$.

определяемый через глубину проникновения электромагнитных волн в лед (δ): $K_a = \delta/2$;
 δ – глубина, на которой волна ослабляется в e раз: $\delta = \frac{\lambda}{2\pi} \frac{\sqrt{\epsilon'}}{\epsilon''}$, где λ – длина волны, ϵ' и ϵ'' – диэлектрические постоянные воздушной среды и льда соответственно. Диэлектрическая постоянная льда зависит от его температуры, солености и плотности. Типичные значения величины δ приведены на рис. 3.4.4.

Толщина льда описывается выражением

$$H = \frac{1}{c} \ln \left(\frac{b}{a - T_b} \right). \quad (3.4.4)$$

Измерения, проведенные с помощью самолетного СВЧ-радиометра Ji, Zhang, Meng (2007) у берегов Китая, подтвердили возможность измерения толщины льда с авиационных носителей и показали, что максимальная толщина льда, которая может быть измерена по этому методу, зависит от применяемого спектрального диапазона и от чувствительности радиометра (рис. 3.4.5, 3.4.6, табл. 3.4.1).

Исследования, проведенные авторами Ji et al. (2007), не учитывают влияние на измерение толщины льда изменчивости излучательной способности льда и лежащего на льду снега. В реальных условиях зависимость $\epsilon(H)$ необходимо учитывать (пример такой зависимости дан на рис. 3.4.7).

Таблица 3.4.1

Максимальная обнаруживаемая толщина льда (см) по данным микроволновых измерений на разных частотах и с разной температурной чувствительностью (Ji, Zhang, Meng, 2007)

ΔT , К	Длина волны				
	8 мм	2 см	5 см	10 см	21 см
1	12	15	25	41	92
0,1	17	21	36	59	132
0,01	22	27	47	77	173
0,001	28	34	58	95	213

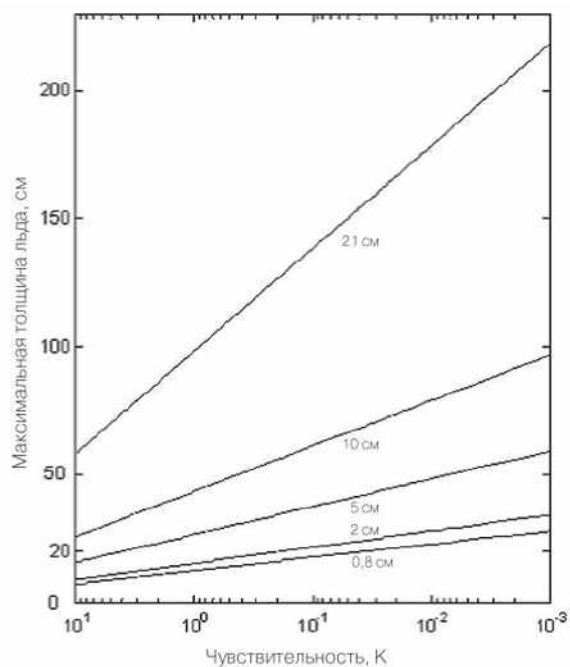


Рис. 3.4.5. Максимальная толщина льда, которая может быть определена по данным СВЧ-радиометра в зависимости от чувствительности прибора. По работе Ji, Zhang, Meng (2007).

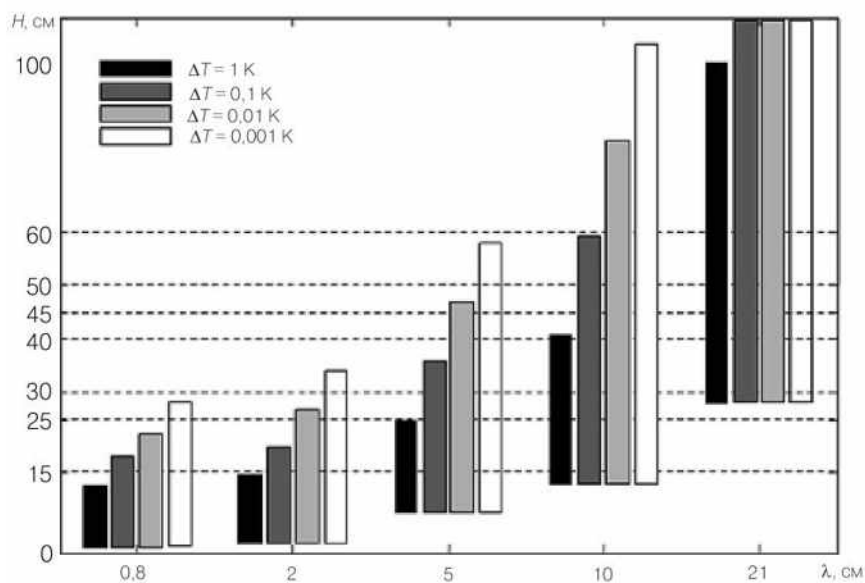


Рис. 3.4.6. Измерения толщины льда авиационным СВЧ-радиометром. Море Bohai (Ji, Zhang, Meng, 2007).

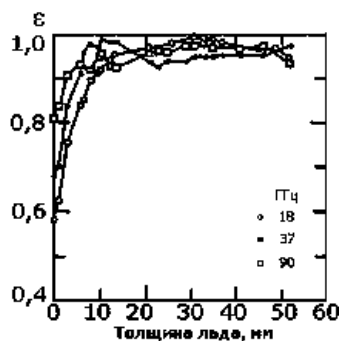


Рис. 3.4.7. Зависимость излучательной способности морского льда от его толщины при измерениях в СВЧ-диапазоне на вертикальной поляризации, по данным лабораторных наблюдений (Microwave Remote Sensing of Sea Ice (1992) со ссылкой на Grenfill et al. (1988)).

В целом, многочастотные СВЧ-радиометры позволяют определять толщину льда (для тонких льдов можно использовать коротковолновые каналы 8 мм — 5 см, для толстых льдов предпочтительнее канал 21 см). Однако применение спутниковых СВЧ-радиометров для измерения толщины льда пока сдерживается недостаточным пространственным разрешением существующих приборов.

3.4.3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТОЛЩИНЫ ЛЬДА С ПОМОЩЬЮ СПУТНИКОВЫХ АЛЬТИМЕТРОВ

Одним из наиболее перспективных методов определения толщины морского льда в Арктике является спутниковая альтиметрия. Альтиметры бывают двух типов — радиолокационные и лазерные. Радиолокационный альтиметр (РА) измеряет возвышение льда, а лазерный альтиметр (ЛА) — общее возвышение поверхности ледяного покрова, которое представляет собой сумму возвышения льда и высоты покрывающего его снега. При последующей обработке толщина льда рассчитывается по его возвышению на основе уравнения гидростатического равновесия. По данным спутниковых альтиметров получены оценки изменений толщины морского льда в Арктике в конце XX — начале XXI века.

3.4.3.1. Определение толщины льда по данным радаров-альтиметров

РА представляет собой импульсный радиолокатор, осуществляющий зондирование в нади́р (см п. 2.4.4.1). Излучаемый сигнал отражается от подстилающей поверхности и регистрируется бортовым приемником, и по времени прохождения сигнала определяется расстояние от спутника до поверхности Земли. Данный метод не зависит от погодных условий и позволяет оценить топографию поверхности моря или ледяного покрова с временным разрешением от 10 дней до нескольких месяцев и точностью до нескольких сантиметров. Для получения информации с высокой точностью при обработке данных спутниковых РА выполняются коррекции на влияние ионосферы и тропосферы и приливы. На общую ошибку измерений влияют ошибка определения орбиты и приборный шум (Peacock and Laxon, 2004).

Радиолокационная альтиметрия ледяного покрова в Арктике стала развиваться с запуском спутников ERS-1/2, а затем и Envisat. РА спутника Envisat передает 1800 линейно-модулированных по частоте импульсов в секунду и осредняет 100 отраженных импульсов. Определение характеристик ледяного покрова осуществляется в режиме Ice Mode с пространственным разрешением около 7 км. Таким образом, при частоте посылок 18 Гц измерения возвышения морского льда вдоль спутниковой орбиты

осуществляются каждые 370 м (Laxon et al., 2003). С использованием данного подхода оценки толщины льда по данным радар-альтиметров спутников ERS и Envisat были получены начиная с 1992 г. в районах южнее 81,5° с.ш. (Giles and Hvidegaard, 2006; Giles et al., 2008).

Определение изменений толщины морского льда является одной из основных задач спутника CryoSat, на борту которого установлен РА нового поколения SIRAL (см. п. 2.4.4.2), работающий на частоте 13,575 ГГц (Wingham et al., 2006). В 2010 г. спутник был выведен на круговую околополярную орбиту с углом наклона 92°, средней высотой 717,2 км и эксцентриситетом 0,0014. Съемка одних и тех же участков арктического морского льда возможна благодаря подциклу длительностью 30 сут. Ширина луча по уровню 3 дБ составляет 1,0766° по направлению полета и 1,2016° в перпендикулярном направлении. Использование режима радиолокатора с синтезированной апертурой при зондировании морских льдов позволяет проводить измерения в элементе разрешения 300 м × 1 км. РА излучает пачку из 64 импульсов, каждый длительностью 49 мкс. Длительность всей пачки импульсов составляет 3,6 мс. Интервал между пачками импульсов длительностью 11,7 мс позволяет зарегистрировать отраженный от подстилающей поверхности сигнал до посылки очередной пачки.

Метод измерения возвышения льда по данным спутникового РА, предложенный в работе Laxon (1994), использовался для определения толщины льда по данным, полученным со спутников ERS-1/2 и Envisat (Laxon et al., 2003; Giles et al., 2008). Метод основан на разделении радиолокационных сигналов, отраженных от участков открытой водной поверхности и начальных видов льда в разрывах, и сигналов, отраженных от полей однолетнего и многолетнего льдов. Возвышение льда над морской поверхностью определяется по разности времени приема радиолокационных сигналов, отраженных от поверхности льда и близлежащих разрывов (Laxon et al., 2003). Толщина льда вычисляется по его возвышению на основе уравнения гидростатического равновесия. При этом используются фиксированные значения плотности морской воды и льда и климатические оценки водного эквивалента снега, представленные в работе Warren et al. (1999). Толщина льда оценивается путем осреднения данных, полученных для узлов координатной сетки размером 100×100 км в течение одного месяца (Miller et al., 2006). Рассмотрим этапы этой обработки более детально.

Разделение сигналов, отраженных от разрывов и ледяных полей

Расстояние между спутником и подстилающей поверхностью может варьировать в пределах нескольких километров, и для отслеживания отраженного сигнала используются автоматические контуры управления, которые позиционируют передний фронт отраженного импульса в середине приемного окна, что позволяет получить максимально возможный диапазон измерений высоты, и поддерживают усиление сигнала на номинальной мощности. При обработке данных РА граница раздела снег/лед определяется при анализе переднего фронта принимаемого импульса. Для получения измерений возвышения льда с точностью до нескольких сантиметров, погрешность измерения длительности распространения сигнала не должна превышать 0,2 нс.

Рассеяние радиолокационного сигнала в значительной степени определяется шероховатостью подстилающей поверхности в масштабах, сравнимых с длиной волны. Полностью зеркальным отражением характеризуются поверхности, удовлетворяющие критерию Рэлея (см. п. 2.4.2.1). В этом случае при используемой в РА длине волны 2,2 см шероховатость поверхности в пределах элемента разрешения не должна превышать 3 мм. В работе Laxon (1994) было показано, что ледяной покров по сравнению с поверхностью океана характеризуется более зеркальным типом отражения радиолокационного сигнала. Импульсный сигнал, отраженный от гладкой поверхности, имеет форму пика. По данным работы Fetterer et al. (1992), УЭПР относительно ровных зон

начальных и молодых льдов и разрывов в ледяном покрове изменяется от 25 до 40 дБ. По форме сигнала возможна идентификация даже сравнительно небольших разрывов, размер которых значительно меньше разрешения РА, поскольку зеркальное отражение от их гладкой поверхности значительно больше, чем от льда. Отражение от поверхности ледяных полей имеет диффузный характер, и принимаемые импульсы характеризуются медленным падением мощности.

Для разделения различных видов поверхности по характеру отражения вводится параметр остроты импульса (PP) (Peacock and Laxon, 2004):

$$PP = 31,5 \left(\frac{P_{\max}}{\sum_{i=1}^{64} p_i} \right), \quad (3.4.5)$$

где $P_{\max}$ — максимальная мощность принимаемого импульса, p_i — мощность для i -го уровня.

Импульсы с $PP < 1,8$ обрабатываются как диффузные, т.е. отраженные от открытой морской поверхности или ледяных полей, а импульсы с $PP > 1,8$ — как отраженные от водной поверхности в зонах высокой сплоченности или от разрывов. Различение сигналов, отраженных от разрывов и от поверхности ледяных полей, становится невозможным с образованием снежиц на поверхности льда. Поэтому определение толщины льдов в Арктике по данным РА осуществляется только в зимний период — с октября по март (Laxon et al., 2003).

Определение возвышения льда

При определении возвышения ледяного покрова по данным РА предполагается, что отражение радиолокационного сигнала происходит от границы раздела снег–лед. Это предположение основывается на данных лабораторных экспериментов по радиолокационному зондированию тонкого льда, покрытого слоем холодного сухого снега. В этих экспериментах было установлено, что при вертикальном зондировании на частоте 13,4 ГГц отражение радиолокационного сигнала происходит, главным образом, на границе снег–лед, а не воздух–снег (Beaven et al., 1995).

В работе Giles et al. (2007) показано, что большая часть сигнала, измеряемого РА, отражается от границы раздела лед–снег (или лед–воздух), но часть сигнала может проникать в лед и давать объемное рассеяние. Эти результаты в определенной степени подтверждаются результатами, представленными в работе Connor et al. (2009), в которой показано, что величина разности значений возвышения льда, измеренных одновременно ЛА и РА, составившая 30 см, соответствует среднеклиматическим данным о высоте снега. Тем не менее отсутствие репрезентативных *in situ* измерений высоты снега не позволяет оценить точность измерения возвышения льда при помощи РА.

Результаты некоторых других экспериментов показывают, что горизонт рассеяния, определяемый по времени падения мощности сигнала в два раза, может находиться в слое снега, что вызывает дополнительную неопределенность при вычислении возвышения льда (Tonboe et al., 2009). Глубина проникновения радиолокационного сигнала уменьшается при наличии влажного снега или прослоек льда в снежном покрове (Makynen and Hallikainen, 2009).

Вычисление толщины льда по его возвышению

Толщина льда (H_i) рассчитывается по его возвышению (F_i) с использованием уравнения гидростатического равновесия, которое записывается в виде

$$H_i = \rho_w / (\rho_w - \rho_i) F_i + \rho_{sn} H_{sn} / (\rho_w - \rho_i), \quad (3.4.6)$$

где ρ_i — плотность льда, ρ_{sn} — плотность снега на поверхности льда, ρ_w — плотность морской воды, H_{sn} — высота снега на поверхности льда. При вычислениях используются фиксиро-

ванные значения плотности морской воды ($1023,9 \text{ кг/м}^3$) и морского льда ($915,1 \text{ кг/м}^3$), а параметры снега оценивают на основе климатических данных, представленных в работе Warren et al. (1999), которые основываются на измерениях дрейфующих станций «Северный полюс» (Laxon et al., 2003; Giles et al., 2008).

С использованием данного метода в Центре полярных наблюдений и моделирования (Centre for Polar Observation and Modeling, CPOM) совместно с Университетским колледжем Лондона (University College of London, UCL) и Европейским космическим агентством (ESA) были обработаны данные измерений морских льдов в Арктике, полученные при помощи РА спутника CryoSat в период январь–февраль 2011 г. (рис. 3.4.8, см. цвет. вклейку). Из рисунка видно наличие более толстых многолетних льдов, расположенных к северу от Канадского Арктического архипелага и Гренландии и захватывающих район вблизи Северного полюса. В остальных районах Арктики преобладает более тонкий однолетний лед.

На рис. 3.4.9 (см. цвет. вклейку) представлены ледовые карты Арктики, составленные в ААНИИ, — распределение льдов по возрасту в начале января 2011 г. и в конце февраля 2011 г. Сравнение карты распределения толщины льда в Арктике, полученной по данным РА спутника CryoSat, с картами ААНИИ показывает их качественное соответствие в районах к северу от Гренландии и Канадского Арктического архипелага и Северного полюса, где преобладает старый лед.

В то же время, на карте распределения толщины не выделяются зоны старых льдов, расположенные к северо-востоку от Северной Земли и Новосибирских островов. Общая картина распределения льдов, показывающая уменьшение их толщины по направлению от Гренландии и Канады к морям евразийской Арктики, в целом соответствует имеющимся представлениям, однако значения толщины в ряде случаев представляются существенно завышенными. В частности, завышена толщина однолетних льдов, которая по данным РА превосходит 2 м. Поэтому необходим детальный анализ и верификация процедуры преобразования возвышения льда в его толщину, и в частности оценка параметров снега и льда, входящих в уравнение гидростатического равновесия.

Верификация процедуры преобразования возвышения льда в его толщину

Значения толщины льда на порядок превышают значения его возвышения, и даже небольшие ошибки во входных данных приводят к значительным ошибкам в оценках толщины льда (Rothrock, 1986). На соотношение между толщиной и возвышением льда влияют такие параметры, как плотность воды, льда и снега, а также высота снега на льду.

Как было отмечено выше, при вычислении толщины льда по его возвышению используются климатические данные о высоте и плотности снега, которые основываются на результатах измерений, выполненных на многолетнем льду дрейфующих станций «Северный полюс». Согласно этим данным, высота снега на льду возрастает значительно в сентябре и октябре, более медленно в ноябре. В декабре и январе высота снега увеличивается незначительно. С февраля по май высота снега еще увеличивается (Яковлев, 1960; Warren et al., 1999). В мае средняя высота снега на многолетнем льду достигает 35 ± 6 см (Лошилов, 1964; Warren et al., 1999).

Анализ ряда публикаций показывает существенные различия между высотой снега на многолетнем и однолетнем льдах, а также на припае. По данным Romanov (1995), средняя высота снега на однолетнем льду толщиной менее 1,6 м составляет 0,05 м, а на льду толщиной более 1,6 м — 0,08 м. Наименьшая высота снега на однолетнем льду наблюдается в Канадском и Аляскинском районах, а наибольшая — в Гренландском районе. Анализ данных экспедиций «Север», выполненный в работе Alexandrov et al. (2010), показывает, что весной медиана высоты снега на ровном однолетнем льду равняется 0,05 м при неопределенности 0,05 м. Таким образом, она существенно ниже, чем

на многолетнем льду Центральной Арктики. Эти результаты в определенной степени подтверждаются данными, представленными в работах Назинцева (1971), Бузуева и др. (1979), Romanov (1995), Kwok et al. (2009). По данным работы Бузуева и др. (1979), высота снега на многолетнем льду на 50 % больше, чем на ровном однолетнем льду, а по данным работы Kwok et al. (2009), осенью высота снега на однолетнем льду составляет 46 % высоты снега на многолетнем льду, а зимой – 66 %. В Баренцевом море средняя высота снега составляет 13 см (Forsstrom et al., 2011). По данным этой же работы, средняя высота снега в проливе Фрама весной составляет 19 см как на однолетнем, так и на многолетнем льду и значительно изменяется из-за его перераспределения ветром на неровной поверхности. Высота снега на припайном льду может быть значительно больше, чем на дрейфующем однолетнем льду (Колчак, 1909). По данным Назинцева (1971), весной высота снега на ровном дрейфующем льду Карского моря изменяется от 5 до 13 см, т.е. приблизительно в три раза меньше высоты снега на припайном льду.

Плотность снега на однолетнем и многолетнем льдах практически одинакова. Так, на многолетнем льду в марте–мае она составляет 310–320 кг/м³ по данным Romanov (1995), Warren et al. (1999) и 340 кг/м³ по данным измерений на станции SHEBA (Sturm et al., 2002). По данным Назинцева (1971), значения плотности снега на однолетнем льду Карского моря находятся в диапазоне 0,30–0,34 кг/м³. Средняя плотность снега на однолетнем льду, вычисленная по данным измерений в экспедициях «Север», составляет 324±50 кг/м³ (Alexandrov et al., 2010). Таким образом, водный эквивалент снега на однолетнем льду существенно меньше, чем на многолетнем, и это различие обусловлено различиями в высоте снега, а не его плотности.

Соотношение между толщиной и возвышением льда в значительной степени определяется его плотностью. Плотность льда без примесей изменяется от 916,4 кг/м³ при температуре 0 °С до 919,3 кг/м³ при –30 °С. Плотность морского льда, который включает рассол, твердые кристаллы солей и воздушные пузырьки, может увеличиваться из-за наличия рассола или уменьшаться из-за наличия пузырьков воздуха (Wadhams et al., 1992). При отсутствии воздушных включений плотность морского льда возрастает с увеличением солености от 919 до 974 кг/м³ (Cox and Weeks, 1982). Наиболее важным фактором, определяющим плотность льда при низкой температуре, является количество воздушных включений (Schwerdtfeger, 1963; Wadhams, 2000). Их наличие приводит к уменьшению плотности морского льда до 840 кг/м³ и плотности инфильтрационного льда до 770 кг/м³ (Weeks, 1976).

Анализ результатов измерений, выполненных во время полевых работ (Дорогин и Хейсин, 1975; Кубышкин и Скутина, 2004; Черепанов, 1976; Hibler et al., 1972; Malmgren, 1927; Mobley et al., 1998; Onstott et al., 1998; Schulson et al., 2006; Vehvilainen, 2007), показывает, что в зимний период плотность морского льда изменяется в широких пределах (рис. 3.4.10).

В работе Alexandrov et al. (2010) использовался метод вычисления плотности льда, основанный на измерениях его возвышения и толщины. Плотность морского льда в каждой точке, где проводились такие измерения, вычислялась по формуле

$$\rho_i = \rho_w - \frac{\rho_w F_i + \rho_{sn} H_{sn}}{H_i}. \quad (3.4.7)$$

При этом подставлялись среднее значение $\rho_{sn} = 324,1$ кг/м³, полученное по данным измерений в экспедициях «Север», и значение $\rho_w = 1025$ кг/м³.

Скаттерплот значений плотности льда при различных значениях его толщины приведен на рис. 3.4.10 б. Среднее значение плотности льда, вычисленное по данным этих измерений, составило (917 ± 36) кг/м³ (Alexandrov et al., 2010). Рассчитанное таким образом среднее значение плотности однолетнего льда незначительно отличается от

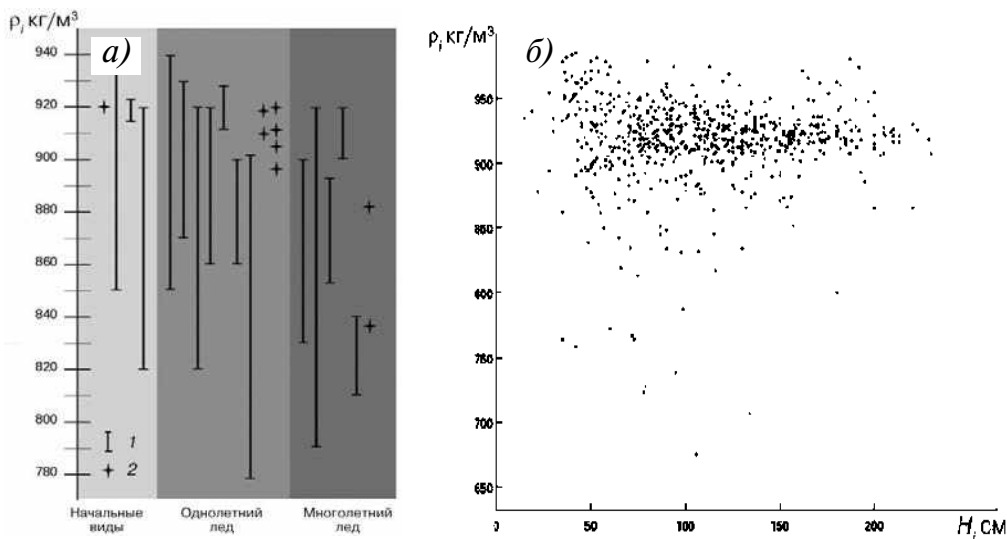


Рис. 3.4.10. Плотность морского льда (ρ_i).

а — по данным работы Alexandrov et al. (2010) (*1* — интервал значений, *2* — результаты одиночных измерений);
б — scatterplot значений плотности льда, вычисленных с использованием уравнения гидростатического равновесия по данным измерений толщины (H_i) (с учетом возвышения льда и высоты снега) в экспедициях «Север».

значения $915,1 \text{ кг/м}^3$, используемого при вычислениях толщины льда в работах Laxon et al. (2003) и Giles et al. (2008), в то время как стандартное отклонение в семь раз больше.

Значение плотности многолетнего льда несколько меньше, чем однолетнего. Это обусловлено тем, что плотность образцов многолетнего льда, расположенных выше уровня моря, значительно меньше, чем однолетнего, в то время как плотность их нижних слоев различается незначительно (Timco, Frederking, 1996). Уменьшение плотности верхнего слоя обусловлено наличием большого количества воздушных включений (Лощилов, 1959; Onstott, 1992; Eicken et al., 1995).

Средняя плотность многолетнего льда может быть вычислена как средневзвешенная плотность его верхнего (u) и нижнего (l) слоев:

$$\rho_{my} = \rho_l - (\rho_l - \rho_u) F_i / H_i. \quad (3.4.7a)$$

Плотность морской воды (ρ_w) в большинстве районов Северного Ледовитого океана незначительно отличается от значения $1,025 \text{ кг/м}^3$. Так, в зимний период в центральной части Северного Ледовитого океана она изменяется от $1,024$ до $1,027 \text{ кг/м}^3$, а севернее побережья Аляски — от $1,022$ до $1,024 \text{ кг/м}^3$. В прибрежных районах евразийских арктических морей плотность воды уменьшается до $1,020 \text{ кг/м}^3$, а вблизи устьев Енисея и Оби — до $1,010 \text{ кг/м}^3$ (Атлас океанов, 1980; Arctic Climatology Project, 1997; Pavlov, 1998).

Квадрат ошибки определения толщины льда (ϵ_r^2) по данным измерений его возвышения определяется в предположении некоррелированности параметров, входящих в уравнение гидростатического равновесия, по следующей формуле (Giles et al., 2007):

$$\epsilon_r^2 = \epsilon_{F_i}^2 \left[\frac{\rho_w}{(\rho_w - \rho_i)} \right]^2 + \epsilon_{H_{sn}}^2 \left[\frac{\rho_{sn}}{(\rho_w - \rho_i)} \right]^2 + \epsilon_{\rho_{sn}}^2 \left[\frac{H_{sn}}{(\rho_w - \rho_i)} \right]^2 + \\ + \epsilon_{\rho_w}^2 \left[\frac{F_i}{(\rho_w - \rho_i)} - \frac{F_i \rho_w}{(\rho_w - \rho_i)^2} - \frac{H_{sn} \rho_{sn}}{(\rho_w - \rho_i)^2} \right]^2 + \epsilon_{\rho_i}^2 \left[\frac{F_i \rho_w}{(\rho_w - \rho_i)^2} + \frac{H_{sn} \rho_{sn}}{(\rho_w - \rho_i)^2} \right]^2, \quad (3.4.8)$$

где ε_{ρ_i} , ε_{ρ_w} , $\varepsilon_{\rho_{sn}}$ — неопределенности значений плотности льда, воды и снега; $\varepsilon_{H_{sn}}$ — неопределенность высоты снега и ε_{F_i} — неопределенность значения возвышения, измеренного радар-альтиметром.

Согласно оценкам, приведенным в работе Giles et al. (2007), ошибка определения толщины льда составляет 0,46 м, причем наибольший вклад в нее вносит неопределенность значения высоты снега. В табл. 3.4.2 представлены типичные значения и неопределенности оценки параметров снега и льда, используемые при вычислениях на основе уравнения гидростатического равновесия, отдельно для однолетнего и многолетнего льдов.

Таблица 3.4.2

Типичные значения и неопределенности параметров снега и льда, используемых при вычислениях на основе уравнения гидростатического равновесия

Параметр	Однолетний лед		Многолетний лед	
	Типичное значение	Неопределенность	Типичное значение	Неопределенность
ρ_w , кг/м ³	1025	0,5	1025	0,5
F_i , м	0,01–0,02	0,03	0,3	0,03
H_{sn} , м	0,05	0,05	0,35	0,063
ρ_i , кг/м ³	917	36	882	23
ρ_{sn} , кг/м ³	324	50	320	20

Расчет, выполненный по формуле (3.4.8) при неопределенностях измерения возвышения льда 0,03; 0,05 и 0,08 м, показывает возрастание ошибки определения толщины однолетнего и многолетнего льдов с увеличением возвышения, вызванное значительным разбросом значений плотности льда (рис. 3.4.11).

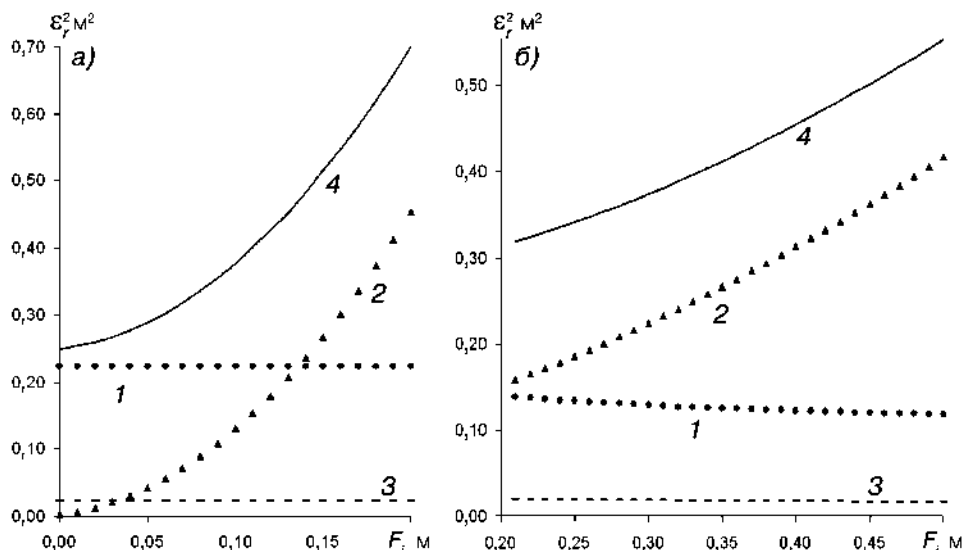


Рис. 3.4.11. Неопределенность вычисления толщины однолетнего (а) и многолетнего (б) льдов по его возвышению, обусловленная неопределенностью значений возвышения льда (1), высоты снега (2), плотности льда (3) и суммарной ошибкой (4).

Неопределенности вычислены при ошибке определения возвышения льда 0,05 м.

ε_r^2 — квадрат ошибки определения толщины льда.

Для многолетнего льда основной вклад вносит неопределенность значения плотности льда, поскольку относительная ошибка измерения возвышения меньше, чем для однолетнего льда. Для многолетнего льда толщиной 2,4 и 3,0 м ошибка может достигать 24 и 21 % соответственно. В этих вычислениях предполагалось, что ошибка измерения возвышения составляет $\pm 0,05$ м как для однолетнего, так и для многолетнего льда. При ее уменьшении до 0,01 м путем осреднения ряда измерений CryoSat-2 ошибка вычисления толщины льда уменьшится примерно до 32 % для однолетнего льда толщиной 1,0 м и до 18 % для многолетнего льда толщиной 2,3 м. Эти ошибки обусловлены, главным образом, неопределенностью значений плотности льда.

В работе Alexandrov et al. (2010) было показано, что толщина однолетнего льда в евразийской Арктике в период март–май может вычисляться с использованием следующей регрессионной зависимости:

$$H_i = 8,13F_i + 0,37. \quad (3.4.9)$$

Данная зависимость была получена по результатам одновременных измерений толщины и возвышения льда в высокоширотных воздушных экспедициях «Север», выполненных в 688 точках в феврале–мае 1980–1982, 1984–1986 и 1988 гг. Измерения проводились, главным образом, в российской части Арктики, где преобладает однолетний лед.

Измерения толщины и осадки льда, высоты и плотности снега проводились в течение одного года на полях однолетнего и многолетнего льдов в районе дрейфующей станции СП-29. В работе Миронова и Сенько (1995) представлены полученные по данным этих измерений статистические зависимости между толщиной и осадкой льда в различные сезоны. Было выявлено, что отношение H_i/d_i (где d_i – осадка льда), а также возвышение и плотность снега и льда характеризуются типичными сезонными изменениями начиная с лета (середина июня – сентябрь) к осени (октябрь – ноябрь) и затем зимой (декабрь – май).

В зимний период эмпирические соотношения между толщиной и осадкой льда характеризуются максимальным коэффициентом кросскорреляции (0,99). Преобразование этой зависимости позволяет получить следующее соотношение между толщиной и возвышением льда в период октябрь–май:

$$H_i = 11,0F_i - 0,12. \quad (3.4.10)$$

Для многолетнего льда в период декабрь – май эта зависимость имеет вид

$$H_i = 15,9F_i - 0,657. \quad (3.4.11)$$

Основываясь на результатах сравнения функций плотности вероятности результатов измерений возвышения льда с помощью самолетного лидара и измерений осадки льда с помощью сонара вертикального зондирования с узким лучом на британской подводной лодке (Comiso et al., 1991), Вадхамс рассчитал эмпирическое соотношение между возвышением (F) и осадкой (R) многолетнего льда, которое связано со средней плотностью среды (лед + снег) ρ_m и плотностью поверхностного слоя воды ρ_w следующим образом (Wadhams, 2000): $R = \rho_m/(\rho_w - \rho_m)$. В работе Wadhams et al. (1992) показано, что, несмотря на изменения средней осадки льда от 3,6 до 6 м, значения R лежат в диапазоне $8,04 \pm 0,19$, что соответствует следующему соотношению между толщиной и возвышением льда:

$$H_i = 9,04F_i. \quad (3.4.12)$$

Соотношения между толщиной и осадкой льда, полученные в данном исследовании на основе эмпирической зависимости, сравнивались с результатами расчетов по уравнению гидростатического равновесия с параметрами снега и льда, представленными в табл. 3.4.2 и в работе Giles et al. (2007), а также с соотношениями, полученными Мироновым и Сенько (1995) и Вадхамсом, и данными наземных измерений толщины

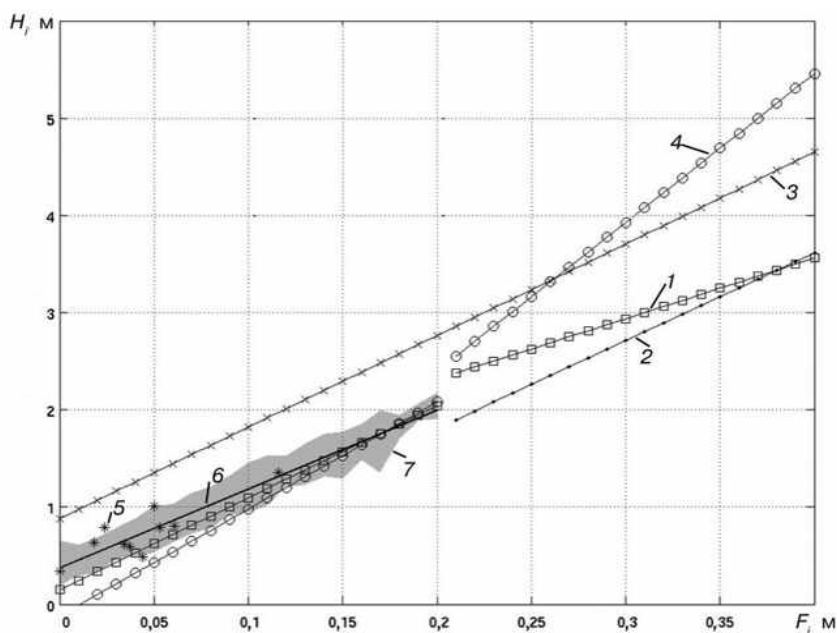


Рис. 3.4.12. Зависимости между толщиной (H_i) и возвышением (F_i) льда в Арктике, полученные по данным измерений толщины и возвышения льда в экспедициях «Север» и при подстановке данных измерений высоты и плотности снега в уравнение гидростатического равновесия.

1 – по уравнению гидростатического равновесия для однолетнего ($F_i < 0,2$ м) и многолетнего ($F_i > 0,2$ м) льдов с параметрами, указанными в табл. 3.4.2; 2 – эмпирическая зависимость Вадхамса для многолетнего льда (Wadhams, 2000); 3 – по уравнению гидростатического равновесия с параметрами из работы (Giles et al., 2007); 4 – эмпирические зависимости для однолетнего и многолетнего льдов по данным Миронова и Сенько (1995); 5 – данные измерений *in situ* Александрова (Alexandrov et al., 2010); 6 – эмпирическая зависимость (формула (3.4.9)), полученная по данным измерений в экспедициях «Север» (Alexandrov et al., 2010); 7 – стандартное отклонение по данным измерений в экспедициях «Север».

и возвышения льда, полученными во время экспедиций в Баренцевом море на борту НЭС «Лансе» и «Михаил Сомов» в апреле–мае 2004 и 2006 гг. (рис. 3.4.12) (Alexandrov et al., 2010).

Регрессионная зависимость, полученная по данным измерений толщины и возвышения льда в экспедициях «Север», соответствует зависимости, полученной из уравнения гидростатического равновесия при подстановке в него параметров морского льда и снега, также вычисленных по данным экспедиций «Север». Средние различия между расчетными значениями толщины льда и данными *in situ* составили 0,11 и 0,19 м соответственно, и могут быть вызваны случайными изменениями плотности льда и высоты снега. Оба эти соотношения соответствуют соотношению Миронова и Сенько (1995) при значениях толщины льда от 1,0 до 2,0 м. Толщина льда, рассчитанная по уравнению гидростатического равновесия с параметрами, представленными в работе Giles et al. (2007), завышена приблизительно на 0,55 м. Это объясняется использованием значений высоты снега, характерных для многолетнего льда в центральной части Арктики, которая значительно больше, чем высота снега на однолетнем льду в евразийской Арктике.

Значения толщины многолетнего льда, вычисленные с использованием уравнений, полученных Мироновым, Сенько (1995) и Вадхамсом (Wadhams, 2000), и на основе уравнения гидростатического равновесия, существенно различаются. Для валидации результатов определения толщины многолетнего льда по данным CryoSat необходимо

проведение дополнительных измерений толщины и возвышения многолетних льдов, а также их плотности.

В проливе Фрама и в Баренцевом море толщина льда может быть вычислена по эмпирическим соотношениям, полученным Vinje, Finnecasa (1986) или Forsstrom et al. (2011). Также возможно использовать уравнение гидростатического равновесия и сконструировать ежедневные поля высоты снега на основе климатологических данных и данных о выпадении снега по метеорологическим продуктам ECMWF для разделения общего возвышения на возвышение льда и высоту снега, как описано в работе Kwok, Cunningham (2008). Другой возможный подход заключается в использовании осредненных полей высоты снега, полученных по данным AMSR-E (Kurtz et al., 2009). При этом необходимы детальная валидация и оценка точности получаемых полей высоты снега.

3.4.3.2. Определение толщины льда по данным лазерных альтиметров

Большой объем измерений толщины льда в полярных районах был выполнен при помощи лазерного альтиметра (ЛА) GLAS, установленного на спутнике ICESAT (см. п. 2.2.4). ЛА измеряет общее возвышение поверхности ледяного покрова, которое представляет собой сумму возвышения льда и высоты покрывающего его снега. Методология определения общего возвышения поверхности льда по данным ЛА, представленная в работе Kwok et al. (2004), включает в себя определение локального уровня поверхности моря в разрывах, идентифицируемых на профилях измерений. Необходимость использования этой процедуры вызвана отсутствием достаточно точной информации о временных изменениях уровня моря.

Возможность идентификации разрывов обусловлена более низкой отражательной способностью покрывающих их начальных или молодых льдов по сравнению с отражательной способностью окружающего льда. Для проверки правильности идентификации разрывов и оценки толщины покрывающего их льда анализировались последовательные PCA-изображения со спутника RADARSAT. Значения возвышения льда для анализируемых профилей измерений определялись затем относительно полученных реперных уровней. Точность измерения возвышений для относительно ровного морского льда составила приблизительно 2 см (Kwok et al., 2004).

В результате исследований, выполненных в работе Kwok et al. (2007), было установлено, что разрывы, идентифицированные по данным ICESAT и PCA, являются наилучшими реперными уровнями. В другом подходе в качестве реперных выбирались участки с отражательной способностью, меньшей, чем у окружающего льда, и ожидаемыми отклонениями их возвышений от среднего, а в третьем использовались только ожидаемые отклонения возвышения от средней поверхности.

Достоинством этих подходов является возможность нахождения большого числа реперных точек без анализа PCA-изображений. Общее возвышение льда по 25-километровым профилям данных ICESAT определяется с точностью не хуже 7 см. Проведенное сравнение показало, что рассчитанные по данным ICESAT значения возвышения льда соответствуют значениям, полученным при измерении толщины льда и высоты снега при помощи буев, измеряющих баланс массы льда.

Как и в случае РА, вычисление толщины льда по его общему возвышению, измеренному лазерным альтиметром, осуществляется на основе уравнения гидростатического равновесия. Уравнение, связывающее толщину льда с его общим возвышением ($F_i + H_{sn}$), имеет вид

$$H_i = (F_i + H_{sn}) \rho_w / (\rho_w - \rho_i) + H_{sn} (\rho_{sn} - \rho_w) / (\rho_w - \rho_i). \quad (3.4.13)$$

Точность вычисления толщины льда определяется точностью определения его возвышения и правильностью оценки плотности льда и снега, а также высоты снега, которая характеризуется значительной пространственной и временной изменчивостью

(Romanov, 1995). Квок с соавторами (Kwok et al., 2004) на основе анализа климатических данных о высоте и плотности снега, представленных в работах Радионов и др. (1996), Warren et al. (1999), показали, что неизвестная высота снега вносит наибольшую неопределенность при преобразовании возвышения льда в его толщину. Поскольку высота снега на поверхности льда характеризуется значительными пространственными и временными изменениями, то относительная неопределенность значений толщины льда, вызванная этими изменениями, может превышать 1 м. Необходимо учитывать, что климатические данные о высоте снега были получены на основе измерений, проведенных на дрейфующих станциях «Северный полюс» в период с 1954 по 1991 г., и могут не отражать реальную картину распределения снега в Арктике в современный период и, кроме того, являются репрезентативными только для снега на многолетнем льду.

Методология вычисления толщины льда по его общему возвышению, измеряемому ЛА спутника ICESAT, была усовершенствована в работе Kwok, Cunningham (2008). В ней среднесуточные поля высоты снега вычислялись на основе использования имеющихся климатических данных и оценок выпадения снега по данным Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) для последующего разделения общего возвышения льда на собственно возвышение льда и высоту снега. Используемая процедура учитывает условия накопления снега на поверхности ледяного покрова, адвекцию льда, сезонную изменчивость плотности снега и высоту снега в конце предыдущего лета. При этом значения толщины льда рассчитывались как для постоянных значений его плотности, так и для зависящих от толщины. Использование данной процедуры позволило уменьшить неопределенность вычисления толщины льда по данным лазерного альтиметра до 0,7 м. При этом большая неопределенность характерна для многолетнего льда (Kwok, Cunningham, 2008).

При определении толщины льдов в Арктике использовались данные измерений общего возвышения поверхности льдов, выполненных ЛА спутника ICESAT в течение десяти периодов его работы в 2003–2008 гг. (Kwok et al., 2009). Анализ результатов этих измерений выполнен для области Северного Ледовитого океана (СЛО), ограниченной Беринговым проливом, Канадским Арктическим архипелагом, Гренландским (пролив Фрама) и Баренцевым морями, для осеннего (октябрь–ноябрь) и зимнего (февраль–март) периодов. Области многолетнего и однолетнего льдов были выделены по данным скатериметра ИСЗ QuikSCAT и микроволнового радиометра AMSR-E.

Средняя за пять лет общая толщина льда в зимний период составила 2,9 м при средних значениях толщины в зонах многолетнего и однолетнего льдов 3,2 и 2,1 м, соответственно. В осенний период эти значения составили 2,6; 2,7 и 1,4 м соответственно. Средний за тот же период общий объем льда в рассматриваемой области СЛО составил 13 021 км³ осенью и 16 420 км³ зимой. Средний объем однолетнего льда зимой составил 7863 км³, что весьма близко к среднему значению объема многолетнего льда (8557 км³). В осенний период объем однолетнего льда (4014 км³) значительно меньше объема многолетнего льда (9006 км³).

Рассматриваемый короткий ряд данных ICESAT показал уменьшение общей толщины ледяного покрова в Арктике. Соответствующие тренды составляют –7,7 % в год для осени и –5,9 % в год для зимы. Это уменьшение общей толщины льда полностью определяется уменьшением толщины многолетнего льда, которое за этот период составило 0,6 м. Средняя толщина однолетнего льда осталась практически без изменений. Площадь многолетнего льда за этот период сократилась на 35–40 %, а площадь однолетнего льда немного возросла. В целом, средний общий объем льда за период 2003–2008 гг. значительно уменьшился, что полностью обусловлено уменьшением толщины и сокращением площади многолетнего льда.

Тренд общего объема льда составил –9,5 % в год в осенний период и –5,2 % в год в зимний. Общая потеря объема льда за рассматриваемый период составила 42 % осенью

и 21 % зимой. При этом уменьшение объема многолетнего льда больше, чем общее уменьшение объема льда. Значительный отрицательный тренд объема многолетнего льда только частично компенсируется положительным трендом объема однолетнего льда. В конце зимы 2008 г. объем многолетнего льда стал меньше объема однолетнего льда, в то время как в начале периода объем многолетнего льда значительно превышал объем однолетнего льда. Площадь многолетнего льда зимой 2008 г. также оказалась меньше площади однолетнего льда. Таким образом, в конце рассматриваемого пятилетнего периода однолетний лед стал преобладающим.

Интересно отметить, что по данным спутниковых радиоальтиметров, покрывающих Арктику до $81,5^{\circ}$ с.ш., средняя толщина льда после лета 2007 г. была меньше средней за период 2002/03 – 2007/08 гг. на 26 см, а в западной Арктике (Северное Чукотское плато, Канадская Арктика и море Бофорта) – на 49 см (Giles et al., 2008).

3.5. МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ДРЕЙФА ЛЬДА ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Дрейф льда определяют с помощью интерактивных или автоматических процедур, основанных на использовании координат одних и тех же опорных точек на последовательных спутниковых изображениях. Определение дрейфа льда в интерактивном режиме занимает значительное время и в оперативной практике не используется. В автоматизированном режиме для оценки векторов дрейфа по последовательным спутниковым изображениям используются следующие методы: полиномиальный, кросскорреляционный, гибридный, метод оптического потока.

Полиномиальный метод. По двум спутниковым изображениям, выведенным на экран компьютера, интерактивно определяются и запоминаются координаты идентичных ледовых образований. Далее строится полиномиальная модель, коэффициенты которой вычисляются по методу наименьших квадратов. Полученная зависимость позволяет по координатам ледового объекта на первом изображении определить вероятные координаты этого объекта на втором изображении. Таким образом, оператор имеет возможность производить поиск соответствующего ледового объекта на втором изображении в окрестности предсказанной точки, что ускоряет определение дрейфа в интерактивном режиме.

Кросскорреляционный метод. Основан не на опознавании и определении координат идентичных точек изображений, а на нахождении соответствия между небольшими участками (шаблонами) на паре последовательных изображений путем поиска максимума кросскорреляции. Впервые этот метод был предложен М.Фили и Д.А.Ротроком в 1987 г. для изображений SAR ERS-1 и в дальнейшем применялся для изображений других спутников (Fily, Rothrock, 1987). Выбранный на первом изображении шаблон сравнивается с таким же по размеру шаблоном на втором изображении. При этом шаблон на втором изображении последовательно передвигается в пределах района, размер которого определяется оператором с учетом максимально возможной для этого района скорости дрейфа.

Модификация метода использует пирамидальную структуру изображений, включающую в себя несколько уровней, каждый из которых представляет собой исходное изображение с различным усреднением. По модифицированному алгоритму сначала находят векторы дрейфа для изображений самого низкого разрешения, а затем эта информация используется при поисках максимума коэффициента кросскорреляции последовательно на каждом уровне пирамиды, начиная с вершины. На каждом уровне пирамиды происходит уточнение поля векторов дрейфа. Использование пирамидальной структуры изображений позволяет ограничить область поиска на втором изображении и снижает, хотя и не исключает полностью, вероятность грубых ошибок метода.

Данный алгоритм применялся при определении дрейфа в центральных районах Арктики, однако в битых льдах и при значительных углах поворота ледяных полей его точность значительно ухудшалась, а пик корреляции расширялся и, в конечном счете, становился статистически незначимым. Использование системы полярных координат позволяет применить кросскорреляционный метод к преобразованному спектру мощности для определения углов поворота ледяных полей. После исключения относительного поворота пик кросскорреляции возрастает, что позволяет получить векторы перемещения первого порядка, определяющие движение льда как твердого тела (перемещение и поворот).

Для уменьшения времени вычислений в модификации кросскорреляционного алгоритма используется процедура двумерного бинарного поиска. При этом принимается допущение, что двумерный коэффициент кросскорреляции в некоторой окрестности наблюдаемого объекта монотонно уменьшается от максимального значения, соответствующего его истинному положению. Расчеты показали, что распределение двумерного коэффициента кросскорреляции в окрестности рассматриваемого объекта на РСА-изображении имеет множество пиков, и использование процедуры двумерного бинарного поиска приводит к нахождению максимума, соответствующего одному из них.

Для уменьшения времени вычислений в модификации кросскорреляционного алгоритма, описанной в работах Fleshe (1988), Kloster et al. (1992), Sandven et al. (1991), используется процедура двумерного бинарного поиска. При этом принимается допущение, что двумерный коэффициент кросскорреляции в некоторой окрестности наблюдаемого объекта монотонно уменьшается от максимального значения, соответствующего его истинному положению (рис. 3.5.1 *а*, см. цвет. вклейку). Вычисления, выполненные на РСА-изображениях, показали, что распределение двумерного коэффициента кросскорреляции в окрестности рассматриваемого объекта имеет множество пиков (рис. 3.5.1 *б*, см. цвет. вклейку), и использование процедуры двумерного бинарного поиска приводит к нахождению максимума, соответствующего одному из них.

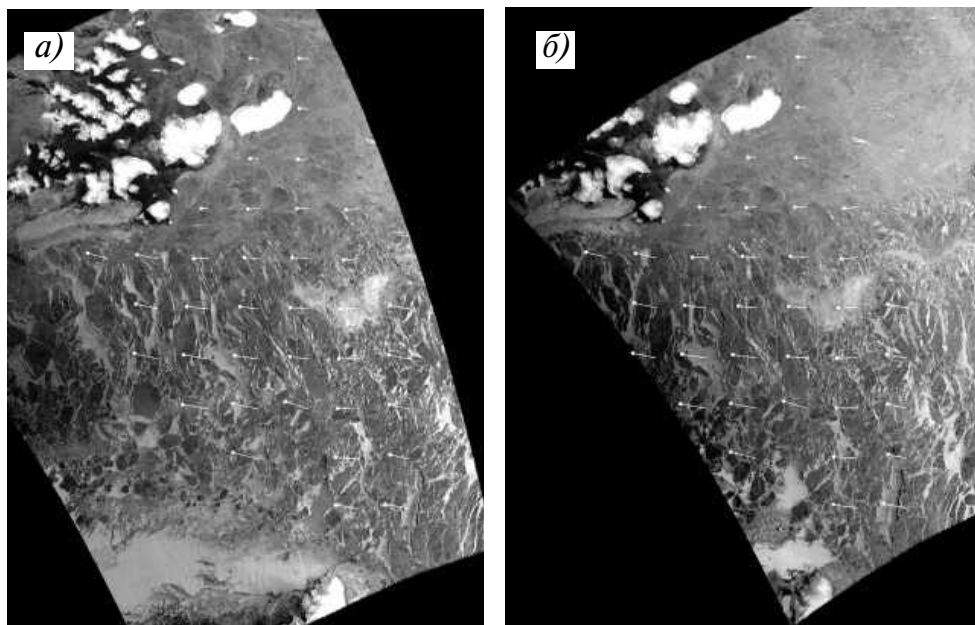


Рис. 3.5.2. Определение дрейфа льдов в северо-восточной части Баренцева моря по изображениям, полученным со спутника Envisat в режиме ASAR WS 31 марта 2006 г. (*а*) и 1 апреля 2006 г. (*б*) с использованием кросскорреляционного алгоритма.

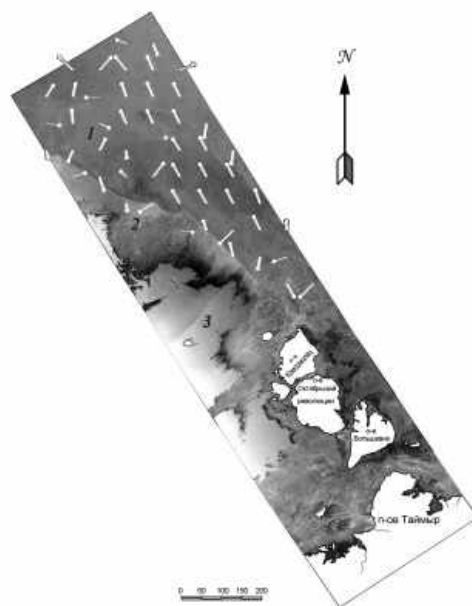


Рис. 3.5.3. Векторы дрейфа льда, рассчитанные для района Северной Земли за период с 30 октября по 3 ноября 2009 г. с использованием кросскорреляционного алгоритма по данным ИСЗ Envisat.

1 – старый лед; 2 – однолетний лед; 3 – открытая вода; длина векторов, выраженная в масштабе карты, отражает перемещения льда за рассматриваемый период.

Для автоматического определения дрейфа по радиолокационным изображениям, полученным со спутника «Океан», метод кросскорреляции был усовершенствован в ААНИИ (Рахина и др., 1998). Особенностью использованного подхода стала обработка изображения полного разрешения с ограничением зоны поиска на повторном снимке для уменьшения времени вычислений и вероятности ошибки. Ограничить зону поиска удалось за счет использования априорной информации о максимально возможной скорости дрейфа. На повторном изображении поиск осуществлялся в пределах окружности с центром в точке, прямоугольные координаты которой соответствуют началу вектора дрейфа, а радиус определяется максимально возможным перемещением (в пикселях изображения) за интервал времени между двумя последовательными изображениями.

Данный алгоритм был адаптирован для определения дрейфа льдов по последовательным РСА-изображениям со спутника Envisat. Примеры определения дрейфа льдов по РСА-изображениям со спутника Envisat в Баренцевом море представлены на рис. 3.5.2., а в районе Северной Земли – на рис. 3.5.3.

Гибридный метод. Является комбинацией интерактивного, полиномиального и кросскорреляционного методов. По интерактивно определенным векторам дрейфа строится полиномиальная модель дрейфа, которая уточняется методом кросскорреляции. Определенная полиномиальной моделью точка на втором изображении является центром площади поиска максимума коэффициента кросскорреляции. Размер зоны поиска, определяющий объем вычислений, и точность конечного результата зависят от точности полиномиальной модели.

Метод оптического потока. Основан на вычислении компонентов скорости движения льда по яркости каждой точки изображения при помощи аппарата частных производных. Алгоритм, разработанный Я.Сан (Sun, 1994), также использует построение

пирамидальной структуры спутниковых изображений, на вершине которой находится изображение наиболее грубого разрешения, а в основании — исходное изображение. На уровне грубого разрешения методом кросскорреляции получаются грубые векторы дрейфа. Затем на каждом уровне пирамиды производится вычисление оптического потока — трехмерного векторного поля, которое получается из скалярной функции яркости последовательных по времени изображений.

Яркость объекта во время его движения считается постоянной. Градиент яркости изображения также принимается стационарным во времени. Метод используется для детального слежения за динамикой льда и позволяет получить информацию о трансформациях ледяного покрова — сжатиях, разрежениях, взаимных подвижках, деформациях. Алгоритм вычисления оптического потока требует предварительной калибровки снимков по значениям яркости.

Метод определения дрейфа, основанный на прослеживании характерных деталей ледяного покрова. Включает в себя процедуры сегментации, векторизации границ и сопоставления выделенных сегментов на последовательных РСА-изображениях. В работе Vesecky et al. (1998) сравнивались границы полей и разрывы, представленные в виде отрезков прямых линий. В работе McConnell et al. (1991) находился максимум коэффициентов кросскорреляции, полученных при сравнении некоторого сегмента на первом изображении со всеми похожими сегментами на повторном. Для нахождения одинаковых ледяных полей может использоваться стохастический подход (Banfield, 1991).

В оперативной системе определения дрейфа льдов по РСА-изображениям, применяемой в ASF (Alaska SAR Facility) на Аляске, используется комбинация объектно-ориентированных и зонных методов для отслеживания ледяных полей (Kwok et al., 1990). При этом в Центральной Арктике, где движение морских льдов является преимущественно поступательным, корреляционный алгоритм позволяет получить достаточно точные результаты. Однако с увеличением угла поворота льдин, пик корреляции расширяется и, в конечном счете, становится статистически незначимым; поэтому в районе кромки льдов идентичность ледовых образований устанавливается путем применения одномерной кросскорреляции сегментов. Недостатком объектно-ориентированных подходов является неоднозначность выделения признаков — границ каналов и полей, отдельных полей и т.д. (Sun, 1992).

При оценке дрейфа льда необходимо учитывать сезонные и региональные особенности строения и динамики ледяного покрова. Дрейф массива (зоны) льдов и входящих в нее ледяных полей можно разложить на несколько составляющих:

- поступательное движение без изменения ориентировки в пространстве;
- вращательное движение массива и отдельных льдин, входящих в него;
- взаимное смещение льдин в массиве друг относительно друга.

При проведении наблюдений за дрейфом как элементом постоянного мониторинга ледяного покрова необходимо учитывать установленные в результате экспедиционных полигонных исследований закономерности этого процесса в Северном Ледовитом океане (СЛО). Эти закономерности существенно различаются в зимний и летний периоды. Между зимним и летним периодами также могут быть выделены кратковременные переходные периоды.

Зимний период

В зимний период ледяной покров представляет собой сморозь льдов различных возрастных стадий — от многолетних до ниласовых. По возрастному составу сморози могут быть разделены на следующие типы:

- поля и обломки многолетнего льда,
- поля и обломки остаточного однолетнего льда,
- осенние (устойчивые) сморози,
- неустойчивые сморози.

Более старые льды всегда входят в состав более молодых сморозей. В Центральном Арктическом бассейне, где влияние берегов незначительно, в ледяном покрове в каждый момент могут быть выделены массивы, в поперечнике достигающие 200 — 500 км, а иногда и более. Эти массивы испытывают поступательное и вращательное движение как одно целое. Взаимное смещение ледяных полей в этих массивах происходит в ограниченных пределах без взаимных разворотов.

Массивы эти не постоянны, их границы изменяются в соответствии с положением и перемещением барических образований.

Между массивами располагаются дрейфоразделы, которые характеризуются повышенной раздробленностью и интенсивными подвижками с образованием разводьев, поясов торошения и полос тертого льда.

В арктических морях, где на дрейф, помимо полей ветра и поверхностных течений, существенно влияют берега, размеры таких массивов, испытывающих поступательное и вращательное движение как одно целое, обычно не превышают нескольких десятков километров и редко достигают 100 — 200 км.

В динамичных районах (Гренландское и Баренцево моря), как правило, устойчивые сморози не образуются и ледяные поля группируются в виде отдельных блоков, имеющих некоторую свободу взаимного перемещения.

Таким образом, в зимний период (ноябрь — май) поле векторов дрейфа в СЛО может определяться с достаточной детализацией и точностью путем наблюдения за перемещением сравнительно ограниченного числа контурных точек, наиболее разреженных в его центральной части и более сгущенных в арктических морях.

Весенний период

Разлом ледяного покрова, образование трещин и каналов происходят постоянно. Однако зимой образовавшиеся трещины и каналы очень быстро замерзают и отдельные поля не получают свободы взаимного перемещения. В мае — начале июня, с повышением температуры воздуха, ледообразование прекращается и процесс дробления полей сморозей становится однонаправленным.

Когда размер полей сморозей становится меньше 6 — 10 км, говорят, что произошел «взлом» ледяного покрова, который можно подразделить на три стадии.

В начальной стадии ледяной покров разделен трещинами и каналами на отдельные поля и обломки, но еще является достаточно сплоченным. Взаимного смещения полей и их разворотов, образования разводьев не наблюдается.

На следующей стадии взлома происходят дальнейшее разрежение льдов, взаимные смещения ледяных полей и их обломков, сохраняющих, однако, еще свои угловатые формы.

На заключительной стадии взлома поля и обломки приобретают характерную округлую форму, часть их в результате взаимных подвижек, а также периодических сжатий и разрежений дробится в крупнобитый, мелкобитый и тертый лед.

В целом, в этот кратковременный весенний период сохраняется «зимняя» технология наблюдения за дрейфом, однако из-за разломов и деформации полей приходится чаще обновлять список постоянно наблюдаемых контурных точек.

Летний период

В летний период характер дрейфа льдов в значительной мере определяется общей сплоченностью и формами ледяных полей.

Летом даже в приполюсном районе изредка образуются локальные зоны сплоченностью до 5—6 баллов, а взлом льда ограничивается второй и даже только начальной стадией.

Отдельные поля приобретают большую по сравнению с зимним периодом свободу взаимного перемещения и разворотов, но в ограниченных пределах. Дрейф отдельных

льдин в достаточной мере характеризует дрейф всего массива. Эта закономерность сохраняется и для зон очень сплоченных льдов в арктических морях.

Наоборот, в зонах разреженных и, особенно, редких льдов отдельные льдины имеют полную свободу поступательного и вращательного движения. При этом скорость дрейфа зависит от горизонтальных размеров и рельефа верхней и нижней поверхности каждой льдины (обычно чем меньше размеры, тем больше скорость). Поэтому дрейф отдельных ледяных полей и обломков может значительно отличаться от дрейфа зоны в целом. Это приводит к перераспределению льда, изменению границ зон различной сплоченности, которые не могут считаться постоянными.

Исходя из вышесказанного в летний период целесообразно сочетать автоматизированные и интерактивные методы наблюдения за дрейфом.

Осенний период

В августе — сентябре начинается новое ледообразование. Ниласовые, а затем молодые льды образуются сначала между полями многолетнего и остаточного однолетнего льда, а затем и на чистой воде.

Взаимные подвижки полей многолетнего и остаточного льда, наблюдающиеся на последовательных спутниковых изображениях, сопровождаются выторашиванием и наложением молодых льдов между ними. Молодые льды, образовавшиеся на чистой воде, также подвергаются значительным деформациям; поэтому опознавать идентичные точки через 7—10 дней иногда не удается даже интерактивно. Наблюдения за дрейфом в этот период приходится выполнять учащенно — с интервалом между последовательными съемками не более 3—4 суток. Также при необходимости выбираются новые контурные точки.

По достижении молодым льдом толщины 30—40 см он уже в достаточной мере связывает поля остаточного льда и сам подвергается меньшим деформациям. Начиная с этого момента можно считать, что дрейф подчиняется закономерностям зимнего времени.

3.6. МЕХАНИКА ДЕФОРМИРОВАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ МОРСКОГО ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ПО АЭРОФОТО- И СПУТНИКОВЫМ ИЗОБРАЖЕНИЯМ И КОНТАКТНЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ

Морской лед является геофизической средой, состоящей из ледяных образований различного размера и возраста, разделенных трещинами, грядами торосов и разводьями, хаотическое распределение которых иногда отличается возникновением упорядоченных структур. Это обуславливает строение и структуру морского ледяного покрова в различных пространственно-временных масштабах и зависит от физико-географических условий региона и особенностей динамики льдов. Для понимания природы развития и формирования ледяного покрова необходимо знать характер происходящих в нем разномасштабных физико-механических процессов. С этих позиций представляет интерес изучение механики деформирования и разрушения морских ледяных полей для решения многих научных и прикладных задач.

Наблюдаемые в дрейфующих и припайных льдах динамические процессы свидетельствуют о том, что упруго-пластические деформации льда развиваются при определенном уровне уже имеющихся начальных напряжений. Очевидно, что этот начальный, естественный уровень напряжений, различен для разных льдов и зависит, в первую очередь, от термического состояния ледяного покрова. Под термином «начальные естественные напряжения» следует понимать систему напряжений, которые могут существовать в равновесии внутри льда, когда к его поверхности не приложены внешние силы.

Пространственные масштабы деформирования и разрушения морского ледяного покрова и образование крупномасштабных структур позволяют предполагать наличие

двумерного напряженного состояния льда геофизического масштаба. Спутниковое изображение блоковой ромбовидной сетки каналов и разводьев, а также характер подвижек на большой площади можно отнести к разряду высокоорганизованных форм деформирования и разрушения льда. Такая структура возникает при образовании напряженного состояния льда с начальным напряжением, обусловленным термическим состоянием ледяного покрова и двумерным напряженным состоянием.

Очевидно, что деформация ледяного покрова во многом зависит не только от величины и направления внешних сил, условий передачи усилий и продолжительности действия, но и от площади ледяного покрова, времени года и характера взаимодействия льдин. Иерархическая структура может значительно изменяться в зависимости от региональных и сезонных особенностей ледового режима и динамики атмосферных и океанических процессов.

Следует отметить два существенных подхода к описанию деформации ледяного покрова и соответственно к терминологическому понятию «деформация ледяного покрова». Первый подход основан на законах кинематики. При этом под деформацией ледяного покрова подразумевают простое перераспределение слабо связанных между собой дрейфующих льдин по водной морской поверхности, описываемых как чисто кинематический процесс. Второй подход основан на законах динамики. При динамических процессах ледяной покров претерпевает механические изменения, и деформация в этом случае обусловлена силовым взаимодействием льдин друг с другом, сопровождающимся значительными напряжениями во льду и различными формами упруго-пластического деформирования и разрушения ледяных полей. Наиболее характерным динамическим процессом являются подвижки льда. Подвижки и разрушение льда происходят непрерывно, обуславливая структуру ледяного покрова, регулируя теплообмен между океаном и атмосферой (Легеньков, 1988; Тимохов и Хейсин, 1987).

Динамические подвижки в дрейфующем льду — это взаимные смещения ледяных полей при высокой сплоченности и сжатии, сопровождающиеся механическими деформациями контактов взаимодействующего льда как твердого тела. Очевидно, что при значительных силах сжатия могут возникать протяженные разломы в ледяном покрове с образованием гряд торосов.

В механике деформирования и разрушения различных сред большое значение придается масштабному эффекту — зависимости определяемых механических значений от размера испытываемых образцов. Лабораторные испытания прочности образцов льда на сжатие позволяют по соответствующим стандартам оценивать интегральную прочность всего ледяного поля. Для инженерных задач это недостаточно корректное решение. Поэтому разрабатываются технологии крупномасштабных испытаний свойств льда. Естественно, что испытать на прочность ледяное образование с линейными размерами в десятки километров нереально. Однако на спутниковых снимках морского льда прослеживаются моды деформирования, которые позволяют подойти к решению задач мезомасштабной механики разрушения льда и оценки его характеристик прочности. Для этого следует как основную рассматривать теорию сдвиговой прочности и механизмы сдвиговых разломов.

Механика сдвигового разрушения льда

В теоретических моделях динамики морских льдов показано, что параметры эллипса деформации ледяного покрова — большая и малая оси — представляют собой главные компоненты тензора скорости деформации. Большая ось ориентирована вдоль линии максимального растяжения, а малая — вдоль линии максимального сжатия. Значения соответствующих деформаций содержат шаровую часть, совпадающую с выражением дивергенции скорости, и девиаторную, характеризующую интенсивность сдвига (Тимохов, Хейсин, 1987).

Основное положение теории механики сдвига заключается в том, что сопротивление разрушению по плоскости сдвигового разрушения обусловлено прочностью сцепления материала (c), произведением нормального напряжения на эту плоскость (σ_n)

и коэффициентом внутреннего трения (μ_i). При этом критерий разрушения задается соотношением Кулона–Мора:

$$|\tau| - \mu_i \sigma_n = C, \quad (3.6.1)$$

где τ – приложенное напряжение сдвига на плоскости разрыва/сдвига.

Принимая нормальные напряжения сжатия положительными и выражая τ и σ_n в терминах главных напряжений, уравнение (3.6.1) можно представить в следующем виде:

$$|\tau| - \mu_i \sigma_n = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2)(\sin 2\alpha + \mu_i \cos 2\alpha) - \frac{1}{2}\mu_i(\sigma_1 + \sigma_2), \quad (3.6.2)$$

где α – угол между максимальным главным напряжением σ_1 , взятым при наибольшем напряжении сжатия σ_n , и плоскостью сдвигового разрушения. Угол α достигает своего максимального значения, когда

$$\operatorname{tg} 2\alpha = 1/\mu_i. \quad (3.6.3)$$

В лабораторных экспериментах по двумерному сжатию образцов льда, как правило, поверхность разрушения сравнительно ровная, образующая с направлением действия главного напряжения σ_1 малый угол, который в эксперименте составляет 2α (около 70°). В силу симметричности тензора напряжения теоретически всегда можно представить две зеркально подобные по отношению к σ_1 плоскости сдвига. Схожесть форм разрушения льда в лабораторных экспериментах и в натурных условиях (рис. 3.6.1 и 3.6.2) позволяет сделать полезные допущения и проводить описание механики льда на мезомасштабном уровне.

Формирование магистральной сдвиговой трещины и последующее относительное смещение по разрыву образуют гряды торосов и цепочку разводьев. Как правило, разводья одинаковой формы и размера чередуются по протяженному разлому на десятки и сотни километров (рис. 3.6.3).

Рассмотренные примеры показывают, что зарождение сдвигового разлома в ледяном покрове обусловлено силовым воздействием в условиях двумерного поля напряжений. Причем для отдельных, локальных случаев отмечается разница в величинах сдвига отдаленных друг от друга ледяных полей, что указывает на неодинаковое воздействие касательного напряжения ветра. Отмечаются многократность действия сдвигов льда (импульсность) и три стадии сдвига (Бушуев и др., 1967; Горбунов и др., 1986; Бородачев, 1997):

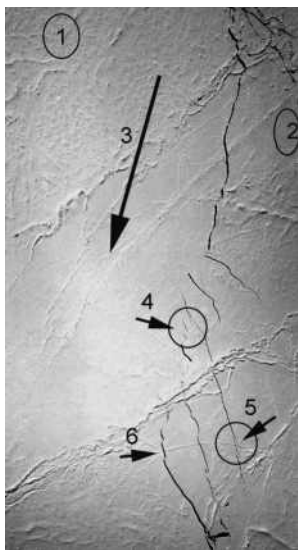


Рис. 3.6.1. Аэрофотоснимок ледяного покрова с первыми признаками зарождения сдвигового разлома. Размер кадра 600×300 м. 1 и 2 – сдвигающиеся массивы; 3 – направление сдвига; 4, 5, 6 – серия крылообразных и кулисообразных трещин, проходящих через ровный лед и гряды торосов.

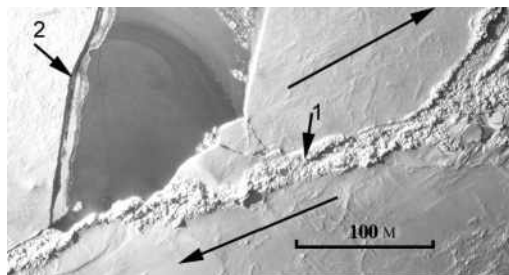


Рис. 3.6.2. Аэрофотоснимок ледяного покрова с различными формами разрушения льда при начале сдвигового торошения и образования разводья. 1 – сдвиг/срез, сжатие/дробление; 2 – растяжение/разрыв при образовании разводья.



Рис. 3.6.3. Рисунок-копия со снимка с ИСЗ цепочки разводей по сдвиговому разлому в ледяном покрове.

1 и 2 — направление сдвига, 3 — сдвиговая трещина с разводами, 4 — «не проявившаяся» сдвиговая трещина при «расплыве», 5 — одиночное развье.

- сдвиг зачаточный развивается в ненарушенном ледяном покрове при образовании узкой полосы растяжения с началом формирования кулисообразных и крылообразных трещин;
- полный сдвиг формируется в условиях уже существующих нарушений сплошности;
- многоступенчатый сдвиг формируется при повторных воздействиях внешних сил на ледяной покров.

Механика деформирования и разрушения льдов согласуется с основными положениями механики разрушения сплошных и связно-сыпучих сред:

- разлом — не пороговое явление, а процесс, развивающийся в пространстве и во времени;
- разрушение льда осуществляется благодаря возникновению, росту и слиянию трещин;
- формирование масштабного/глобального разрыва приводит к перераспределению напряжений в значительном объеме ледяного покрова;
- процесс разрушения может протекать с сохранением геометрического и временного подобия на разных масштабных уровнях.

При натурных наблюдениях на дрейфующих льдах с помощью теодолитов на базе до 5 км максимальные значения скорости подвижек достигали 50 мм/с. Между подвижками льда и локальным ветром прямой связи не отмечено, «.....особенно удивительным кажется, когда льды приходят в движение без видимой на то причины. Это воспринимается как *самопроизвольное возбуждение* подвижек льда» (Легеньков, 1988).

При инструментальном мониторинге состояния ледяного покрова на дрейфующих станциях «Северный полюс» были обнаружены циклические горизонтальные подвижки льда на значительных пространствах (Богородский, Смирнов, 1980). Ускорения ледяного острова и окружающего его морского льда как одного целого являются

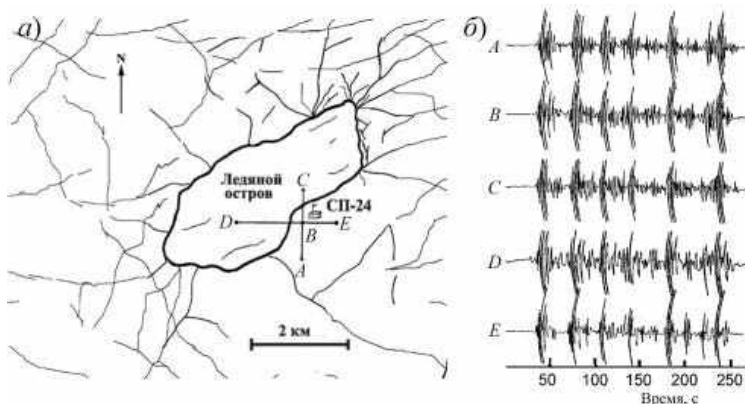


Рис. 3.6.4. Циклические сдвиговые подвижки в дрейфующей системе морской лед — ледяной остров.

а — схема наблюдений; б — запись от горизонтальных акселерометров, установленных в точках А, В, С, D, Е на морском льду и на острове на расстоянии до 3 км друг от друга. Интервал между циклическими импульсами 30—40 с.

результатом больших внутренних сил, возникающих при высокой сплоченности льда (рис. 3.6.4). Цикличность обусловлена физико-механическими свойствами контакта взаимодействующих ледяных массивов. При определенных относительных скоростях смещения возникают автоколебательные процессы, которые могут служить одним из прогностических признаков событий сжатия и разлома ледяных полей.

При сжатии и торошении процесс разрушения льда на контакте сопровождается смятием, дроблением, изгибом, срезом/сдвигом. Выделяются следующие масштабы деформирования и разрушения льда: развитие микротрещин (масштаб меньше 1 м); трещины размером от десятков до сотен метров (локальный масштаб); трещины и разводы (1–100 км, мезомасштаб); протяженные сдвиговые разломы в ледяном покрове (до 1000 км, макромасштаб). Классификация основных форм деформирования и разрушения льда содержит: разрывы при термических напряжениях; наклоны льда и образование трещин, вызванные совместным действием ветра и течений; изгиб льда волнами зыби, образующими параллельные трещины; изгиб при потере устойчивости формы ледяной пластины при сжатии и упруго-пластическом деформировании; смятие и дробление льда при торошении.

Во время образования сквозных трещин в ледяном покрове отмечаются сбросы напряжений. Эти напряжения характеризуют способность ледяного покрова накапливать в себе энергию упругих деформаций и косвенным образом отражать локальную и масштабную прочность льда. Рост внутренних напряжений будут регулировать постоянно действующие релаксационные процессы. По мнению ряда исследователей, периоды релаксации внутренних напряжений в ледяном покрове не слишком велики и имеют порядок суток. Поэтому ледяной покров «не помнит» воздействий более чем суточной давности. Напряженное состояние всякий раз соответствует малым относительным деформациям, которые можно определить по мгновенной картине скоростей деформаций.

Длительные изменения внешних условий ведут к постепенному переходу больших массивов льда в неравновесное состояние, к появлению в них избыточного напряжения и возможному последующему самопроизвольному разрушению. Лед можно рассматривать как среду с аккумулированной энергией. Разрушение ледяного покрова вызывается не только внешними силами, но и внутренними, действующими изнутри объема льда. В некоторые моменты сочетание этих сил приводит к лавинообразному характеру разрушения. Самопроизвольное разрушение может произойти спустя значительное время после действия внешних сил. Этот процесс сопровождается явлениями самоорганизации геометрических форм, самоподобия, а во временных рядах непрерывных измерений параметров динамики льда — эффектами нелинейных автоколебательных процессов (Смирнов, 1996).

Рисунки крупномасштабных деформаций с характерным линейным размером порядка 100 км и более обусловлены, главным образом, касательными напряжениями ветра и воды, градиентами давлений и уровней. Мезомасштабные деформации, размеры которых составляют десятки километров, связаны с блочным строением ледяных массивов. На деформирование блоков и их взаимное перемещение существенное влияние оказывают как внешние, так и внутренние силы. Уровень внутренних напряжений, осредненных по размерам блока, значительно выше, чем у общих деформаций крупного масштаба.

Микромасштабные деформации обусловлены непосредственно внутренними силами/напряжениями и зависят от толщины, интегральной прочности и морфологии ледяного покрова. Локальные напряжения в ледяном покрове в этом случае могут достигать разрушающих значений. Ледяной покров не является сплошным твердым телом и поэтому не может воспринимать растягивающие усилия. Возрастание внутренних напряжений будут регулировать постоянно действующие релаксационные процессы.

Механика полигональной структуры льда

В ледяном покрове СЛО присутствие развитых структур, перекрещивающихся трещин и разводей указывает на вероятность образования относительно быстрых деформаций на больших площадях поверхности океана. Протяженные ледовые ромбовидные образования имеют углы пересечения разрывов от 20 до 40° (рис. 3.6.3 и 3.6.5). Это говорит о высокой когерентности длины и ширины ледовых структур при упруго-пластическом деформировании и разрушении льда сдвигом. Внутри больших ромбов отмечаются ромбовидные образования меньших размеров. Рисунок полигональной структуры, по данным последовательных спутниковых наблюдений, может сохраняться и быть однонаправленным в течение нескольких дней (Купецкий, 1976; Marco, Thomson, 1977).

Механизм образования полигональных структур обусловлен сдвиговыми подвижками, сопровождающимися полухрупким разрушением ледяного покрова и дальнейшим смещением взаимодействующих берегов сдвига. Для хрупкого типа разрушения соотношение прочности сцепления материала, приложенного сдвигового напряжения на плоскости разрушения/сдвига и нормального напряжения на эту плоскость описывается формулой (3.6.1) (критерий Кулона—Мора). Острые углы разломов (приблизительно 28°) между наблюдаемыми линиями сдвига обуславливают характеристическое значение коэффициента внутреннего трения ледяного покрова, равное примерно 1,9.

Таким образом, самоподобная размерность изрезанных линий скрытых трещин и гряд торосов в ледяном покрове может являться следствием реализации модели Кулона — Мора. В этом случае параметры мезомасштабной прочности льда выражаются через силу сцепления ледяных образований и угол внутреннего трения на плоскостях скольжения. Линия сдвига при завершённой консолидации льда в соответствии с формулой (3.6.1) описывается выражением

$$\tau = C + \sigma_n \operatorname{tg} \phi, \quad (3.6.4)$$

где τ — предельное сопротивление сдвигу, σ_n — нормальное давление (сила сжатия льдов), C — сцепление, ϕ — угол внутреннего трения ледяного покрова как дискретной среды.

Поверхность разрушения образует с направлением действия главного напряжения σ_1 угол разлома/разрыва, который в экспериментах может составлять около 70°. В силу

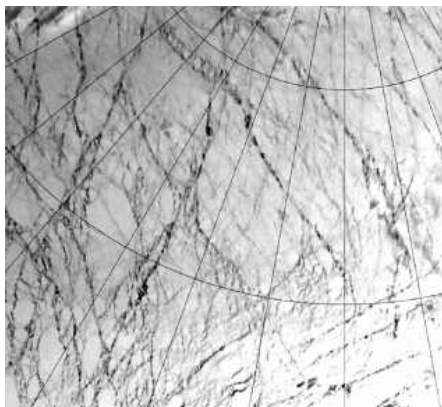


Рис. 3.6.5. Спутниковый снимок с ИСЗ NOAA с изображением ледяного покрова СЛО. Размер кадра 500×500 км, приполюсный район, 26 мая 2005 г. Внутри больших ромбов можно видеть ромбовидные образования меньших размеров.

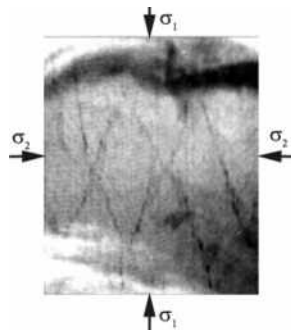


Рис. 3.6.6. Спутниковый снимок с ИСЗ NOAA, на котором проявляется ромбовидная структура ледяного покрова при разрежении (на «расплыве»). В выделенном фрагменте показаны главные напряжения σ_1 и σ_2 при двумерном сжатии льдов.

Размер одной стороны ромба около 150 км; углы разлома 30°.

симметричности тензора напряжения теоретически всегда можно представить две зеркально подобные по отношению к σ_1 плоскости разрыва. Именно поэтому образуются линии сдвига, пересекающиеся под углом около 30° . Очевидно, что таких линий в изотропном двумерном поле напряжений может быть некоторое множество, и они в момент зарождения не видны на снимках. В таком случае в определенные моменты времени, когда сжатие в сплоченном льду достигло максимума, на больших пространствах ледяной поверхности океана образуется ромбовидная сеть линий среза, которая в дальнейшем, при снятии напряжений (при разрезении, когда лед на «расплыве»), превращается в сеть каналов с разводами и становится видимой из космоса (рис. 3.6.6).

С использованием спутниковых снимков ледяного покрова получены оценки углов внутреннего трения и «мезомасштабного сцепления» ледяных образований. Углы разлома позволяют определять физические свойства льда в масштабе сотен километров.

По спутниковым снимкам с ИСЗ NOAA за разные годы предельное напряжение сдвига при измеренных углах разлома достигало 40 кПа. Эта приблизительная оценка соответствует мезомасштабной/геофизической прочности ледяного покрова на сдвиг/разрыв.

Подспутниковые наблюдения на дрейфующих станциях «Северный полюс»

Важное значение для валидации спутниковых данных по ледяному покрову имеют инструментальные подспутниковые наблюдения процессов деформирования и разрушения дрейфующего льда. Такого рода исследования проводятся на дрейфующих станциях «Северный полюс», где создаются условия для продолжительных измерений параметров динамики и механики деформирования льда с дискретностью отсчетов, позволяющих выделять процессы трещинообразования, сдвиговые подвижки, изгибные деформации ледяных полей от волн и продольных усилий при сжатии и торошении льдов.

Исследования проводятся с использованием комплекса измерительной техники: наклономеров, сейсмометров, акселерометров, GPS-приемников, согласующих устройств и компьютеров (Смирнов и др., 2009). Сигналы от приборов круглосуточно с дискретностью 100 Гц регистрируются в цифровом виде для последующей обработки с получением фоновых данных и экстремальных событий: вертикальных и горизонтальных смещений и ускорений ледяных полей при подвижках, изгибных деформаций при волновых и колебательных движениях ледяного поля, сейсмоакустических импульсов при трещинообразовании и сдвиге. Эти инструментальные наблюдения на ледяных полях дрейфующих станций и сопутствующие им спутниковые изображения льда дают возможность объяснить природу мезомасштабных образований на поверхности СЛО и способствуют совершенствованию методов прогноза состояния льда.

Приведенный на рис. 3.6.7 пример реакции дрейфующего ледяного поля на динамические процессы в океане и атмосфере показывает возможности синхронных измерений основных физико-механических характеристик ледяного поля и гидрометеорологических элементов.

В ледяном покрове СЛО присутствует фон изгибно-гравитационных волн в диапазоне периодов от 1 до 60 с. Волны возникают под действием ветра, при торошении льдов, от волн на открытой воде. Амплитуда волн зыби при длине волны 1 км может составлять до нескольких сантиметров. Слабое затухание зыби позволяет регистрировать ее во льдах штормовых районов в Атлантике, в Баренцевом и в Беринговом морях. Волны зыби с периодом 25–35 с отмечаются на всех дрейфующих станциях. Важно отметить, что повышения уровня волн зыби зарегистрированы при минимальной скорости ветра и дрейфа. При волновых изгибных деформациях ледяного поля могут возникать протяженные трещины во льду, которые в некоторых случаях очень похожи на полигональную структуру.

Колебания ледяного покрова в диапазоне периодов от нескольких минут до часа и более возбуждаются короткопериодными гравитационными внутренними волнами

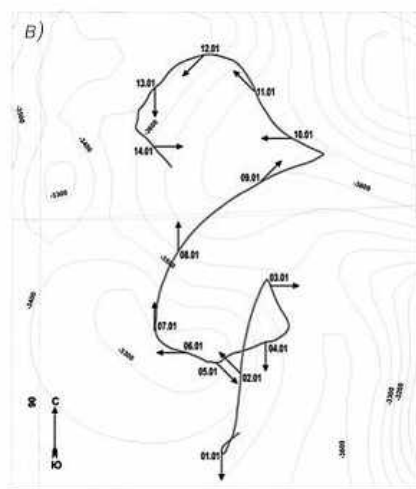
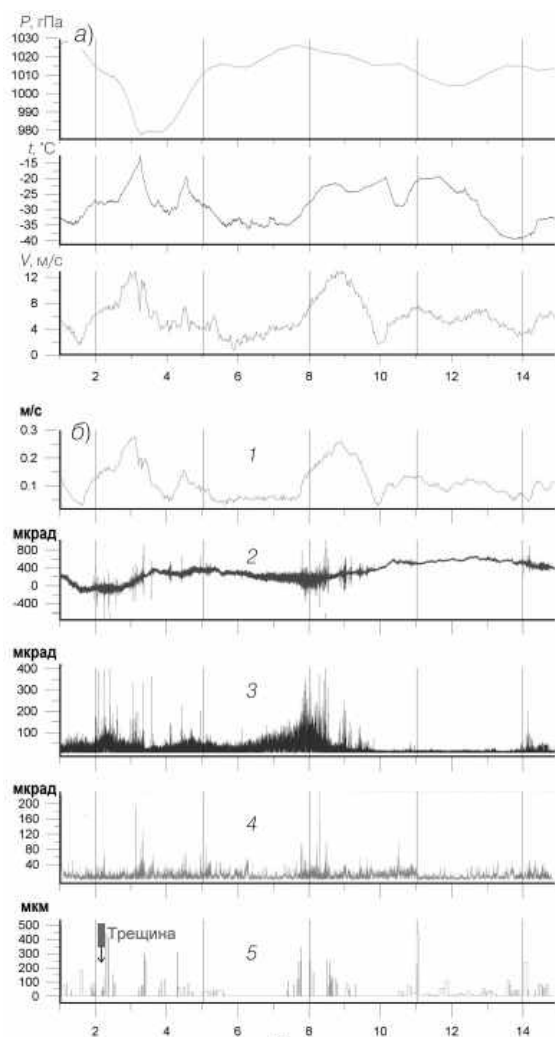


Рис. 3.6.7. Реакция дрейфующего ледяного поля на динамические процессы в океане и атмосфере в период 1–15 января 2008 г. (СП-35).

а) метеопараметры: атмосферное давление (P), температура воздуха (t), скорость ветра (V); *б)* ледовые характеристики: 1 – скорость дрейфа, 2 – квазистатистический наклон ледяного поля, 3 – амплитуда волны зыби в ледяном поле, 4 – амплитуда колебаний льда в диапазоне внутренних волн, 5 – колебания льда при торошении; *в)* карта траектории дрейфа льда и направление ветра за наблюдаемый период. Толщина льда 1,7 м.

океана и турбулентными течениями. Под действием внешних сил (атмосферных возмущений, приливов, килей торосов и айсбергов) в стратифицированной по плотности водной среде возникают колебания с амплитудой до десятков и сотен метров. При мгновенном воздействии силы или при резком прекращении воздействия внутренние волны рассматриваются как свободные. Если внутренние волны становятся неустойчивыми и разрушаются, то образуются мелкомасштабные турбулентные пятна. Все эти процессы в зависимости от их энергии воздействуют на ледяной покров. Реакция льда на это воздействие проявляется в образовании колебательных и волновых процессов (см. рис. 3.6.7).

В консолидированном ледяном покрове океана обнаружены периодические горизонтальные подвижки со сжатием, относящиеся к классу автоколебательных процессов (Богородский, Смирнов, 1996). Для поддержания автоколебаний не требуется внешних периодических воздействий. Источником энергии ледовых автоколебаний являются силы сжатия, обусловленные ветром и поверхностными течениями океана. Демпфирующим механизмом служат силы трения и сцепления на стенках

трещины/разрыва во льду. Процесс взаимодействия характеризуется регулярной повторяемостью накопления и сброса напряжений, отражая релаксационные свойства льда в масштабе наблюдений. Генерация таких механических колебаний, период и амплитуда которых не зависят от характера внешнего воздействия, обусловлена свойствами самой ледовой системы.

Длительность и интенсивность автоколебательных подвижек с трением по разрыву во льдах характеризуют реологию льда, механику его разрушения, формируя при этом структуру излучаемых упругих волн. Периодические подвижки/пульсации ледяного поля могут превратиться в квазигармонические автоколебания – процесс стабильного скольжения с трением по разрыву. Длительность автоколебательных процессов достигает десятков минут, в спектре при этом устойчиво сохраняются низкочастотные пики колебаний. Распространяющиеся от ледового эпицентра упругие волны в диапазоне частот 0,2–1,5 Гц являются одним из основных признаков происходящих процессов сжатия и торошения.

Автоколебания могут быть использованы для разработки технологии оценки силы сжатия и прогноза разлома и торошения. Процесс автоколебаний – пример явления самоорганизации в хаосе временных ледовых событий. Полигональная структура льдов и автоколебания – это два физических процесса (в пространстве и во времени), иллюстрирующих природу самоорганизации в открытой системе атмосфера – океан.

Об энергии автоколебательных процессов можно судить по реакции взаимодействия дрейфующих ледяных островов и айсбергов с морским льдом. На записях динамики айсбергов выделяются собственные и пилообразные импульсы наклонов/ускорений айсберга при взаимодействии с контактирующим морским льдом. Силовое взаимодействие с морским льдом сопровождается крупномасштабными автоколебаниями. В одном из примеров ускорение айсберга при взаимодействии с морским льдом составляло $25 \cdot 10^{-6}$ м/с². С учетом массы айсберга глобальные динамические силы взаимодействия достигали 1500 МН. Очевидно, что эффекты такого взаимодействия могут объяснить многие природные динамические явления на шельфе, регистрируемые не только контактными, но и дистанционными методами.

Фрактальная размерность ледяного покрова

В открытой системе типа СЛО все время протекают процессы перераспределения и трансформации энергии и массы. Одновременно при этом изменяются и свойства системы – она перестраивается. Переходы между уровнями осуществляются «катастрофическим» путем и сопровождаются появлением самоподобных структур. Процесс разрушения льда в этом случае на различных уровнях структурной иерархии, в принципе, единообразен, или самоподобен. Отсюда следует автомодельность процесса структурообразования, который предполагает простые количественные соотношения между размерами области разрушения и энергией процесса разрушения. В качестве очага разрушения можно принять минимальный объем системы взаимодействующих трещин – трещинный кластер, при котором происходит потеря структурной устойчивости рассматриваемого уровня системы.

Анализ блоковой структуры ледяных образований выявил ее самоподобие/фрактальность, что является важнейшим признаком иерархических систем. Характерной формой блоков, образующихся в результате разрушения ледяного покрова, является параллелограмм, и в частности ромб. Масштабный ряд событий разрушения ледяных полей может быть выражен степенным законом как для пространственных, так и для временных характеристик, измеряемых при мониторинге состояния льда. Значение пространственно-временной корреляции состоит в потенциальной возможности предсказывать изменение во времени некоторой зоны ледяного покрова исходя из предшествующей эволюции системы на другом масштабном уровне (Смирнов, Чмель, 2006).

Таким образом, понятие самоподобного множества произвольных геометрических объектов — фрактальных размерностей — включает совокупность линий, поверхностей, имеющих сильноизрезанную форму. Самоподобие по пространству — это статистически одинаковый характер структуры геофизической среды в разных пространственно-временных масштабах рассмотрения.

В случае статистического подобия плоских объектов соотношение между их площадью S и периметром L удовлетворяет степенному выражению (Мандельброт, 1982)

$$SD \propto L^2, \quad (3.6.5)$$

где D — фрактальная размерность. Зависимость S от L в двойном логарифмическом масштабе представляет собой прямую линию, наклон которой к оси абсцисс равен $2/D$.

Обработка спутниковых снимков при этом подразделяется на этапы, связанные с оконтуриванием (вручную или по специальной программе) ледяных полей и автоматическим расчетом статистических характеристик льда: площади, периметра, ориентации и параметров фрактальной размерности (рис. 3.6.8, см. цвет. вклейку).

Оконтуривание проводится в программе MapInfo с получением в цифровом виде значений площади (км^2) и периметра (км) ледяных образований — «льдин». В результате получают ряды параметров «льдин», где число измерений может варьироваться от 200 до 2500 на одном снимке. Большая часть «льдин» имеют площадь до 1000 км^2 . Максимальные размеры наблюдаемых «льдин» составляли $12\,000 \text{ км}^2$.

Построенные зависимости площади от периметра «льдин» отражают степенной закон зависимости. В двойном логарифмическом масштабе имеет место линейная зависимость между площадью и периметром ледовых образований, которая выполняется в пределах почти четырех порядков величины площади до и после «катастрофического» разрушения льда. Это позволяет определять изменчивость фрактальной размерности и таким образом осуществлять мониторинг средне- и мезомасштабных деформаций морского льда. Согласно выборочным данным обработки спутниковых снимков, фрактальная размерность составляет $1,1\text{--}1,5$.

Рассмотренная связь между локальными событиями механики разрушения и глобальной перестройкой в ледяном покрове рассматривается с точки зрения концепции самоорганизованной критичности в такой динамической системе, как морской лед. Картина разломов ледяного покрова может быть описана в рамках фрактальной геометрии. Фрагментация обусловлена динамическими циклическими процессами во льду, которые в силу их регулярности поддерживают постоянные состояния разрушения по большему пространственному и временным масштабам. К основным факторам, через которые эти процессы реализуются, относятся, в частности, циклические подвижки льда, механические автоколебания, поверхностные волны и др.

Последнее обстоятельство позволяет расценивать ледяной покров как систему с самоорганизованной критичностью, в которой местные морфологические изменения преобразовываются в постоянную сбалансированную неустойчивость с внезапными местными и глобальными циклами разрушения и возникновением новой фрагментации.

Величину фрактальной размерности можно использовать как чувствительный элемент в прогнозе погодных и климатических задач.

Изложенное выше позволяет сформулировать следующие основные положения:

- спутниковая информация является одной из основных составных частей информационного обеспечения исследований процессов механики деформирования и разрушения морского ледяного покрова;

- строение и структура морского ледяного покрова в различных пространственно-временных масштабах зависят от физико-географических условий региона, особенностей динамики льдов и его физико-механических свойств в мезомасштабе;

— наиболее характерными динамическими процессами являются подвижки льда, которые происходят непрерывно, обуславливая структуру ледяного покрова, регулируя теплообмен между океаном и атмосферой;

— динамические подвижки в дрейфующем льду — это взаимные смещения ледяных полей при высокой сплоченности и сжатии, сопровождающиеся механическими деформациями контактов взаимодействующего льда как твердого тела;

— механика деформирования и разрушения льдов согласуется с основными положениями механики разрушения сплошных и связно-сыпучих сред. Основное положение теории механики сдвига заключается в том, что сопротивление разрушению по плоскости сдвигового разрушения обусловлено прочностью сцепления материала, нормальным напряжением на эту плоскость и коэффициентом внутреннего трения;

— разрушение ледяного покрова вызывается не только внешними силами, но и внутренними; сочетание этих сил может привести к лавинообразному характеру разрушения, сопровождающемуся явлениями самоорганизации геометрических форм, а во временных рядах — эффектами нелинейных автоколебательных процессов;

— в определенные моменты времени, когда сжатие в сплоченном льду достигает максимума, образуется ромбовидная сеть линий среза, которая в дальнейшем, при снятии напряжений, превращается в сеть каналов с разводами и становится видимой из космоса;

— блоковая структура ледяных образований является самоподобной/фрактальной, что является важнейшим признаком иерархических систем.

Понятие самоподобного множества произвольных геометрических объектов — фрактальных размерностей — включает совокупность линий, поверхностей, имеющих сильно изрезанную форму. Самоподобие по пространству — это статистически одинаковый характер структуры геофизической среды в разных пространственно-временных масштабах рассмотрения:

— масштабная инвариантность динамики морских льдов в сочетании с их фрактальной организацией позволяют рассматривать ледяной покров как самоорганизующийся фрактальный пространственно-временной домен. Фрактальная размерность служит своеобразным индикатором крупномасштабного состояния динамики ледяного покрова. Об активной жизни ледяного покрова свидетельствуют колебания и волны во льдах в широком диапазоне периодов;

— механическое свойство морского льда определяет его кинематическое поведение и поэтому является важным свойством для параметризации морского льда в численных моделях дрейфа льда и механическом перераспределении его толщины;

— установление взаимосвязи между характером механики деформаций льда различного масштаба и особенностями его дрейфа является основой для совершенствования моделей динамического поведения морского льда, используемых в прикладных задачах ледовых прогнозов, а также при изучении природы катастрофических явлений локального и геофизического масштабов.

Для валидации спутниковых данных ледяного покрова в настоящее время получен большой объем инструментальных контактных данных на дрейфующих льдах СЛО, которые проходят соответствующую обработку и анализ. При этом принимаются во внимание и используются сведения из разделов механики сплошных и дискретных сред, физики колебаний и волн в различных средах, теории самоподобных процессов пространственных и временных рядов. Создаваемая база данных включает скорость и направление дрейфа, интенсивность проявления во льдах поверхностных и внутренних волн, параметры автоколебаний, события сжатий, разломов и торошения льда, приливных явлений, сейсмоакустические сигналы и др. В соединении с данными спутниковой информации намечаются подходы к использованию комплексного мониторинга для решения научных и прикладных задач в Арктике.

3.7. ОБНАРУЖЕНИЕ ОПАСНЫХ ЛЕДЯНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Отдельные виды ледяных образований из общей номенклатуры ледяного покрова могут представлять потенциальную опасность для хозяйствующих субъектов, осуществляющих свою деятельность на акватории полярных районов. Опасность может заключаться в риске столкновения судна или инженерного сооружения с массивным ледяным объектом, а также повреждения кабелей и трубопроводов, проложенных по морскому дну в мелководной зоне, подводной частью ледяных объектов с большой осадкой. При решении задач освоения природных углеводородных месторождений на шельфе замерзающих морей наибольшую опасность для сооружений и инженерных конструкций представляют ледяные нагромождения деформированного морского льда и фрагменты льда материкового происхождения (Миронов, 2006).

Из всего многообразия ледяных образований морского льда (см. приложение) к категории потенциально опасных могут быть отнесены следующие:

- 1) торос (hummock),
- 2) гряда торосов (ridge),
- 3) барьер торосов,
- 4) стамуха (grounded hummock),
- 5) несяк (floeberg),
- 6) ледяной холм (бугор),
- 7) многолетний лед (multi-year ice).

Наибольшее распространение в зонах шельфа замерзающих морей имеют торосы, гряды торосов и стамухи, которые почти всегда образуются в мелководных акваториях морей в зонах дрейфующего льда или припая. Для решения инженерных задач необходимы оценки конкретных морфометрических характеристик гряд торос и стамух. В частности, подлежат определению положение, число и размеры стамух; линейная плотность (число торосов на 1 км профиля) и число торосов на 1 км² (СП 11-114, 2004). В строительных правилах о торосах и стамухах сказано, что «параметры верхней части (паруса) определяются путем топогеодезических съемок, а также аэрофотостереосъемок и лазерного профилирования с воздушных судов» (СП 11-114, 2004, п. 7.4.24). При современном развитии спутниковых средств зондирования для крупных стамух параметры паруса можно будет определять уже в ближайшее время по данным тандемных радиолокационных измерений (TerraSAR-X и Tandem-X).

Ледяные образования материкового происхождения на шельфе замерзающих морей встречаются значительно реже, чем гряды торосов и стамухи. Однако появление айсбергов (обломков или кусков айсберга) или тем более ледяных дрейфующих островов в непосредственной близости от гидротехнических сооружений создает угрозу повреждения или разрушения последних. Опасными считаются следующие виды льда материкового происхождения:

- 1) ледяной дрейфующий остров (ice island) — большой кусок плавучего льда, который откололся от арктического шельфового ледника (толщина 30–50 м, площадь от нескольких тысяч квадратных метров до 500 км² и более);
- 2) айсберг (iceberg) — массивный отколовшийся от ледника кусок льда любой формы, который выступает над уровнем моря более чем на 5 м;
- 3) обломок айсберга (bergy bit) — большой кусок плавающего глетчерного льда, обычно выступающий над уровнем моря на 1–5 м (площадь около 100–300 м²);
- 4) кусок айсберга (growler) — кусок льда материкового происхождения меньшего размера, чем обломок айсберга или крупный несяк, выступающий над поверхностью моря менее чем на 1 м (площадь около 20 м²).

Из всего многообразия потенциально опасных ледяных образований (ОЛО), которые необходимо обнаруживать и затем осуществлять их регулярный мониторинг средствами спутникового дистанционного зондирования, наибольший риск для техногенных объектов представляют следующие:

- ледяные острова,
- многолетние ледяные поля диаметром 500 м и более,
- айсберги диаметром 100 м и более по ватерлинии,
- поля толстого однолетнего льда с большими (высотой более 3 м) грядками торосов диаметром 500 м и более;
- всплывшие и подвижные стамухи диаметром 100 м и более.

Существующие дистанционные средства и технологии позволяют обеспечить обнаружение этих ОЛО, а также контролировать траектории их движения на открытой водной поверхности и в однолетнем льду.

3.7.1. ОБНАРУЖЕНИЕ ЛЕДЯНЫХ ОСТРОВОВ

Образование гигантских ледяных островов — достаточно редкое явление, однако оно представляет большую опасность для деятельности на морских акваториях. Крупные ледяные острова в Арктике образуются в фиордах и проливах Канадского Арктического архипелага раз в несколько лет. За районами возможного образования таких ОЛО ведется постоянное наблюдение с помощью спутниковых средств, и обнаружение ледяных островов проблемы не представляет, причем обнаруживаются острова по данным всех используемых в ДЗ диапазонов, применяется аппаратура с разным пространственным разрешением. В качестве примера ниже, по материалам публикаций, с помощью спутниковых снимков проиллюстрирована судьба ледяного острова, образовавшегося в августе 2010 г. в районе выводного ледника Петермана на северо-западе Гренландии (рис. 3.7.1, см. цвет. вклейку). По спутниковым наблюдениям предшествующих лет уже были зафиксированы случаи зарождения ледяных островов у ледника Петермана: в 2001 г. (117 км²) и 2008 (27 км²). Ледовая служба Канады осуществляет постоянный мониторинг этого района. В 2008 г. ледяному острову от ледника Петермана потребовался год, чтобы достичь южной части моря Баффина, разбиваясь на маленькие кусочки вдоль пути на север Лабрадора. Обломки острова в 2009 г. достигли Ньюфаундленских вод.

В июле 2010 г. на поверхности ледника Петермана стали заметны трещины. Тонкая трещина, протянувшаяся от восточной стороны ледника к середине ледового языка, хорошо видна на снимке видимого диапазона с ИСЗ WorldView-2 (см. рис. 3.7.1 б); именно по этой трещине ледяной массив впоследствии оторвался и начал дрейф в море. 5 августа 2010 г. ледяной остров площадью около 250 км² и толщиной 50 м откололся от выводного ледника Петермана и медленно поплыл вниз по фьорду в пролив Нарес. Ледовая служба Канады в тот же день обнаружила ледяной остров по спутниковым данным и начала отслеживать его перемещение. В последний раз подобный массивный ледяной остров (и даже больший) был зафиксирован в этом районе в 1962 г. — тогда от ледника Вардхант на северном берегу острова Элсмир откололся ледяной остров площадью 600 км², обломки которого рассеялись между реальными островами внутри пролива Нарес.

Используя различные спутники, Ледовая служба Канады в 2010–2011 гг. более года отслеживала движение острова (см. рис. 3.7.1 а — 3.7.1 и). 11 августа 2010 г. радиометр ASTER ИСЗ Тегга сделал снимок ледяного острова в ложных цветах (см. рис. 3.7.1 з). На снимке лед светло-голубой, вода почти черная и облака почти белые. Хотя над фьордом располагается гряда тонкой облачности, южная граница ледяного

острова еще видна. Передняя кромка ледяного острова остается по форме такой же, как ранее, в период зарождения.

16 августа 2010 г. по рассматриваемому району был получен снимок высокого разрешения с ИСЗ ЕО-1 (см.рис. 3.7.1 д). Ледяной остров повернулся против часовой стрелки, в целом сохраняя свои первоначальные очертания, хотя около его кромки присутствуют хаотично расположенные обломки льда. Остров также сохраняет структуру ледниковой расселины ледника Петермана. Ледяной остров, как и сам ледник, отличается волнистой поверхностью; на его поверхности проявляются тонкие меридиональные трещины, имеются широкие боковые трещины. Вдоль нового фронта ледника появляются несколько маленьких айсбергов.

Дрейф ледяного острова из фьорда Петермана был медленным: приливные волны толкали остров вперед-назад, и ледяная гора зажималась во фьорде почти до конца августа, несмотря на преобладание южных ветров, толкавших остров к проливу. 29 августа 2010 г. плавающий ледяной остров площадью 250 км², дрейфую, вышел в пролив Нарес (см. рис. 3.7.1 е). В проливе Нарес ледяной остров двигался с остановками, обусловленными наличием мелких островов. 9 сентября ледяной остров, натолкнувшись на остров Джо в устье фьорда Петермана и пройдя впритирку к нему, раскололся на две части площадью 160 и 80–85 км² (РП-В и РП-А на рис. 3.7.1 ж). Меньший из кусков (РП-А) стал быстро двигаться в южном направлении вниз по проливу Нарес. 13 сентября он располагался приблизительно на широте 80°, вблизи северного входа в пролив Кейн Бейсин, пройдя за четыре дня около 160 км.

Такой дрейф ледяного острова стал представлять потенциальную угрозу для судоходства в море Баффина. Ледовая служба Канады 17 сентября 2010 г. сбросила на остров с транспортного самолета радиомаяк, что облегчило задачу слежения за перемещением ОЛО. 8 октября 2010 г. РП-А и РП-В едва не воссоединились у юго-восточной оконечности острова Элсмир. Через короткое время РП-В распался на три части с многочисленными мелкими обломками вблизи «родительских» айсбергов. Два малых куска продолжили свой дальнейший путь на юг, почти точно на восток острова Девон. 17 октября 2010 г. были размещены еще три радиомаяка Iridium: два на РП-В и один на РП-В-а.

На 30 октября 2010 г. площадь ледяных островов Петермана (см. рис. 3.7.1 и) составляла (сайт CIS):

Остров.....	РП-А	РП-А-а	РП-В	РП-В-а	РП-В-б	РП-В-с
Площадь, км ²	69,1	1,6	86,3	27,8	11,5	2,75

Ледяные острова и фрагменты айсбергов продолжали дальнейшее движение друг от друга, часть из них остановилась на мелководье. В апреле 2011 г. самый крупный обломок ледяного острова (площадью 64 км²) дрейфовал в Девисовом проливе к Лабрадорскому морю со скоростью 0,5 км/ч. На 4 августа 2011 г. самый крупный обломок РП-А, размером 10,9×5,1 км, находился у северной оконечности Ньюфаундленда, и от него постоянно откалывались мелкие айсберги. 23 августа и этот фрагмент РП-А разделился на две части (большая имела площадь 14,2 км²) (сайт CIS).

3.7.2. ОБНАРУЖЕНИЕ МНОГОЛЕТНИХ ЛЕДЯНЫХ ПОЛЕЙ

Поля многолетнего (старого) льда среди однолетних в холодный период года хорошо выделяются на РЛ-снимках благодаря более высокой яркости многолетнего льда и некоторым характерным контурным особенностям (рис. 3.7.2).

Повышение яркости изображения обусловлено сильным объемным рассеянием сигнала верхним распресненным и пористым слоем многолетних льдов (Microwave,

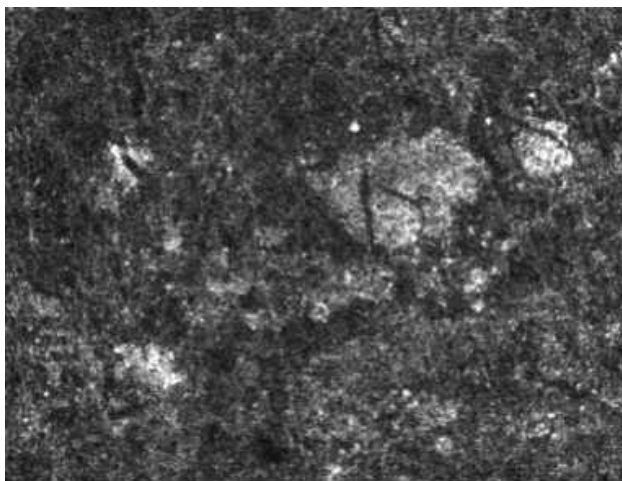


Рис. 3.7.2. Пример изображения (фрагмент) полей многолетнего льда (светлый тон) среди сплоченного однолетнего льда в зимний период.
ASAR Envisat, Mode WS, 24 февраля 2004 г., 80° с.ш., 150° в.д.

1992). Интерпретация снимков с многолетним льдом не вызывает затруднений при экспертном анализе изображений. Разработаны и успешно применяются на практике методы автоматизированного обнаружения и картирования границ многолетнего льда по данным PCA, основанные на математической статистике, в частности алгоритме Байеса и нейронных сетях (см. п. 3.2).

В летний период сплоченность морских льдов уменьшается. Скопления и отдельные многолетние ледяные поля хорошо выделяются на снимках PCA относительно темным тоном на ярком фоне полос и пятен разреженного мелкобитого тающего льда или взволнованной водной поверхности (рис. 3.7.3). Темный тон радиолокационного изображения многолетних ледяных полей летом объясняется образованием большого числа снежиц, относительная площадь «зеркала» талой воды которых достигает 30 %. С началом холодного периода яркость тона многолетних ледяных полей на изображениях PCA резко повышается.

Изображение, приведенное на рис. 3.7.3, использовалось при выборе пути плавания на восток каравана судов под проводкой ледокола «Советский Союз». На снимке можно выделить виды льда, типичные для данного района и периода интенсивного ледообразования осенью: серый и серо-белый лед, тонкий однолетний лед толщиной примерно 40 см и поля многолетнего льда толщиной около 3–4 м. Эти виды льда наблюдались и с ледокола «Советский Союз», который прошел пролив через четыре дня после получения изображения с PCA.

Многолетний лед характеризуется высоким рассеянием, и яркость тона его на изображении с PCA изменяется от светло-серого до белого (см. рис. 3.7.3, области *A* и *B*), в отличие от более темного тона изображения тонкого однолетнего льда (*D*). Крупные поля многолетнего льда на изображении имеют пятнистую серо-белую структуру поверхности. Заприпайная полынья вдоль побережья Таймыра (*C*) имеет более темный тон. Припай вдоль берега на участке *C* сформирован из молодого и тонкого однолетнего льда, обратное рассеяние которого выше, чем льда в заприпайной полынье. Крупные поля многолетнего льда в области *C* на изображении с PCA выделяются относительно ярким тоном.

Мониторинг крупных многолетних ледяных полей может надежно осуществляться по изображениям PCA как в зимний, так и в летний периоды года.

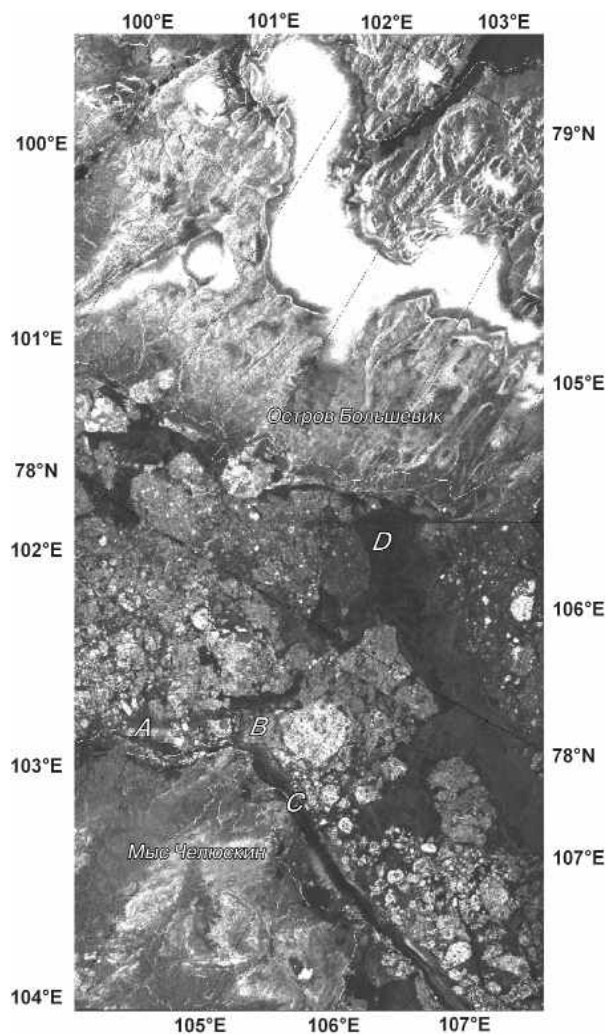


Рис. 3.7.3. Изображение PCA со спутника ERS-1 полей многолетнего льда в проливе Вилькицкого. 4 ноября 1993 г.

В июне 2007 г. группа специалистов ААНИИ проводила с ледокола «Советский Союз» контактные исследования крупных многолетних ледяных полей. Предварительные поиски ледяных полей производились в Санкт-Петербурге по изображениям PCA со спутника Envisat. На рис. 3.7.4 представлено изображение одного из обследованных многолетних ледяных полей, которое имело следующие размеры: периметр $3500 + 3500 + 3300 + 6000$ м и толщину 270–300 см. Это поле многолетнего льда контрастно выделяется на фоне окружающего однолетнего льда с включением двухлетнего.

Следует заметить, что условия таяния могут ограничить обнаружение многолетних полей по данным PCA, что связано с маскирующим действием воды (или снега), находящейся на поверхности льда. Однако, подобно случаю с разделением открытой воды и льда, кроссполаризационные данные могут помочь в идентификации снежниц на ледовой поверхности, особенно в условиях ветрового воздействия.

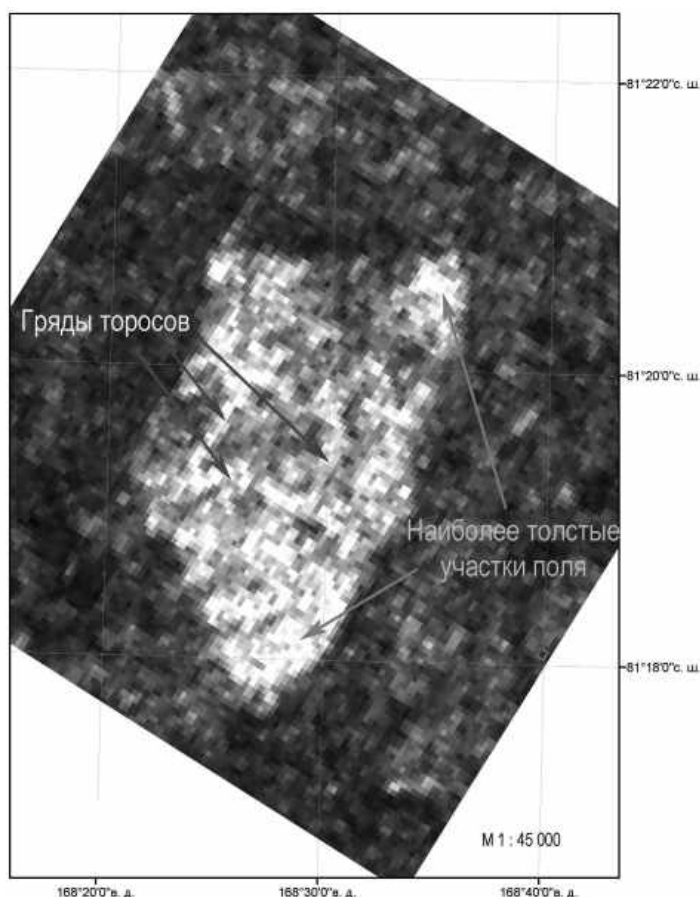


Рис. 3.7.4. Многолетнее ледяное поле среди сплошных однолетних и двухлетних льдов на изображении РСА спутника Envisat. 5 июня 2007 г., 80,63° с.ш., 171,02° в.д.

3.7.3. ОБНАРУЖЕНИЕ АЙСБЕРГОВ

Айсберги представляют большую опасность для мореплавания. Это связано, прежде всего, с тем, что в силу чуть меньшей плотности айсберга по сравнению с плотностью морской воды лишь 1/9 массы айсберга находится над водой, основная же, подводная его часть остается не видимой глазу.

В Северном полушарии большинство айсбергов образуется у выводных ледников Гренландии. Еще один источник айсбергов — ледники на островах в районе моря Баффина (острова: Баффина, Билот, Девон, Элсмир). Порождают айсберги также выводные ледники Земли Франца-Иосифа, Новой Земли, Северной Земли, Шпицбергена. Появляются айсберги и на Аляске. В Арктике большинство айсбергов невелики: типичный размер по горизонтали 20 м; гораздо реже встречаются айсберги размером по горизонтали 100 м и более (Зубакин и др., 2004).

Первым объяснил происхождение айсбергов русский ученый М.В.Ломоносов. Научное изучение айсбергов началось гораздо позже; чтобы осознать необходимость таких исследований, человечеству пришлось пережить ряд крупных катастроф, вызванных столкновением судов с айсбергами.

В 1914 г. после катастрофы «Титаника» был образован международный Ледовый патруль (International Ice Patrol), который начал отслеживать айсберги вблизи Большой Ньюфаундлендской банки, опасные для морского судоходства.

В 1943 г. в США первые обученные ледовые наблюдатели стали вести мониторинг айсбергов с борта самолета. С 1945 г. для наблюдения за дрейфующим льдом в США используются радары. В 1995 г. был организован Национальный ледовый центр США (NIC), одной из задач которого стал мониторинг айсбергов в Арктике и Антарктике. Более 95 % информации, необходимой для ледового анализа, поступает в NIC со спутников. Каждому антарктическому айсбергу размером вдоль одной из осей более 18 км присваивается индивидуальный номер, состоящий из буквы латинского алфавита (указывает район зарождения айсберга) и порядкового номера.

С 1990-х годов для наблюдения за айсбергами стали активно использоваться радиолокационные спутники (ERS, RADARSAT-1). В настоящее время айсберги в Арктике можно обнаруживать с помощью радиолокационных спутников нового поколения (RADARSAT-2, TerraSAR-X, CosmoSkyMed и др.).

Вероятность обнаружения айсбергов с помощью спутниковых средств наблюдения зависит от соотношения размера айсберга и пространственного разрешения аппаратуры, формы айсберга, угла визирования, состояния моря. При оптимальных условиях наблюдения спутниковые радиолокаторы позволяют обнаруживать айсберги, размер которых равен пространственному разрешению аппаратуры, с вероятностью 90 % (Power et al., 2001)

При мониторинге айсбергов, кроме оперативной информации со средств дистанционного зондирования, используют также архивные данные наблюдений за айсбергами в конкретных районах – размеры айсбергов, географическое положение, направление дрейфа, период наблюдения. По многолетним архивным данным могут быть выявлены временные тренды в характеристиках айсбергов, оценен риск появления айсберга в конкретном районе в данное время года (с учетом погодных особенностей сезона наблюдения). Такое сочетание оперативной и исторической информации позволяет при условии соблюдения научно обоснованных принципов менеджмента осуществлять успешную хозяйственную деятельность в арктических морях.

Выделяют три возможные ситуации наблюдения айсбергов: 1) айсберги на открытой воде, 2) айсберги в дрейфующем льду, 3) айсберги в припае. Для каждой из этих ситуаций разрабатываются свои методические подходы, позволяющие обнаруживать айсберги и проводить их мониторинг.

Совокупность методов дистанционного зондирования, используемых в настоящее время для обнаружения айсбергов, можно разделить на две основные группы: методы наблюдения в одном канале (или при одной поляризации для PCA) и многоканальные методы, использующие синергетический эффект увеличения информации об объекте при обследовании его в различных диапазонах спектра.

3.7.3.1. Обнаружение айсбергов по данным одноканальных наблюдений с применением визуальных методов и совокупности косвенных признаков

Обнаружение айсбергов в пассивном СВЧ-диапазоне

Самолетные эксперименты показали, что на снимках пассивных СВЧ-радиометров айсберг может быть обнаружен среди однолетних льдов благодаря высокому тепловому контрасту (низкая температура айсберга на фоне радиометрически более теплого окружающего поля однолетних льдов) (рис. 3.7.5). Обнаружить айсберг среди многолетних ледяных полей только лишь по его радиояркостной температуре трудно (Microwave, 1992).

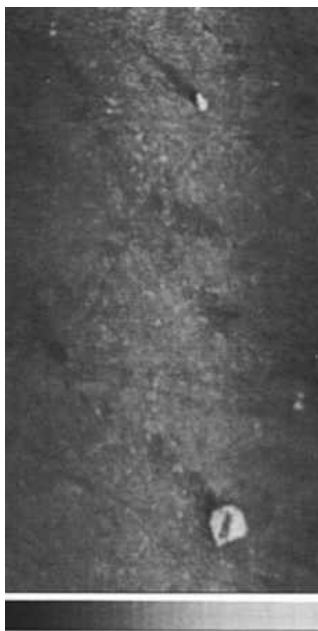


Рис. 3.7.5. Изображение айсберга, дрейфовавшего в марте 1987 г. вдоль восточного побережья Гренландии. Снимок СВЧ-радиометра KRMS (33,6 ГГц, V-пол.), установленного на авиационном носителе (Microwave, 1992).

Обнаружение айсбергов с помощью радиолокаторов

Обратный РЛ-сигнал от айсберга по интенсивности выше, чем обратное рассеяние от океана. Это обусловлено несколькими механизмами, главным образом поверхностным и объемным рассеянием (Haykin et al., 1994). Свой вклад дает также многократное рассеяние, зависящее от формы айсберга. На радарных снимках айсберги видны на фоне океана как яркие мишени, обычно точечные. В РЛ-системах низкого разрешения существует проблема различения айсбергов и судов, также дающих яркий сигнал. В системах, использующих высокое разрешение (режим *fine*), такой проблемы нет (C-CORE, 2000).

Уже в 1990-е годы на снимках радиолокатора спутника «Алмаз-1» уверенно обнаруживались айсберги среди припая и сплошных дрейфующих льдов (Александров и др., 1996).

RADARSAT-1 и RADARSAT-2 обеспечили высокую вероятность обнаружения айсбергов размером порядка разрешения избранной моды сигнала (рис. 3.7.6 – 3.7.8) (Power et al., 2001; 2010). Канадская корпорация C-CORE (Centre for Cold Ocean Resource Engineering) рекомендовала в целях оперативного мониторинга айсбергов использовать данные RADARSAT-1 с разрешением 30 м (Wide 30). Этот режим позволял обеспечить оптимальный баланс между способностью обнаружить айсберг на снимке и площадью одновременно просматриваемой акватории (полоса 150 км). Для этих моды и разрешения малые, средние и крупные айсберги могут быть обнаружены с вероятностью не менее 0,7 при скорости ветра до 10 м/с (C-CORE, 2004).

Условия сильного ветра и сильного волнения на поверхности моря ограничивают обнаружение айсбергов, так как при этом увеличивается шумовой сигнал от моря. Крупные айсберги, размер которых больше пикселя, могут быть реально обнаружены даже на взволнованной водной поверхности.

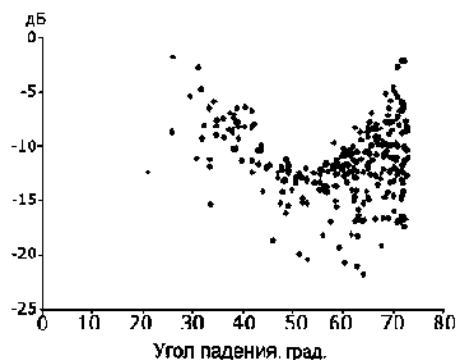


Рис. 3.7.6. Изменение обратного сигнала от айсберга (дБ) при наблюдении радаром С-диапазона (Power et al., 2001).

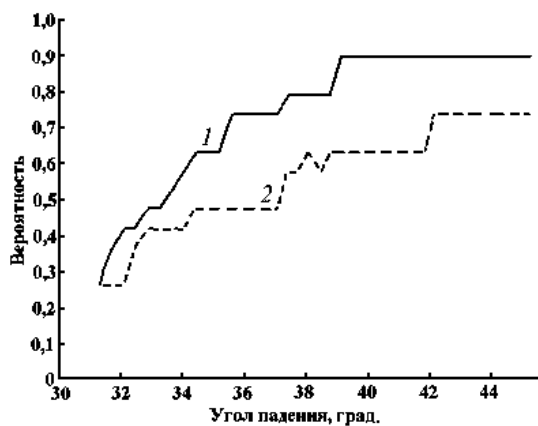


Рис. 3.7.7. Вероятность наблюдения малых айсбергов (высота 5–15 м, периметр по ватерлинии 15–60 м) по данным RADARSAT-1. Режим ScanSAR Narrow mode (Power et al., 2001).

1 – слабый ветер, 2 – штормовые условия.

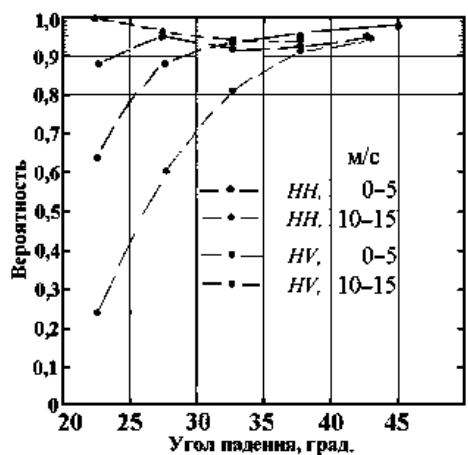


Рис. 3.7.8. Вероятность обнаружения средних айсбергов (50–120 м) по данным RADARSAT-2 при различной скорости ветра и разной поляризации (HH, HV). Разрешение 8 м (Power, 2010).

Современные РСА-системы космического базирования позволяют вести наблюдения за крупными айсбергами с использованием их морфометрических характеристик, определяемых по снимку. Таким образом осуществляется наблюдение за айсбергами с итальянских спутников двойного назначения Cosmo-SkyMed с РСА X-диапазона в Антарктике в районах интенсивного судоходства. Схема обработки информации состоит при этом из четырех блоков (Fragiacomo, Parmiggiani, 2009). На первом этапе проводится уточнение географического положения каждого пикселя с помощью программы TeraScan, использующей размеры кадра и координаты вершин. Второй этап заключается в визуальном нахождении на конкретном спутниковом снимке айсберга опытными экспертами и вырезании фрагмента с айсбергом из всей сцены. На третьем этапе фильтруется спекл-шум — применяются два фильтра: специальный фильтр спекл-шума РСА (Baraldi, Parmiggiani, 1995) и общий адаптивный фильтр Винера (Wiener) из библиотеки MATLAB. Фильтрованное изображение является входным для следующего блока алгоритма. На четвертом этапе на фильтрованном изображении выполняется обнаружение айсберга и производится измерение его геометрических характеристик с помощью стандартных функций MATLAB (Fragiacomo, Parmiggiani, 2009).

При поиске айсбергов используется обработка цифрового изображения по алгоритму Замперони (Zamperoni, 1996). Для обнаружения айсберга применяется свободное, открыто распространяемое программное обеспечение, в частности, библиотека MATLAB (DIPUM) (Gonzalez et al., 2004) — применяется алгоритм контурного детектирования.

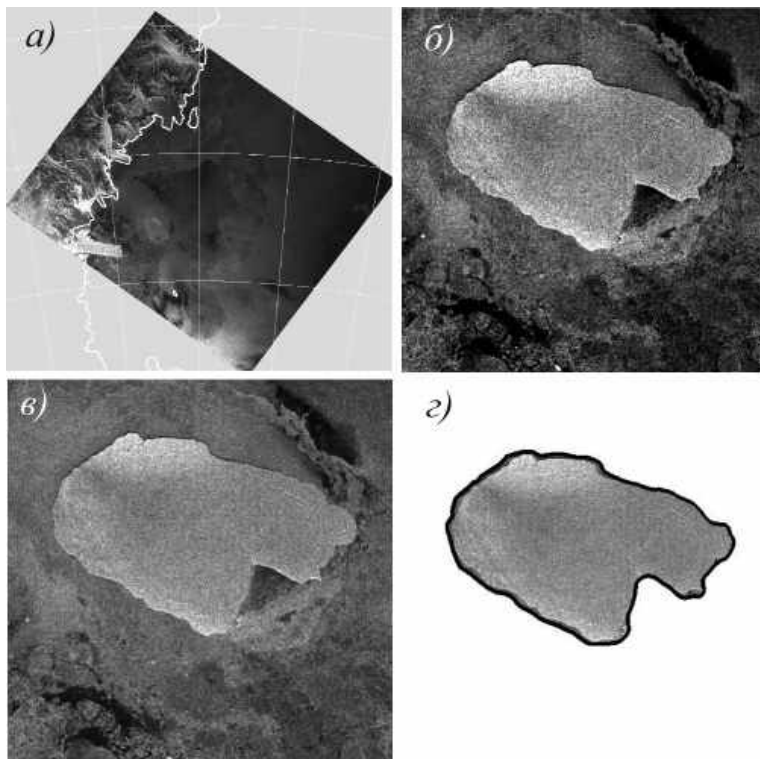


Рис. 3.7.9. Обнаружение айсберга на снимке РСА X-диапазона ИСЗ Cosmo-SkyMed в заливе Терра-Нова моря Росса. 6 февраля 2008 г. (Fragiacomo, Parmiggiani, 2009).

a — вся сцена с крупным айсбергом в южной части; *б* — фрагмент снимка, содержащий айсберг; *в* — фрагмент снимка, обработанный фильтром Винера; *г* — результат применения алгоритма контурного детектирования DIPUM к фрагменту снимка.

На рис. 3.7.9 алгоритм наблюдения за айсбергом по данным РСА проиллюстрирован на примере айсберга в море Росс. При фильтрации изображения было отдано предпочтение фильтру Винера, обеспечившему большую детальность изображения при достаточном сглаживании. Размеры айсберга, измеренные в MATLAB, составили: площадь 1208,8 км², периметр 212,7 км (Fragiacomo, Parmiggiani, 2009).

3.7.3.2. Использование синергетического эффекта многоканальной информации для обнаружения айсбергов

Применение различных режимов поляризации в СВЧ-диапазоне

RADARSAT-2 в режиме двойной поляризации включает моды *HH–HV* и *VV–VH*. Информация от кроссполяризационного канала полезна при обнаружении айсбергов, так как сигнал в этом канале формируется за счет различных механизмов рассеяния. Использование в конкретной ситуации различных комбинаций двойной поляризации зависит от угла падения и скорости ветра (если присутствует открытая вода), что связано с возрастанием фоновой сигнала от моря при некоторых углах.

Обратное рассеяние *HV*, идущее от воды, в общем низкое и относительно не зависит от условий шероховатости поверхности, обусловленной ветром. На обратный сигнал *HV* от морского льда влияет шероховатость поверхности, объемное рассеяние и многократное рассеяние. При крутых углах падения контраст лед–океан в *HV* выше, чем в случае кополяризационных каналов, особенно при высокой скорости ветра. Поверхностное рассеяние преобладает для углов падения до 30°, а объемное рассеяние – при больших углах (Nghiem et al., 1995a, 1995b).

Квадрополяриметрический режим. Квадрополяриметрический режим RADARSAT-2 обеспечивает дополнительную информацию по сравнению с двойной и одинарной поляризацией. Узкая (25-километровая) полоса, ограничивает полезность этих данных для мониторинга морского льда. Однако применение широкополосных радарных снимков в сочетании с прогностическими данными дрейфа обнаруженных ОЛО позволяет затребовать полные поляриметрические данные на область предполагаемого (по прогнозу) нахождения ОЛО и получить более детальную информацию об ОЛО из полных поляриметрических данных.

Обнаружение айсбергов в кроссполяризационных каналах. В кроссполяризационном канале можно получить улучшение детектирования айсбергов, так как этот канал менее чувствителен к шероховатости поверхности океана и контраст между мишенью и фоном лучше, чем в случае данных единственной поляризации. Аналогично здесь больший контраст между гладким и деформированным льдом. Однако уровень системного шума и отношение сигнал/шум в кроссполяризационном канале хуже, что может отразиться на детектировании.

Уменьшение чувствительности сигнала *HV* к состоянию моря по сравнению с *HH* приводит к тому, что кроссполяризационные данные получают преимущества при обнаружении айсбергов, в частности при крутых углах падения ниже 35° и неспокойном состоянии моря.

Лимитирующим фактором для обнаружения являются разрешение радара, размер айсберга, состояние моря и сигнал от моря (фоновый) – отношение сигнал/шум. Высокое разрешение RADARSAT-2 доступно только в однополяризационном режиме, где не предусмотрен режим *HV*.

Обнаружение айсбергов в режиме полной поляриметрической моды. Полная поляриметрическая радарная система, как полагают, в будущем облегчит разделение айсбергов от судов и сделает возможным обнаружение айсбергов в паковом льду (Touzi, Charbonneau, 2002).

Совместное использование оптического и СВЧ-диапазона

Объединение оптических и СВЧ-изображений морских акваторий при обнаружении айсбергов полезно с той точки зрения, что оптический диапазон не имеет спекл-шума и изображение объектов в нем получается более четкое, конечно, при обязательном условии безоблачной погоды и достаточной естественной освещенности.

Авторами Sandven et al. (2007) и Александровым и др. (2008) в апреле 2006 г. проведено изучение возможностей обнаружения айсбергов в припайном льду у Земли Франца-Иосифа с помощью одновременного использования оптических и радиолокационных снимков. В работе Sandven et al. (2007) обсуждаются результаты, полученные с оптической аппаратуры спутников: Landsat (ETM+, 15 и 25 м) и Terra (ASTER, 15 м), а также СВЧ: SAR/RADARSAT — мода ScanSAR Narrow (25 м) и ASAR/Envisat — режим альтернативной поляризации (12,5 м, *HH* и *VV*) и Wide swath 75 м. В ходе исследования изначально на снимке Landsat было выделено 15 айсбергов длиной от 50 до 400 м и шириной от 30 до 230 м (рис. 3.7.10). Три типа SAR-снимков обладали похожей способностью к обнаружению айсбергов. Съемка в режиме *HH*-поляризации ASAR позволила обнаружить все айсберги, выявленные на снимке Landsat, а в режиме *VV*-поляризации ASAR — 13 из 15 айсбергов. Обратный сигнал от айсбергов на *HH*-поляризации у ASAR был выше и отличался большей стабильностью, чем на *VV*, причем на *VV*-поляризации два айсберга не удалось обнаружить совсем (*M*, *N*), а от двух были получены сигналы, сопоставимые с фоном. Значения УЭПР айсбергов на снимках RADARSAT составили около -12 дБ, что было ниже, чем на снимках с Envisat (-5 дБ). Этот факт связывают с большим значением угла падения у RADARSAT (Sandven et al., 2007).

На снимках с RADARSAT (имевших разрешение вдвое худшее, чем снимки Envisat) из 15 айсбергов было обнаружено 11 (все, кроме айсбергов *M*, *N*, *O*, *P* размером около 50 м). В то же время, айсберги *D*, *I* также размером 50 м на снимках с RADARSAT были обнаружены. Был сделан вывод о том, что решающее значение для обнаружения айсберга играет все же не размер, а его геометрия и ориентация отражающих поверхностей. Геометрическую характеристику айсбергов авторы Sandven et al. (2007) получили по снимку Landsat, разделив все 15 айсбергов по геометрии на две группы: простые (единственная яркая сигнатура самого объекта и соответствующая ей сигнатура тени) и сложные (несколько максимумов обратного рассеяния на объекте или сложная структура теней).

Анализ снимков показал, что простые айсберги (за исключением одного случая — айсберга *I*) дают на *HH*-поляризации более высокий сигнал, чем на *VV*; сложные айсберги дают обратную картину: сигнал оказывается выше на *VV*-поляризации. Совместный анализ снимков с Landsat и PCA-изображений показал, что на PCA присутствует достаточно много ярких пятен (сигнатура их аналогична айсбергам), которые на снимках видимого диапазона никак не проявляются. Природа этих пятен связана со спекл-шумом, т.е. одноканальные PCA-изображения могут давать достаточно большое число ложных обнаружений айсбергов (Sandven et al., 2006).

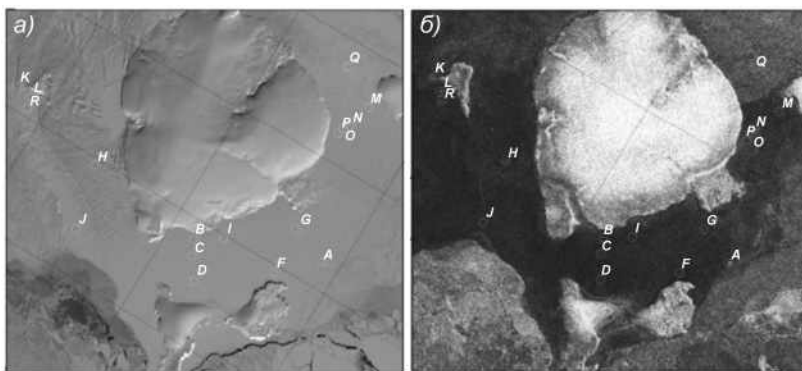


Рис. 3.7.10. Айсберги (А—R) в районе Земли Франца-Иосифа, наблюдавшиеся на снимке с ИСЗ Landsat за 14 апреля 2006 г. (а) и Envisat/SAR за 12 апреля 2006 г. (б) (Sandven et al., 2007).

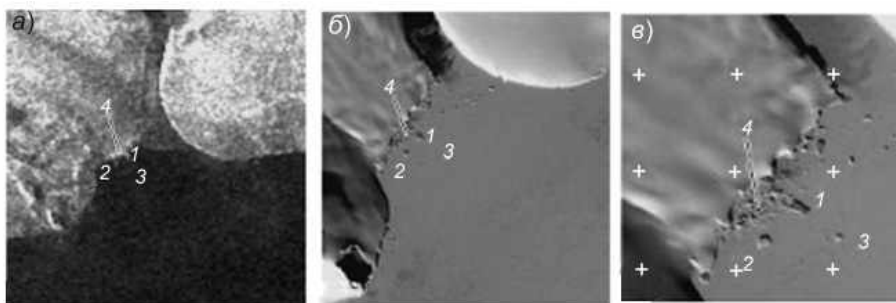


Рис. 3.7.11. Изображения айсбергов в припае Земли Франца-Иосифа (Александров и др., 2008). *а* – фрагмент изображения с Envisat ASAR за 5 апреля 2006 г., *б* – фрагмент изображения с Landsat за 14 апреля 2006 г., *в* – фрагмент изображения со спутника «Монитор-Э» за 7 апреля 2006 г.

Анализ изображений, полученных с Envisat ASAR, совместно с изображениями с «Монитор-Э» и Landsat, позволил Александрову и др. (2008) обнаружить и оценить размер айсбергов, наблюдавшихся в припае Земли Франца-Иосифа (рис. 3.7.11).

3.7.3.3. Использование математических методов анализа двумерного поля для обнаружения айсбергов

Обнаружение айсбергов с помощью радиолокаторов-альтиметров

Анализ данных альтиметра Jason по району Антарктиды за период с декабря 2004 г. по ноябрь 2005 г. показал, что малые айсберги, площадью менее 1 км², могут быть обнаружены на открытой воде (так же как суда и малые островки) по сигналу среди теплового шума от альтиметрических волновых форм – всего было обнаружено более 8000 айсбергов (Tournadre et al., 2008). Автоматический метод, примененный для поиска айсбергов, основан на обнаружении параболических форм в термической части волновых форм за счет анализа результатов свертки. Дополнительно по этому методу могут быть оценены минимальная высота и рассеяние айсберга (Tournadre et al., 2008).

Вероятность обнаружения айсбергов зависит, главным образом, от их высоты над уровнем моря. К сожалению, быстрое изменение средней поверхности возвышения для случая крупного айсберга приводит к потере совокупности альтиметрических данных, применяемых для обнаружения айсбергов.

1. Сигнатуры айсбергов

Величина ЭПР для радара-альтиметра в предположении гауссовского распределения обратного сигнала от взволнованной поверхности может быть описана как функция времени (Barrick, Lipa, 1985)):

$$\sigma(t) = \frac{1}{2} (2\pi)^{3/2} H'' \sigma_T \sigma_0 \left[1 + \operatorname{erf} \left(\frac{x}{\sqrt{2} \sigma_p} \right) \right] e^{-\frac{x}{u_b}}, \quad (3.7.1)$$

где $x = ct/2$, $H'' = H/(1 + H/a)$ – редуцированная высота ИСЗ (a – радиус Земли, H – высота ИСЗ); σ_T – СКО импульса альтиметра; $\sigma_p = \sqrt{h^2 + \sigma_T^2}$ (h – среднееквадратичное значение высоты волны); u_b – СКО пятна антенны; σ_0 – коэффициент обратного рассеяния мишени; $t = 0$ соответствует среднему уровню моря.

Расчеты показывают, что точка мишени высотой около уровня моря, размещенная на расстоянии d от ИСЗ в надир, может дать за время t_0 эхо, определяемое следующим образом (Powell et al. 1993):

$$\frac{ct_0}{2} = -\delta + \frac{1}{2} \frac{a+H}{aH} d^2 = -\delta + \frac{d^2}{2H''}. \quad (3.7.2)$$

Эхо волновой формы для точечной мишени четко определено как параболическая функция времени. Используя уравнение радиолокации в предположении гауссовского распределения пятен антенны и импульсов альтиметра, можно получить временную зависимость ЭПР цели (σ_{tar}) в виде (Tournadre et al., 2008)

$$\sigma_{tar}(t) = \frac{\sigma_1}{2\pi^2 H^4 \left(1 + \frac{d^2}{2H^2}\right)} e^{\frac{u_0}{u_b}} e^{-\frac{(x+\delta-u_0)^2}{2\sigma_T^2}}, \quad (3.7.3)$$

где σ_1 – радарное кросс-сечение, $u_0 = d^2/2H$.

ЭПР для айсберга получается интегрированием выражения (3.7.3) по поверхности айсберга, коэффициент обратного рассеяния σ_1 считается постоянным.

Для обнаружения айсберга по волновым формам эха альтиметра должны быть соблюдены два условия. Во-первых, время t_0 должно быть связано с временным диапазоном, в течение которого интегрируется эхо волновых форм, т.е. в случае альтиметра Jason для образцов телеметрии 1–30. Во-вторых, коэффициент обратного рассеяния мишени должен значимо превышать сигнал обратного рассеяния, приходящий от поверхности моря (Tournadre et al., 2008). Обнаруживаемость айсбергов по волновым формам эха альтиметра зависит от расстояния от надира и от высоты айсберга. Например, при 10 м высоте айсберг может быть виден на расстоянии от надира между 0–8 км. Когда спутник в надире, может быть обнаружен айсберг максимальной высотой 15 м. Значения для более высоких айсбергов появляются в образцах первой телеметрии и потому не могут быть обнаружены (Tournadre et al., 2008). Этим способом можно обнаруживать только айсберги с осадкой менее 100 м.

На рис. 3.7.12 приведен пример простой сигнатуры айсбергов (парабола) в *Ки*-диапазоне волновой формы альтиметра Jason.

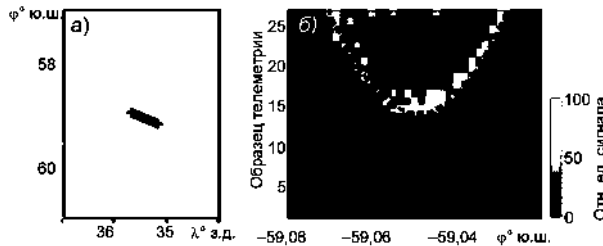


Рис. 3.7.12. Сигнатура айсберга высотой 8,5 м, обнаруженного 25 ноября 2005 г. вблизи Антарктики с использованием данных альтиметра Jason (Tournadre et al., 2008).

a – географическое положение; *б* – волновая форма для образцов телеметрии 1–30 (тепловой шум); штриховая линия представляет лучшее соответствие для айсберга, размещенного под спутником в надире.

При использовании модели волновой формы лучшее соответствие в *Ки*-диапазоне наблюдения было получено (Tournadre et al., 2008) для айсбергов размером 100×100 м и высотой 8,5 м, размещенных в надире под ИСЗ. Некоторые сигнатуры характеризовались параболой, более широкими, чем одна волновая форма. Они соответствовали средним размерам айсбергов с характерной длиной около 1 км.

2. Алгоритм обработки данных альтиметрии

Поскольку сигнатура айсбергов почти детерминистская и характеризуется параболой, описанной уравнением (3.7.2), то для обнаружения айсбергов Турнадр с соавтора-

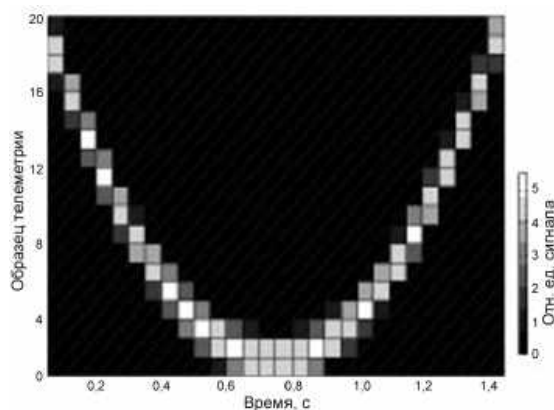


Рис. 3.7.13. Фильтр, используемый для обнаружения айсбергов (Tournadre et al., 2008).

ми (Tournadre et al., 2008) применили автоматический метод, основанный на анализе двумерных полей обратного сигнала, а именно — математическую операцию свёртки (C) между фильтром F , характеризующим сигнатуру айсберга, и сегментом теплового шума в волновой форме:

$$C(i, j) = \sum_{n=1}^{30} \sum_{m=1}^{M_2} \sigma_0(i, j) F(i - n, j - m), \quad (3.7.4)$$

где i — индекс образца телеметрии, j — индекс волновой формы.

Использованный фильтр (рис. 3.7.13), рассчитан для модели волновой формы для айсберга размером 100×100 м.

Для каждой волновой формы были определены максимум корреляции $C_{\max}(j)$ и его положение $i_{C_{\max}}(j)$, максимум обратного рассеяния $\sigma_{\max}(j)$ и его положение $i_{\sigma_{\max}}(j)$. Предполагалось, что волновые формы содержат сигнатуру айсберга, если $C_{\max}(j)$ и $\sigma_{\max}(j)$ выше, чем заданные пороги C_1 и σ_1 . Эти пороги были эмпирически определены путем анализа сотен сигнатур айсбергов. Для каждой сигнатуры могло быть задействовано максимум 40 волновых форм, если n последовательных волновых форм были определены как содержащие сигнатуру.

Среднее обратное рассеяние айсберга σ_{ice} оценивалось как максимум наблюдаемого обратного рассеяния во всей сигнатуре. Высота айсберга H_{ice} рассчитывалась с исполь-

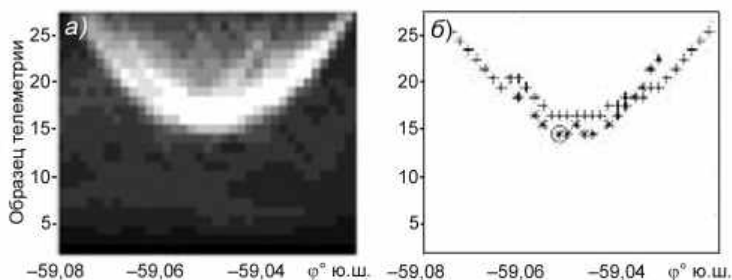


Рис. 3.7.14. Обнаружение сигнатуры айсберга (Tournadre et al., 2008).

Положение максимума корреляции между наблюдаемой волновой формой и фильтром показано крестиками, максимума обратного рассеяния — звездочками.

Кружком указан образец, выбранный по алгоритму обнаружения.

зованием формулы (3.7.2) в предположении, что айсберг размещен под альтиметром, т.е. $d = 0$ (Tournadre et al., 2008):

$$H_{ice} = (32,5 - \min(i^{\sigma_{\max}}(j), j = 1 \dots n)) \cdot 0,4688. \quad (3.7.5)$$

Как иллюстрация алгоритма обнаружения на рис. 3.7.14 *а* представлен продукт свертки S между фильтром F (см. рис. 3.7.13) и волновой формой. Операция свертки значительно улучшает отношение сигнал/шум и облегчает обнаружение сигнатуры айсберга. Максимум корреляции $i^{\sigma_{\max}}$ и обратного рассеяния $i^{\sigma_{\max}}$ определен по алгоритму обнаружения и показан на рис. 3.7.14 *б*, так же как и финальное положение сигнатуры айсберга.

Обнаружение айсбергов по этому методу ограничено случаями открытой воды и применимо для малых айсбергов — высотой менее 15 м над уровнем моря и горизонтальными размерами в пределах 1 км.

3.7.4. ОБНАРУЖЕНИЕ ГРЯДЫ ТОРОСОВ

Самолетные эксперименты показали, что гряда торосов хорошо выделяется по тепловому контрасту в СВЧ-диапазоне на фоне окружающего многолетнего льда (рис. 3.7.15), что связывают с различием их радиометрических свойств (из-за различной солености, структуры поверхности, плотности и пр.).

Гряды торосов уверенно распознаются на снимках видимого диапазона (рис. 3.7.16) благодаря характерным форме, текстуре и положению в пространстве. Распознавание торосов на снимке может быть осложнено присутствием дефляционных форм снежного рельефа, в частности заструг. Однако заструги распознаются на снимках оптического диапазона достаточно хорошо — они располагаются на открытых пространствах, ориентированы по направлению преобладающих ветров, наблюдаются обычно в группе подобных структур (а не единично) (рис. 3.7.17, см. цвет. вклейку).

Наблюдения РСА в S -диапазоне показали, что контраст обратного сигнала между уровнем льда и гряды торосов выше для кроссполяризации, чем для копо-

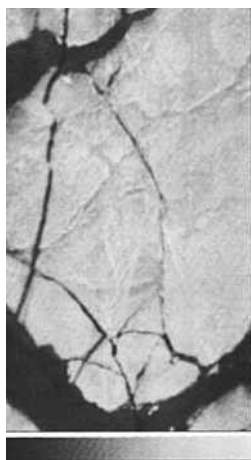


Рис. 3.7.15. Изображение радиометрически холодной гряды торосов среди многолетнего льда. Море Бофорта, район севернее мыса Барроу, 20 марта 1983 г.

Снимок СВЧ-радиометра KRMS (33,6 ГГц, V -пол.), установленного на авиационном носителе, высота полета 1525 м, поперечный размер кадра около 3600 м (Microwave..., 1992).

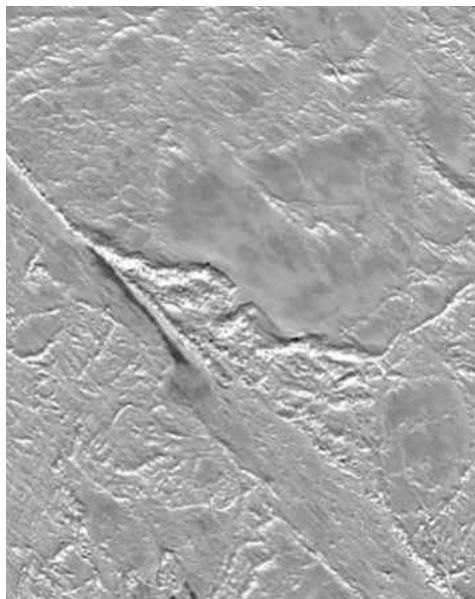


Рис. 3.7.16. Барьер торосов в Байдарацкой губе. Снимок с ИСЗ IKONOS-2. Май 2010 г.

ляризации (Makynen, Hallikainen, 1998). Кроссполяризационные данные увеличивают структурную информацию о морском льде и полезны для более уверенного разделения гладкого и деформированного льда. Это следствие комбинирования объемного рассеяния и многократно отраженного поверхностного рассеяния в ледяных торосах, усиленного кроссполяризацией возвращающегося радарного сигнала (Livingstone, 1994).

Ограничения использования кроссполяризационного канала связаны с разрешающей способностью и применимостью не при всех углах падения. В оперативной практике использование этого канала позволит улучшить обнаружение опасных для ледовой навигации явлений, особенно включений многолетнего льда среди однолетнего и гряд торосов.

3.7.5. ОБНАРУЖЕНИЕ СТАМУХ

Столкновение со стамухами представляет реальную опасность для судов. Так, в 1965 г. ледокол «Адмирал Лазарев» получил повреждение в Восточно-Сибирском море при столкновении со стамухой. В 1978 г. серьезный инцидент произошел при встрече со стамухой атомного ледокола «Сибирь».

Стамухи были издавна известны русским поморам. Наблюдения Русской Полярной экспедиции начала XX века показали, что стамухи могут существовать как многолетние образования, причем внешний облик стамухи подвержен сезонной изменчивости. Участник этой экспедиции А.В.Колчак писал: «Стамухи представляют из себя пологие холмы с отлогими, не превышающими 30°, склонами, большей частью вытянутые по направлению, перпендикулярному к напору, и более крутые со стороны этого последнего. Такая стамуха в течение зимы легко узнается по свежим трещинам окружающего ее нередко гладкого льда, образующимся под влиянием колебаний уровня моря при приливе и отливе, в которых сидящее на мели ледяное нагромождение не участвует. Чем далее от берега в открытом море образуются стамухи, тем, вообще, более мощным и разнородным представляется материал, из которого они состоят» (Колчак, 1906).

Отличительный признак стамухи — постоянство ее географического положения. Поэтому случаи фиксации стамух регистрируются в базах данных по конкретному району моря.

Наблюдения начала XX века показали, что стамухи могут существовать как многолетние образования, причем внешний облик стамухи подвержен сезонной изменчивости. А.В.Колчак писал об этом так: «Заносимая массами снега в течение зимы, обдаваемая волнением после вскрытия моря, такая стамуха, благодаря таянию, проникновению во внутренние части воды и замерзанию ее, пластическому состоянию ледяных масс в подводной части в течение всего года, не только не разрушается, а, наоборот, обнаруживает тенденцию превратиться в сплошную компактную массу льда, образующую летом настоящий ледяной остров. Резкие контуры осенней стамухи с течением времени постепенно сглаживаются, и она принимает более закругленные очертания летом; осенью же с появлением нового льда стамуха вновь нагромождает на себя массы ледяных обломков, придающих ей прежний, описанный выше вид» (Колчак, 1906).

В настоящее время стамухи могут быть обнаружены на спутниковых снимках высокого разрешения (рис. 3.7.18). Для обнаружения стамух могут использоваться косвенные демаскирующие признаки наличия стамухи, например шлейф или канал открытой воды, когда летом стамуха дрейфует в зоне мелкобитых льдов или когда зимой стамуха «прорезает»двигающийся массив сплоченных однолетних льдов, подобно маленькому острову. Однако такие случаи не могут служить основой системы обнаружения и регулярного мониторинга стамух.

Другим способом обнаружения стамух является детальный спутниковый мониторинг всех акваторий частого или потенциально возможного образования стамух.

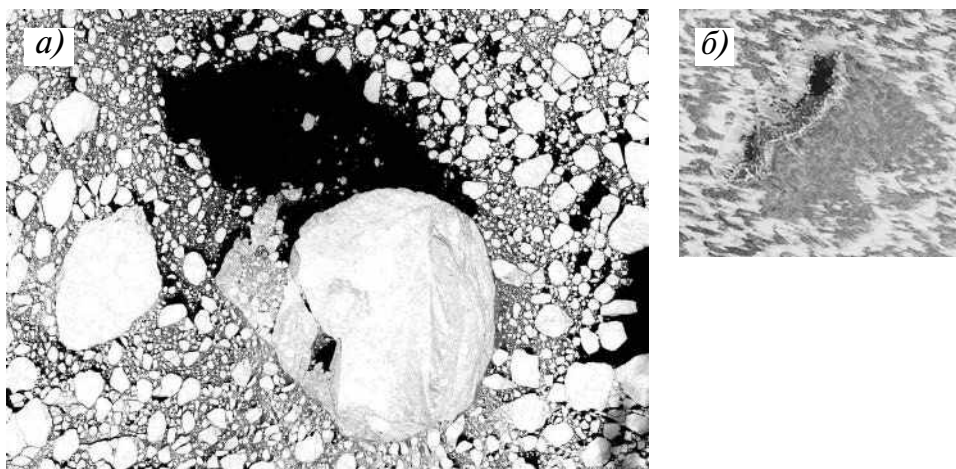


Рис. 3.7.18. Изображение стамух на спутниковых снимках видимого диапазона высокого разрешения.
 а) стамуха, обнаруженная в Карском море специалистами ИТЦ СКАНЭКС на снимке с ИСЗ SPOT-5. Апрель 2011 г. (сайт ИТЦ СКАНЭКС); б) стамуха в Байдарацкой губе на снимке с ИСЗ IKONOS-2. Май 2010 г.

Обычно эти локальные районы известны и при необходимости могут контролироваться спутниковыми инструментами высокого разрешения. Крупные стамухи, которые образуются на банках или отмелях вдали от берегов, имеют своеобразную структуру и почти всегда могут быть обнаружены на изображениях РСА с разрешением 100 или 150 м (рис. 3.7.19а и 3.7.19б, см. цвет.вклейку).

Сложнее обнаружить стамухи или нагромождения льда вблизи береговой черты. Эти нагромождения льда лежат на грунте, их высота может достигать 8–10 м, и образуются они как случайное явление. Место их образования невозможно предсказать, все зависит от направления и скорости ветра. Эти нагромождения льда в летний период при случайном подъеме уровня моря могут «сняться с якоря» и уйти в открытое море. Большой объем льда разрушается медленно и может быть опасным ледяным образованием в течение длительного времени. Для исключения или уменьшения реальной угрозы от такого рода ОЛО пока может служить только регулярный спутниковый мониторинг с использованием существующих инструментов дистанционного зондирования и новейших достижений в области методики обработки спутниковых данных.

Стамухи можно наблюдать и в оптическом диапазоне, в видимом (см., например, рис. 3.7.18) и ИК. Так, данные радиометра AVHRR спутников NOAA успешно использовались в ААНИИ для определения положения стамух в Карском море. Для предварительного анализа использовались пары повторяющихся изображений с интервалом повторной съемки от 1 до 10 дней. Приблизительное положение стамух определялось по косвенным признакам, включающим наличие полос битых льдов или каналов открытой воды. Координаты стамухи на повторных изображениях остаются неизменными. В то же время, у всех окружающих ледяных полей обнаруживаются существенные изменения координат, которые характеризуют вектор интегрального дрейфа за период между повторными съемками. На рис. 3.7.20 в качестве примера представлены карты положения стамух в Карском море в начале и в конце августа 1988 г. Положение некоторых стамух не изменяется в течение всего летнего периода, и часто эти стамухи продолжают свое существование в течение следующей зимы и даже нескольких лет.

Сравнение данных спутниковых наблюдений за стамухами в летние периоды 1985 и 1988 гг. в Карском море показало, что две стамухи просуществовали три года,

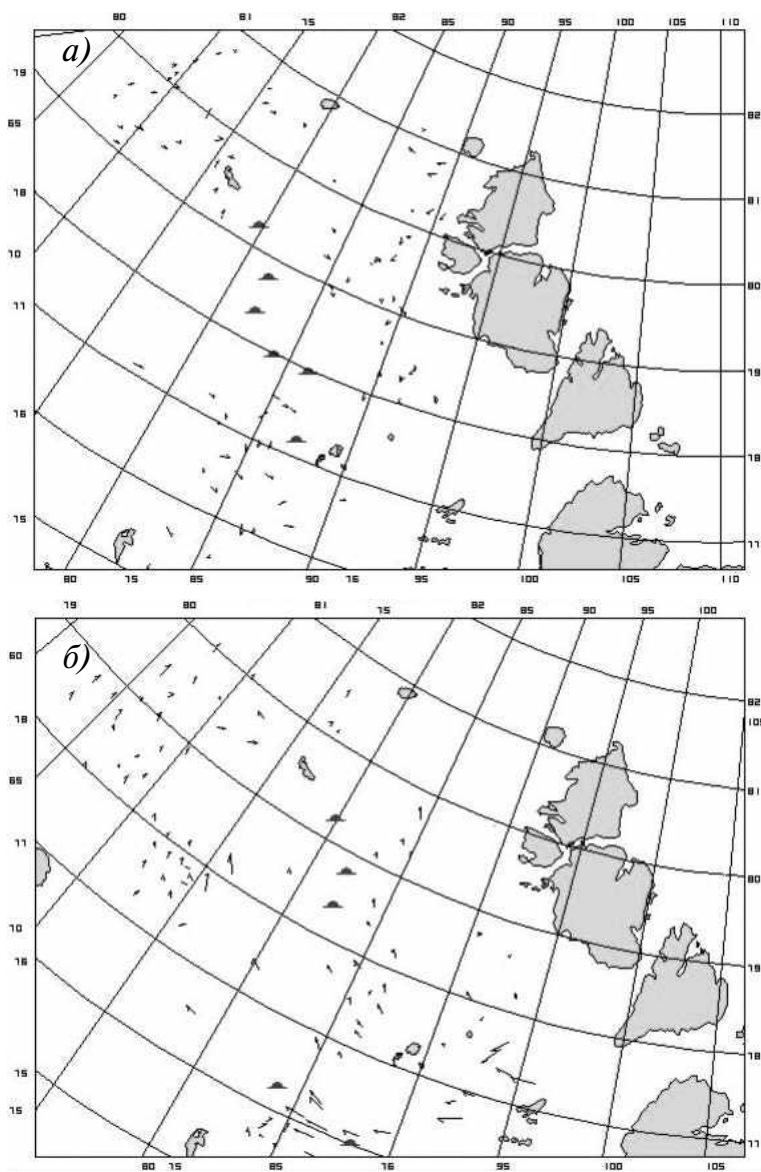


Рис. 3.7.20. Примеры карт положения стамух и векторов дрейфа льдов в Карском море в начале и в конце августа 1988 г.

а) 1–2 августа 1988 г., б) 25–26 августа 1988 г.

и при этом их координаты оставались неизменными, а средние диаметры и площади несколько увеличились. В то же время, размеры других стамух уменьшались — сокращение за один летний период достигало трех раз.

Информация о существовании «многолетних» стамух в Карском море поступала от капитанов транспортных и промысловых судов еще в середине XX века. Данные спутниковых наблюдений подтвердили эти факты. Однако наиболее практически важным

является вопрос о всплытии и перемещении стамух в свободном дрейфе и вторичной посадке на грунт в другом месте. Для решения этой задачи, если учесть, что размер стамух достигает 20–25 км, требуются дополнительные исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александров В.Ю., Волков В.А., Сандвен С., Бабиер М., Клостер К. (2008). Обнаружение арктических айсбергов по спутниковым изображениям РСА и видимого диапазона высокого разрешения // Исслед. Земли из космоса. № 3, С. 44–55.

Александров В.Ю., Лощилов В.С., Проворкин А.В. (1996). Исследование айсбергов и морских льдов в Антарктике по данным РСА спутника «Алмаз-1» // Айсберги Мирового океана / Под ред. И.К.Попова, В.А.Воеводина. СПб.: Гидрометеиздат. С. 30–36.

Александров В.Ю., Пиотровская Н.Ю. (2008а). Оценка УЭПР морских льдов разного возраста по радиолокационным изображениям спутника ENVISAT // Исслед. Земли из космоса. № 4. С. 3–11.

Александров В.Ю., Пиотровская Н.Ю. (2008б). Цифровая обработка РСА-изображений морских льдов спутника ENVISAT // Проблемы Арктики и Антарктики. №1 (78). С. 90–94.

Асмус В.В., Кровотынцев В.А., Пяткин В.П. (2008). Мониторинг ледяного покрова Арктики и Антарктики по данным дистанционного зондирования Земли / Тезисы докладов на Международной конференции «Математические методы в геофизике». Новосибирск, 13–15 октября 2008 г. (CD-ROM). Атлас океанов. Северный Ледовитый океан (1980) / Под ред. С.Г. Горшкова. М.: Изд-во Главного управления навигации и океанографии Министерства обороны СССР. 189 с.

Богородский В.В., Смирнов В.Н. (1980). Релаксационные процессы в ледяных полях Арктики // Доклады АН СССР. Т.250, № 3. С. 589–592.

Бородачев В.Е. (1981). Генетико-морфологическая классификация трещин в ледяном покрове // Труды ААНИИ. Т.388. С. 79–84.

Бузуев А.Я., Романов И.П., Федяков В.Е. (1979). Изменения распределения снега на морских льдах Северного Ледовитого океана // Метеорология и гидрология. № 9. С. 78–86.

Бушуев А.В., Быченков Ю.Д., Лощилов В.С., Масанов А.Д. Исследование ледяного покрова с помощью радиолокационных станций бокового обзора (РЛС БО): Методическое пособие. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 120 с.

Бушуев А.В., Волков Н.А., Гудкович З.М., Лощилов В.С. (1967). Результаты экспедиционных исследований дрейфа и динамики ледяного покрова Арктического бассейна весной 1961 г. // Труды ААНИИ. Т. 257. С. 26–44.

Бушуев А.В., Лощилов В.С., Григорьев А.В., Буланов С.Н., Смирнов В.Г., Шербаков Ю.А. (2009). Развитие методики и алгоритма классификации морских льдов по толщине на спутниковых инфракрасных (ИК) изображениях // Институт космических исследований. Сборник научных статей. Вып. 6. Т. 1. Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. С. 327–338.

Бушуев А.В., Лощилов В.С., Смирнов В.Г., Шербаков Ю.А. (2004). Спутниковый мониторинг ледяного покрова / В сб. докладов Второй всероссийской научной конференции «Дистанционное зондирование земных покровов и атмосферы аэрокосмическими средствами». Том 2. СПб, РГГМУ, 16–18 июня 2004. Том 2, С. 42–47.

Горбунов Ю.А., Карелин И.Д., Лосев С.М. (1986). К вопросу о причинах нарушения сплошности морского ледяного покрова в зимний период // Проблемы Арктики и Антарктики. Вып. 62. С.110–116.

Гудкович З.М., Доронин Ю.П. (2001). Дрейф морских льдов. СПб.: Гидрометеиздат. 110 с.

Даркин Д.В., Митник Л.М. Митник М.Л. (2008). Спектры коэффициентов излучения молодого льда в микроволновом диапазоне по данным измерений со спутника Aqua (на примере Охотского и Японского морей) // Исслед. Земли из космоса. №1, С. 3–14.

Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е. (1975). Морской лед. Л.: Гидрометеиздат. 318 с.

Дуда Р., Харт П. (1976). Распознавание образов и анализ сцен. / Пер. с англ. М.: Мир. 511 с.

Дюнин А.К. (1983). В царстве снега. Новосибирск: Наука. 161 с.

Инженерно-технологический центр СканЭкс. URL: www.scanex.ru [дата посещения 3.11.2011]

- Исследование ледяного покрова с помощью радиолокационных станций бокового обзора (РЛС БО). Методическое пособие. Л.: Гидрометеиздат. 1983. 120 с.
- Йоханнессен О.М., Александров В.Ю., Фролов И.Е. и др.* (2007). Научные исследования в Арктике. Т. 3. Дистанционное зондирование морского льда на Северном морском пути: изучение и применения. СПб.: Наука. 512 с.
- Йоханнессен О.М., Александров В.Ю., Фролов И.Е., Сандвен С., Петтерссон Л.Х., Бобылев Л.П., Клостер К., Смирнов В.Г., Миронов Е.У., Бабич Н.Г.* (2007). Дистанционное зондирование морских льдов на Северном морском пути: изучение и применение. СПб.: Наука. 512 с. (Научные исследования в Арктике. Т.3).
- Колчак А.В.* (1909). Лед Карского и Сибирского морей. СПб.: Изд. Императорской Академии наук. 170 с.
- Колчак А.В.* (1909). Лед Карского и Сибирского морей. (Доложено в заседании Акад. наук 22 марта 1906 г.). СПб. Тип. Акад. наук. 1909. 169 с.
- Кубышкин Н.В., Скутина Е.А.* (2004). Изменения температуры, солёности и плотности ровного морского льда в весенний период по данным многолетних экспедиционных исследований в Печорском море // Труды ААНИИ. Т. 449. С. 104–123.
- Купецкий В.Н.* (1974). Макроособенности напряженного состояния ледяного покрова // Труды ААНИИ. Т. 316. С. 18–24.
- Легеньков А.П.* (1988). Подвижки и приливные деформации дрейфующего льда. Л.: Гидрометеиздат. 104 с.
- Лощилев В.С.* (1959). Использование аэрофотосъемки при ледовой разведке для определения средней толщины ледяного покрова // Проблемы Арктики и Антарктики. Вып. 1. С. 81–86.
- Лощилев В.С.* (1964). Снежный покров на льдах центральной Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. Вып. 17. С. 36–45.
- Лощилев В.С., Парамонов А.И.* (1997). Определение и картографирование толщины морского льда в Арктике по спутниковым изображениям в ИК-диапазоне // Исслед. Земли из космоса. № 5. С. 63–72.
- Минина Л.С.* (1970). Практика нефанализа. Л.: Гидрометеиздат. 336 с.
- Миронов Е.У., Сенько Н.П.* (1995). О взаимосвязи толщины и осадки льда // Труды ААНИИ. Т.435. С. 47–54.
- Назинцев Ю.Л.* (1971). О снегонакоплении на льдах Карского моря // Труды ААНИИ. Т. 303. С. 185–190.
- Номенклатура ВМО по морскому льду. (1970) // ВМО, № 259, Тр. 145. 147 с.
- Номенклатура морских льдов. (1974). Л.: Гидрометеиздат. 336 с. 88 с.
- Осовский С.* (2004). Нейронные сети для обработки информации. / Пер. с польского. М.: Финансы и статистика. 344 с.
- Прэнт У.* (1982). Цифровая обработка изображений. Кн. 2. / Пер. с англ. М.: Мир. 480 с.
- Радионов В.Ф., Брызгин Н.Н., Александров Е.И.* (1996). Снежный покров в Арктическом бассейне. СПб.: Гидрометеиздат. 124 с.
- Рахина Т.В., Александров В.Ю., Бушуев А.В., Сандвен С.* (1998). Определение дрейфа льдов по радиолокационным изображениям спутника «Океан» с использованием кросскорреляционного алгоритма // Исслед. Земли из Космоса. № 4. С. 102–110.
- Смирнов В.Г., Бушуев А.В., Бычкова И.А., Захваткина Н.Ю., Лощилев В.С.* (2010). Спутниковый мониторинг морских льдов // Проблемы Арктики и Антарктики. № 2 (85). С.62–76.
- Смирнов В.Н.* (1996). Динамические процессы в морских льдах. СПб.: Гидрометеиздат. 162 с.
- Смирнов В.Н., Ковалёв С.М., Никитин В.А., Шейкин И.Б., Шушлебин А.И.* (2009). Новые технологии изучения механики и динамики морского льда и получения исходных данных для оценки сил ледового воздействия на берега, дно и сооружения. / Труды RAO/GIS OFFSHORE. СПб.: Т. 2. С. 288–293.
- Смирнов В.Н., Чмель А.Е.* (2006). Самоподобие и самоорганизация в дрейфующем ледяном покрове Арктического бассейна. // Доклады РАН. Т. 5. С. 684–687.
- Сонечкин Д.М.* (1968). Об объективной классификации метеорологических явлений и ситуаций с помощью ЭВМ // Метеорология и гидрология. № 5. С. 12–21.

- СП 11-114-2004. (2004). Инженерные изыскания на континентальном шельфе для строительства морских нефтегазопромысловых сооружений. М.: ФГУП «ПНИИИС» Госстроя России.
- Тимохов Л.А., Хейсин Д.Е. (1987). Динамика морских льдов. Математические модели. Л.: Гидро-метеиздат. 272 с.
- Хайкин С. (2006). Нейронные сети: полный курс /Пер. с англ. М.: Вильямс. 1104 с.
- Хохлов Г.П. (1978). Физико-химические характеристики верхних слоев различных видов морских льдов в районе станции СП-22 // Труды ААНИИ. Т. 359. С. 4–12.
- Черепанов Н.В. (1960). Классификация льдов природных водоемов // Труды ААНИИ. Т. 331. С. 77–99.
- Шалина Е.В. (2010). Современное состояние ледяного покрова Арктики по данным спутниковых наблюдений. / Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Восьмая открытая Всероссийская конференция. Москва, ИКИ РАН, 15–19 ноября 2010 г. Тезисы докладов. М., С. 225.
- Яковлев Г.Н. (1960). Снежный покров на дрейфующем льду в центральной Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. Вып. 3. С. 65–76.
- Agnew T., Howel S. (2003). The use of operational ice charts for evaluating passive microwave ice concentration data// Atmosphere–Ocean. V. 41(4). P. 317–331.
- Alexandrov V., Volkov V., Sandven S. and Kloster K. (2008). Detection of Arctic icebergs on the basis of satellite SAR /Abstracts of the 2-nd International Workshop on Advances in SAR Oceanography from Envisat and ERS Missions/ ESA-ESRIN, 21–25 January 2008, Frascati – Rome, Italy, 21–25 January 2008.
- Alexandrov V.Y., Johannessen O.M., Sandven S., Bobylev L., Yarigina A., Volkov V., Zakhvatkina N. (2010). Complex analysis of sea ice SAR images / Proc. Symp. “Oceans from Space”. Venice, Italy. P. 13–14.
- Alexandrov V.Y., Sandven S., Wahlin J., Johannessen O.M. (2010). The relation between sea ice thickness and freeboard in the Arctic // The Cryosphere. No.4. P. 641–661.
- Alexandrov V.Y., Volkov V.A., Sandven S., Babiker M., Kloster K. (2008). Detection of Arctic icebergs on the base of satellite SAR / Abstracts of the 2-nd International Workshop on Advances in SAR Oceanography from ENVISAT and ERS missions (SEASAR2008), ESA ESRIN, Frascati, Rome, Italy, 21–25 January 2008, P. 101.
- Andersen S., Tonboe R., Kaleschke L. (2005). Satellite thermal microwave sea ice concentration algorithm comparison/ International Workshop Arctic Sea Ice Thickness: Past, Present and Future/Rungstedgaard Conference Centre, near Copenhagen, Denmark, 8–9 November 2005. Scientific report. eds. P. Wadhams and G. Amanatidis. P. 104–113.
- Andersen S., Tonboe R., Kaleschke L., Heygster G., Pedersen L.T. (2007). Intercomparison of passive microwave sea ice concentration retrievals over high concentration Arctic sea ice// J. Geoph. Res. V.112. C08004. doi:10.1029/2006JC003543.
- Arctic Climatology Project, Environmental Working Group Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean – winter period (1997)/ Edited by L. Timokhov and F. Tanis. Ann Arbor, MI: Environmental Research Institute of Michigan in association with the National Snow and Ice Data Center. CD-ROM.
- ASAR User guide / European Space Agency. URL: <http://envisat.esa.int/handbooks/asar/CNTR2-11-5.htm> [дата посещения 11.08.2011]
- Banfield J. (1991). Automated tracking of ice floes: A stochastic approach // IEEE Trans.Geosci. Remote Sens. V. 29, No 6. P. 905–911.
- Baraldi A., Parmiggiani F. (1995). An investigation of the textural characteristics associated with gray level cooccurens matrix statistical parameters// IEEE Trans. Geosci. and Remote Sens. V. 33, No. 2. P. 293–304.
- Baraldi A., Parmiggiani F. (1995). A refined Gamma MAP SAR speckle filter with improved geometrical adaptivity // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. V. 33. No. 5. P. 1245–1257.
- Barber D.G., Shokr M.E., Fernandes R. A., Soulis E D., Flett D. G., Le Drew E.F. (1993). A comparison of second-order classifiers for SAR sea ice discrimination //Photogram. Eng. Remote Sens. V. 59, No. 9. P. 1397–1408.
- Barrick D.E., Lipa B.J. (1985). Analysis and interpretation of altimeter sea echo // Satellite Oceanic Remote Sens. Advances in Geoph. V. 27. P. 61–100.

- Beaven S.G., Gogineni S.P., Shanablen M. (1994). Radar backscatter signatures of thin ice in the Central Arctic. // *Int. J. Remote Sens.* V. 15. P. 1149–1154.
- Beaven S.G., Lockhart G.L., Gogineni S.P., Hosseinmostafa A.R., Jezek K., Gow A.J., Perovich D.K., Fung A.K., Tjuatja S. (1995). Laboratory measurements of radar backscatter from bare and snow-covered saline ice sheets // *Int. J. Remote Sensing.* No.16(5). P. 851–876.
- Benediktsson Jon A., Swain Philip H., Ersoy Okan K. (1990). Neural Network Approaches Versus Statistical Methods in Classification of Multisource Remote Sensing Data// *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* V. 28, No. 4. P. 540–552.
- Bertoia C., Falkingham J., Fetterer F. (1998). Polar SAR data for operational sea ice mapping / Analysis of SAR data of the polar oceans. Recent advances / Eds. C.Tsatsoulis, R.Kwok. Berlin. P. 202–234.
- Bogdanov A., Sandven S., Johannessen O.M., Alexandrov V., Bobylev L. (2005). Multisensor approach to automated classification of sea ice// *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* V. 43, No. 7. P. 1648–1664.
- Canadian Ice Service (CIS). URL: <http://ice-glaces.ec.gc.ca> [дата посещения 3.11.2011]
- Cavalieri D.J. (1994). A microwave technique for mapping thin sea ice // *J. Geoph. Res.* V. 99(C6). P. 12561–12572.
- Cavalieri D. J., Markus T., Hall D. K., Gasiewski A. J., Klein M., Ivanoff A. (2006). Assessment of EOS Aqua AMSR-E Arctic sea ice concentrations using Landsat-7 and airborne microwave imagery// *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* V. 44(11). P. 3057–3069.
- Cavalieri D.J., Gloersen P., Campbell W. J. (1984). Determination of sea ice parameters with the NIMBUS 7 SMMR// *J. Geoph. Res.* V. 89(D4). P. 5355–5369.
- C-CORE. (2000). Validation of iceberg detection capabilities of RADARSAT synthetic aperture radar — final report. Centre for Cold Oceans Resources Engineering (C-CORE), St. John's, Nfld., C-CORE Contract Report 00-C5 for the Canadian Ice Service.
- C-CORE. (2004). The capabilities for iceberg detection using RADARSAT-1. Centre for Cold Oceans Resources Engineering (C-CORE), St. John's, Nfld., C-CORE Contract Report R 03 078 263 prepared for Canadian Ice Service.
- Cho K., Komaki A., Shimoda H. (2007). Comparison of passive microwave sea ice algorithms for detecting the trend of global warming/Proc. 28th Asian Conf. on Remote Sensing (ACRS). 12–16 Nov. 2007. Kuala Lumpur, Malaysia.
- Clausi D.A. (2002). An analysis of co-occurrence texture statistics as a function of grey level quantization // *Canad. J. Remote Sens.* V. 28, No. 1. P. 45–62.
- Clausi D.A., Jernigan M. (1998). A fast method to determine co-occurrence texture features // *IEEE Tran. Geosci. Remote Sens.* V. 36, No. 1. P. 298–300.
- Collins M.J., Livingstone C.E., Raney R.K. (1997). Discrimination of sea ice in the Labrador marginal ice zone from synthetic aperture radar image texture // *Int. J. Remote Sens.* V. 18, No. 3. P. 535–571.
- Comiso J.C. (1986). Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations // *J. Geoph. Res.* V. 91(C1). P. 975–994.
- Comiso J.C. (1995). SSM/I sea ice concentrations using the Bootstrap algorithm /NASA. 53 p.
- Comiso J.C., Cavalieri, D.J., Parkinson, C.L., Gloersen P. (1997). Passive microwave algorithms for sea ice concentration: a comparison of two techniques// *Remote Sens. Environ.* V. 60. P. 357–384.
- Comiso J.C., Wadhams P., Krabill W., Swift R., Crawford J., Tucker W. (1991). Top/bottom multisensory remote sensing of Arctic sea ice // *J. Geoph. Res.* No. 96(C2). P. 2693–2711.
- Connor L.N., Laxon S.W., Ridout A.L., Krabill W.B., McAdoo D.C. (2009). Comparison of Envisat radar and airborne laser altimeter measurements over Arctic sea ice // *Remote Sens. Environ.* No. 113. P. 563–570.
- Cornford Dan, Nabney Ian T., Ramage G. (2001). Improved neural network scatterometer forward models // *J. Geoph. Res.* V.106, No. C10. P. 22331–22338.
- Cox G. F. N., Weeks W.F. (1982). Equations for determining the gas and brine volumes in sea ice samples // *CRREL Report* 82–30. Hanover, NH.
- Crane R.G., Anderson M.R. (1994). Springtime microwave emissivity changes in the southern Kara Sea // *J. Geoph. Res.* V. 99. P. 14303–14309.
- Dokken S.T. (2000). Sea ice and ocean environmental applications of spaceborn SAR. / Ph.D thesis. Chalmers University of Technology, Gteborg, Sweden. 78 p.

- Drinkwater M.R., Kwok R., Rignot E., Israelsson H., Onstott R.G., Winebrenner D.P. (1992). Potential applications of polarimetry to the classification of sea ice // *Geophys. Monogr.* No. 68. P. 419–430.
- Eicken H., Lensu M., Lepparanta M., Tucker W.B., Gow A.J., Salmela O. (1995) Thickness, structure and properties of level summer multiyear ice in the Eurasian sector of the Arctic Ocean // *J. Geoph. Res.*. No. 100(C11). P. 22697–22710.
- European Space Agency. URL: www.esa.int [дата посещения 3.11.2011]
- Fetterer F.M., Drinkwater M.R., Jezek K.C., Laxon S.W.C., Onstott R.G., Ulander L.M.H. Sea ice altimetry (1992). // *Microwave remote sensing of sea ice. Geoph. Monogr. Ser.* / F. Carsey, ed. AGU, Washington, D.C. V. 68, P. 111–135.
- Fily M., Rothrock D.A. (1987). Sea ice tracking by nested correlations // *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sens.* V. 25, No. 5. P. 570–580.
- Fleshe H. (1988). Estimation of ice motion from satellite images /MSc thesis. Division of Electronics and Computer Technique, Norwegian Institute of Technology (NIT). Trondheim.
- Forsstrom S., Gerland S., Pedersen C.A. (2011). Thickness and density of snow-covered sea ice and hydrostatic equilibrium assumption from in situ measurements in Fram Strait, the Barents Sea and the Svalbard Coast // *Annals Glaciol.* No. 52(57). P. 261–270.
- Fragiacomo C., Parmiggiani F. (2009). Iceberg detection using Cosmo-SkyMed satellite constellation images // *Workshop on SAR Ocean Remote Sensing. OceanSAR 2009.*
- Giles K. A., Hvidegaard S.M. (2006). Comparison of spaceborne radar altimetry and airborne laser altimetry over sea ice in the Fram Strait // *Int. J. Remote Sens.* No. 27(15). P. 3105–3113.
- Giles K.A., Laxon S.W., Ridout A.L. (2008). Circumpolar thinning of Arctic sea ice following the 2007 record ice extent minimum // *Geoph. Res. Let.* № 35. L22502, doi:10.1029/2008GL035710.
- Giles K.A., Laxon S.W., Wingham D.J., Wallis D.W., Krabill W.B., Leuschen C.J., McAdoo D., Manizade S.S., Raney R.K. (2007). Combined airborne laser and radar altimeter measurements over the Fram Strait in May 2002 // *Remote Sens. Environ.* No. 111. P. 182–194.
- Gonzalez R., Woods R., Eddins S. (2004). *Digital Image Processing Using MATLAB (DIPUM)*. Prentice Hall.
- Groves J.E., Stringer W.J. (1991). The use of AVHRR thermal infrared imagery to determine sea ice thickness within the Chukchi polynya // *Arctic vol.* No. 44, Supp. 1. P. 130–139.
- Hanna E., Bamber J. (2001). Derivation and optimization of a new Antarctic sea-ice record // *Int. J. Remote Sens.* V. 22, No. 1. P. 113–139.
- Hara Y., Atkins R.G., Shin R.T., Kong J.A., Yueh S.H., Kwok R. (1994). Application of neural networks to radar image classification // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* V. 32, No. 1. P. 100–109.
- Hara Y., Atkins R.G., Shin R.T., Kong J.A., Yueh S.H., Kwok R. (1995). Application of neural networks for sea ice classification in polarimetric SAR Images // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* V. 33, No. 3. P. 740–748.
- Haralick R. M., Shanmugan K., Dinstein I. (1973). Textural features for image classification // *IEEE Trans. Systems, Man and Cybernetics.* V. SMC-3, No. 6, P. 610–621.
- Haykin S., Lewis E.O., Raney R.K., Rossiter J.R. (1994). *Remote sensing of sea ice and icebergs /Wiley series in remote sensing.* New York: John Wiley & Sons. 686 p.
- Heerman P.D. and Khazenie N. (1992). Classification of multispectral remote sensing data using a back-propagation neural network // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* V. 30, No. 1. P. 81–88.
- Heygster G., Spreen G., Kaleschke L. (2005). Sea ice remote sensing using AMSR 89 GHz data / *Presentation at “Joint AMSR Science Team Meeting”.* Honolulu, Sep. 13–15.
- Hibler III W.D., Ackley S., Weeks W.F., Kovacs A. Top and bottom roughness of a multiyear ice floe // *AIDJEX Bulletin.* No. 13. P. 77–92.
- Holmes Q.A., Nuesch D.R., Shuchman R.A. (1984). Textural analysis and real-time classification of sea ice types using digital SAR data // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* V. 22, No. 2. P. 113–120.
- Hunkins K. (1962). Waves on the Arctic ocean. // *J. Geoph. Res.* V. 67, No. 6. P. 2477–2489.
- Ji Y., Zhang J., Meng Y. (2007). ABMR ice thickness model and its application to Bohai Sea in China // *Progress in Electromagnetic Res.* V. 76. P. 183–194.

- Johannessen, O.M., Volkov A.M., Grishchenko V.D. et al.* (1997). ICEWATCH – real-time sea ice monitoring of the Northern Sea route using satellite radar technology// NERSC Technical Report. No. 113. 126 p.
- Kaleschke L., Lupkes C., Vihma T., Haarpaintner J., Bochert A., Hartmann J., Heygster G.* (2001). SSM/I Sea ice remote sensing for mesoscale ocean-atmosphere interaction analysis// *Can. J. Remote Sensing*. V. 27, No. P. 526–537.
- Karvonen J.A.* (2004). Baltic Sea ice SAR segmentation and classification using modified pulse-coupled neural networks // *IEEE Trans. on Geosci. and Remote Sens.* V. 42, No. 7. P. 1566–1574.
- Kearns J.J.* (2010). Icebergs across the North Atlantic // *Maritime Reporter and MarineNews* magazines online. July 09, 2010. MarineLink.com
- Kloster K., Fleshe H., Johannessen O.M.* (1992). Ice motion from airborne SAR and satellite imagery // *Advanced Space Res.* V. 12, No 7. P. 149–153.
- Kloster K., Spring W.* (1993). Iceberg and glacier mapping using satellite optical imagery during the sea ice data acquisition programme (IDAP) / *Proc. POAC*. P. 413 – 424.
- Kuhn P.M., Stearns L.P., Ramseier R.O.* (1975). Airborne infrared imagery of Arctic sea ice thickness. NOAA Technical Report ERL 331-APCL 34. Boulder: U.S. Department of Commerce, NOAA, Environmental Research Laboratories. 14 p.
- Kurtz N. T., Markus T., Cavalieri D. J., Sparling L.C., Krabill W. B., Gasiewski A. J., Sonntag J. G.* (2009). Estimation of sea ice thickness distributions through the combination of snow depth and satellite laser altimetry data // *J. Geoph. Res.* No.114. C10007, doi:10.1029/2009JC005292.
- Kwok R., Cunningham G.F.* (1994). Backscatter characteristics of the winter ice cover in the Beaufort Sea // *J. Geophys. Res.* V. 99, No. C4. P. 7787–7802.
- Kwok R., Cunningham G.F.* (2008). ICESat over Arctic sea ice: Estimation of snow depth and ice thickness // *J. Geophys. Res.* No. 113, C08010, doi:10.1029/2008JC004753, 2008.
- Kwok R., Cunningham G.F., Holt B.* (1992). An approach to identification of sea ice types from spaceborne SAR data // *Geophys. Monogr.* No. 68. P. 355–360.
- Kwok R., Cunningham G.F., Wensnahan M., Rigor I., Zwally H.J., Yi D.* (2009). Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008 // *J. Geoph. Res.* No. 114, C07005, doi:10.1029/2009JC005312.
- Kwok R., Cunningham G.F., Zwally H.J., Ti D.* (2007). Ice, cloud and land elevation satellite (ICESat) over Arctic sea ice: retrieval of freeboard // *J. Geoph. Res.* No. 112, C12013. doi:10.1029/2006JC003978.
- Kwok R., Curlander J.C., McConnell R., Pang S.S.* (1990). An ice-motion tracking system at Alaska SAR facility // *IEEE J. Oceanic Engineering*. No 15(1). P. 44–54.
- Kwok R., Nghiem S.V., Martin S. et al.* (1998). Laboratory measurements of sea ice: connections to microwave remote sensing // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* V. 36, No.5, P.1716–1730.
- Kwok R., Zwally H. J., Yi D.* (2004) ICESat observations of the Arctic sea ice: A first look // *Geoph. Res. Let.* No.31, L16401. doi:10.1029/2004GL020309.
- Laxon S., Peacock N., Smith D.* (2003). High interannual variability of sea ice thickness in the Arctic region // *Nature*. No. 425. P. 947–950.
- Laxon S.W.* (1994). Sea ice altimeter processing scheme at the EODC // *Int. J. Remote Sens.* No. 15(4). P. 915–924.
- Li L., Gaiser P., Alberg M., Long D.G., Twarog E.M.* (2008). WindSat passive microwave polarimetric signatures of Greenland ice sheet// *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* V. 46. P. 2622–2631.
- Lin G., Li L., Gaiser P.W.* (2006). Sea ice retrievals from Windsat data/ *Proc. IGARSS-2006*. July 31–Aug. 2006, Denver, USA. P. 730–733.
- Livingstone C. E.* (1994). Chapter 11. Synthetic aperture radar images of sea ice / *Remote sensing of sea ice and icebergs*. / Haykin et al., eds. John Wiley and Sons, Inc. P. 540–569.
- Makynen M.P., Hallikainen M.T.* (1998). C-Band backscattering signatures of Baltic sea ice / *Proc. IGARSS'98*. Seattle, Washington, July 6–10. P. 43.
- Makynen M.P., Hallikainen M.T.* (2009). Simulation of ASIRAS altimeter echoes for snow-covered first-year sea ice // *IEEE Geosci. Remote Sens. Let.* No. 6(3). P. 486–490.
- Malmgren F.* (1927). On the properties of sea-ice /*The Norwegian North polar expedition with the “Maud” 1918–1925. Scientific results*. V.1a. Special reports John Griegs Boktrykkeri, Bergen, Norway. P. 1–67.

- Mandelbrot B.B.* (1982). *The Fractal geometry of Nature* / W.H.Freeman and Co., San Francisco. 500 p.
- Marco J.R., Thomson R.E.* (1977). Rectilinear leads and internal motions in the ice pack of the Western Arctic ocean // *J. Geoph. Res.* V. 82, No. 6. P. 979–987.
- Markus T., Cavalieri D.J.* (2000). An enhancement of the NASA Team sea ice algorithm//*IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* V. 38, No. 3. P. 1387–1398.
- Markus T., Dokken S.T.* (2002). Evaluation of late summer passive microwave Arctic Sea ice retrievals// *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* V. 40, No. 2. P. 348–356.
- McConnell R., Kwok R., Curlander J.C., Kober W. Pang S.S.* (1991). S correlation and dynamic time warping: Two methods for tracking ice floes in SAR images // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* V. 29, No 6. P. 1004–1012.
- Mejia C., Thiria S., Tran N., Crpon M., Badran F.* (1998). Determination of the geophysical model function of the ERS-1 scatterometer by the use of neural networks // *J. Geophys. Res.* V. 103, No. C6. P. 12853–12868.
- Melling H.* (1998). Detection of features in first-year pack ice by synthetic aperture radar (SAR) // *Int. J. Remote Sens.* V. 19, No. 6. P. 1223–1249.
- Microwave Remote Sensing of Sea Ice* (1992). *Geoph. Monogr.* No. 68 / F.D.Carsey, ed. American Geophysical Union, W., DC. 462 p.
- Miller P.A., Laxon S.W., Feltham D.L., Cresswell D.J.* (2006). Optimization of sea ice model using basinwide observations of Arctic sea ice thickness, extent and velocity // *J. Climate.* No. 19. P. 1089–1108.
- Mobley C.D., Cota G.F., Grenfell T.C., Maffione R.A., Scott Pegau W., Perovich D.K.* (1998). Modeling light propagation in sea ice // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* No. 36(5). P. 1743–1749.
- NASA official site. URL: www.nasa.gov [дата посещения 3.11.2011]
- Nghiem S.V., Kwok R., Yueh S.H., Drinkwater M.R.* (1995a). Polarimetric signatures of sea ice 1: Theoretical model // *J. Geoph. Res.* V. 100, No. C7. P. 13665–13679.
- Nghiem S.V., Kwok R., Yueh S.H., Drinkwater M.R.* (1995b). Polarimetric signatures of sea ice 2: Experimental observations // *J. Geoph. Res.* V. 100, No. C7. P. 13681–13698.
- Nghiem S.V., Martin S., Perovich D.K., Kwok R.M., Drucker R., Gow A.J.* (1997). A laboratory study of the effect of frost flowers on C-band radar backscatter from sea ice // *J. Geophys. Res.* V. 102, No. C2. P. 3357–3370.
- Nystuen J.A., Garcia Jr.F.W.* (1992). Sea ice classification using SAR backscatter statistics // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* V. 30, No. 3. P. 502–509.
- Onstott R.G.* (1992). SAR and scatterometer signatures of sea ice /In: *Microwave remote sensing of sea ice* / Ed. F.D. Carsey. *Geophys. Monogr.* No. 68. P. 73–102.
- Onstott R.G., Gogineni P., Gow A.K., Grenfell T.C., Jezek K.C., Perovich D.K., Swift C.T.* (1998). Electromagnetic and physical properties of sea ice formed in the presence of wave action // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* No. 36(5). P. 1764–1783.
- Pavlov V.K.* (1998). Circulation in ice-covered waters / *Physics of ice-covered waters.* V. 2 / M.Lepparanta (ed.). Helsinki University Printing House, Helsinki. P. 447–482.
- Peacock N.R., Laxon S.W.* (2004). Sea surface height determination in the Arctic Ocean from ERS altimetry // *J. Geophys. Res.* No. 109. C07001. doi:10.1029/2001JC001026.
- Pedersen L.T.* (1998). Development of new satellite ice data products / In Sandven et al. *IMSI report* No. 8. (Ch. 6.2). NERSC Technical Report No. 145, Nansen Environmental and Remote Sensing Center, Bergen, Norway.
- Powell R.J., Birks A.R., Wrench W.J., Biddiscombe C.L.* (1993). Using transponders with ERS1-1 and Topex altimeters to measure orbit altitude to ± 3 cm / In *Proc. First ERS-Symposium* (ESA SP-359). P. 511–516.
- Power D.* (2010). EO-based ice and iceberg monitoring in support of offshore engineering design and tactical operations // *ESA Industry Workshop on Satellite EO for the Oil and Gas Sector*, 14–15 September 2010, Frascati. Italy.
- Power D., Youden J., Lane K., Randell C., Flett D.* (2001). Iceberg detection capabilities of RADARSAT synthetic aperture radar// *Canad. J. Remote Sens.* V. 27, No. 5. P. 476–486.
- Reference Publication No 1380. Greenbelt, Maryland: NASA.

- Roca M., Laxon S., Zelli C.* (2009). The EnviSat RA-2 instrument design and tracking performance // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. No. 47(10). P. 3489–3506.
- Romanov I.P.* (1995). Atlas of ice and snow of the Arctic Basin and Siberian shelf seas / A.Tunik, ed.. Backbone Publishing Company. 277 p.
- Rothrock D.A.* (1986). Ice thickness distribution – measurement and theory / N. Untersteiner, ed. In: The geophysics of sea ice. Plenum Press, New York and London. P. 551–576.
- Sandven S., Babiker M., Kloster K.* (2007). Iceberg observations in the Barents sea by radar and optical satellite images // Proc. Envisat Symp., Montreux, Switzerland, 23–27 April 2007 (ESA SP-636, July 2007).
- Sandven S., Johannessen O.M.* (2006). Sea ice monitoring by remote sensing / In: remote sensing of the marine environment. J. Gower, ed. Manual of Remote Sensing. Third ed. V. 6. P. 241–283.
- Sandven S., Kloster K., Johannessen O.M.* (1991). SAR ice algorithms for ice edge, ice concentration and ice kinematics/ NERSC Technical Report 38.
- Schulson E.M., Fortt A.L., Iliescu D., Renshaw C.E.* (2006). Failure envelope of first-year Arctic sea ice: The role of friction in compressive fracture // J. Geoph. Res. No. 111. C11S25, doi:10.1029/2005JC003235.
- Schwerdtfeger P.* (1963). The thermal properties of sea ice // J. Glaciol. No. 4. P. 789–907.
- Shokr M.E.* (1991). Evaluation of second-order texture parameters for sea ice classification from radar images // J. Geophys. Res. V. 96, No. C6. P. 10625–10640.
- Smith D.M.* (1996). Extraction of winter sea-ice concentration in the Greenland and Barents Seas from SSM/I data // Int. J. Remote Sens. V. 17, No. 13. P. 2625–2646.
- Soh L. K., Tsatsoulis C.* (1999). Texture analysis of SAR sea ice imagery using gray level co-occurrence matrices // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. V. 37, No. 2, P. 780–795.
- Soh L. K., Tsatsoulis C., Gineris D., Bertoia C.* (2004). ARKTOS: An intelligent system for SAR sea ice image classification // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. V. 42, No. 1. P. 229–248.
- Soh L.-K., Tsatsoulis C., Holt B.* (1998). Identifying ice floes and computing ice floe distributions in SAR images /In: Analysis of SAR data of the polar oceans. Recent Advances / Eds. C.Tsatsoulis, R.Kwok. Berlin: Springer-Verlag. P. 9–34.
- Spreen G., Kaleschke, Heygster G.* (2007). Sea ice remote sensing using AMSR 89-GHz channels// J. Geoph. Res. V.113. C02S03, doi:10.1029/2005JC003384.
- Steffen K., Heinrichs J.* (1994). Feasibility of sea ice typing with synthetic aperture radar (SAR): Merging of Landsat thematic mapper and ERS-1 SAR satellite imagery // J. Geoph. Res. V. 99, No. C11. P. 22413–22424.
- Sturm M., Holmgren J., Perovich D.K.* (2002). Winter snow cover on the sea ice of the Arctic Ocean (SHEBA): Temporal evolution and spatial variability // J. Geoph. Res. No. 107(C10). 8047, doi:10.1029/2000JC000400.
- Sun Y.* (1992). Ice motion retrieval from SAR imagery in terms of intensive derivative // Proc. Int. Geosci. and Remote Sensing Symp., May 1992, Houston, Texas, USA. V. 1. IEEE, Piscataway, NJ. P. 585–587.
- Sun Y.* (1994). A new correlation technique for ice motion analysis // EARSel Advances in Remote Sensing. V. 3, No. 2. P. 57–63.
- Svendsen E., Kloster K., Farrelly B., Johannessen O.M., Johannessen J.A., Campbell W.J., Gloersen P., Cavalieri D., Matzler C.* (1983). Norwegian Remote Sensing Experiment: Evaluation of NIMBUS-7 SMMR for sea ice research // J. Geoph. Res. V. 88, No. C5. P. 2781–2791.
- Svendsen E., Matzler C., Grenfell T.C.* (1987). A model for retrieving total sea ice concentration from spaceborne dual-polarized passive microwave instrument operating near 90 GHz //Int. J. Remote Sens. V. 8, No. 10. P. 1479–1487.
- Timco G.W., Frederking R.M.W.* (1996). A review of sea ice density // Cold Regions Sci. Technol. No. 24. P. 1–6.
- Tonboe R.T., Pedersen L.T., Haas C.* (2009). Simulation of the satellite radar altimeter sea ice thickness retrieval uncertainty // The Cryosphere Discus. No. 3. P. 513–559.
- Tournadre J., Whitmer K., Girard-Ardhuin F.* (2008). Iceberg detection in open water by altimeter waveform analysis // J. Geoph. Res. V.113 (C08040). P. 1–8.
- Touzi R., Charbonneau F.* (2002). Characterization of target symmetric scattering using polarimetric SARs //IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. V. 40, No. 11. P. 2507 – 2516.

- Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K.* (1981). Microwave remote sensing: active and passive. Addison-Wesley Publishing Company. 456 p.
- Vehvilainen J.P.* (2007). Ice density and permeability / AGF-211 cruise report 2007. P. 44–53, UNIS.
- Vesecky J.F., Samadani R., Smith M.P., Daida J.M.* (1998). Observation of sea-ice dynamics using synthetic aperture radar images: Automated analysis // IEEE Trans.Geosci. Remote Sens. V. 26, No. 1. P. 38–47.
- Vinje T., Finnekasa Ø.* (1986). The ice transport through the Fram Strait // Norsk Polarinstitutt Skrifter. No. 186. P. 37–39.
- Wackerman C.C., Miller D.L.* (1996). An automated algorithm for sea ice classification in the marginal ice zone using ERS-1 Synthetic Aperture Radar imagery: technical report. Ann Arbor: ERIM. 43 p.
- Wadhams P.* (1986). The seasonal ice zone / In: The geophysics of sea ice. NATO ASI series, V. 146. P. 825–991.
- Wadhams P.* (2000). Ice in the Ocean /Amsterdam: Gordon and Breach Science Publishers. 351 p.
- Wadhams P., Tucker III W.B., Krabill W.B., Swift R.N., Comiso J.C., Davis R.N.* (1992). Relationship between sea ice freeboard and draft in the Arctic Basin, and implication for ice thickness monitoring // J. Geoph. Res. No. 97(C12). P. 20 325–20 334.
- Warren S.G., Rigor I.G., Untersteiner N., Radionov V.F., Bryazgin N.N., Aleksandrov Y.I.* (1999). Snow depth on Arctic Sea Ice // J. Climate. No. 12. P.1814–1829.
- Weeks W.F.* (1976). Sea ice properties and geometry // AIDJEX Bull. No. 34. P. 137–172.
- Wiebe H., Heygster G.,Markus T.* (2009). Comparison of the ASI ice concentration algorithm with Landsat-7 ETM+ and SAR imagery//IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. V. 47, No. 9. P. 3008–3015.
- Willis C.J., Macklin J.T., Partington K.C., Teleki K.A., Rees W.G., Williams R.G.* (1996). Iceberg detection using ERS-1 Synthetic Aperture Radar // Int. J. Remote Sens. V. 17, No. 9. P. 1777–1795.
- Wingham D.J., Francis C.R., Baker S., Bouzinac C., Brockley D., Cullen R., de Chateau-Thierry P., Laxon S.W., Mallow U., Mavrocordatos C., Phalippou L., Ratier G., Rey L., Rostan F., Viau P., Wallis D.W.* (2006). CryoSat: A mission to determine the fluctuations in Earth's land and marine ice fields // Advances in Space Res. No. 37. P. 841–871.
- Zamperoni P.* (1996). Plus ca va, moins ca va // Pattern Recognition Letters. V.17. No. 7. P. 671–677.
- Zubakin G.K., Naumov A.K., Buzin I.V.* (2004). Estimates of ice and icebergs spreading in the Barents Sea. Paper no. 2004-JSC-38. 8 p.

Глава 4

ПРИМЕНЕНИЕ СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ О ПАРАМЕТРАХ МОРСКОГО ЛЬДА ДЛЯ ОБЕСПЕЧЕНИЯ БЕЗОПАСНОСТИ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ШЕЛЬФЕ И В ОТКРЫТОЙ ЧАСТИ ПОЛЯРНЫХ МОРЕЙ И ЗАМЕРЗАЮЩИХ МОРЕЙ УМЕРЕННЫХ ШИРОТ

4.1. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ В ИНТЕРЕСАХ СУДОХОДСТВА

4.1.1. ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА, СУЩЕСТВЕННО ВЛИЯЮЩИЕ НА БЕЗОПАСНОСТЬ И ЭФФЕКТИВНОСТЬ СУДОХОДСТВА, И ИХ РЕГИСТРАЦИЯ С ПОМОЩЬЮ ИСЗ

Основные затруднения при плавании судов в арктических морях обусловлены наличием ледяного покрова и необходимостью его преодоления. Состояние дрейфующих и припайных льдов описывается рядом характеристик ледяного покрова, наиболее существенно влияющих на эффективность и безопасность судоходства во льдах.

К числу таких характеристик относятся следующие:

- сплоченность ледяного покрова и его возрастной состав,
- толщина льда,
- формы льда (горизонтальные размеры льдин),
- торосистость ледяного покрова,
- сжатия в ледяном покрове.

Сплоченность льда. В летний период распределение сплоченности льда имеет решающее значение при выборе оптимального варианта плавания. Конкретные значения сплоченности ледяного покрова часто используются в качестве критерия условий ледокольного обеспечения. В зимний период изменчивость данной характеристики велика, поэтому ее значения, зафиксированные ИСЗ, неплохо согласуются с данными судовых наблюдений. В весенний, а затем и в летний период происходит увеличение неравномерности распределения ледяного покрова, что приводит к заметному расхождению между значениями сплоченности, зафиксированными ИСЗ и наблюдаемыми непосредственно на пути плавания судна.

В зимний и весенний сезоны, когда практически вся поверхность арктических морей покрыта льдом, решающее значение имеет количество молодых льдов. По степени

влияния на скорость судна количество молодых форм льда в зимне-весенний период аналогично количеству чистой воды среди льдов в летний период.

Толщина льда. В зимний период, когда преобладающая сплоченность льда в арктических морях составляет 9–10 и 10 баллов, решающее значение для успеха морской операции имеет распределение толщины льда (количества льда различного возраста) на пути движения судна. Толщина льда наряду со сплоченностью является одной из важнейших характеристик ледяного покрова, оказывающей существенное влияние на сопротивление льдов движению судна.

В холодный период года важной навигационной характеристикой является также высота снежного покрова. Установлено, что влияние снежного покрова на движение судна проявляется тем сильнее, чем больше толщина льда и меньше скорость движения судна.

Торосистость льда. Наличие торосистых образований — характерная особенность морских льдов. Торосистые образования оказывают существенное влияние на движение судна во льдах, являясь серьезным препятствием для судоходства. Обработка материалов судовых наблюдений, проведенных в зимне-весенний период, показала, что вероятность совпадения торосистости, зафиксированной в пределах горизонтальной видимости и непосредственно по курсу движения, уменьшается с увеличением значения торосистости, что связано с возможностью избирательного движения судна. Значения торосистости в летний период, по данным разных видов наблюдений, близки между собой, что обусловлено вытаиванием и разрушением участков более тонких и ровных льдов.

Как показывают наблюдения, грядовая торосистость характерна для припайных льдов, особенно для их прикромочных областей (так называемые барьеры торосов). В дрейфующих льдах арктических морей грядовая торосистость выражена менее ярко — преобладает хаотичная торосистость («пятна» торосистых образований) без ярко выраженных геометрической формы и ориентации в пространстве. Сочетание геометрических и площадных параметров торосистых образований дает возможность более полно учитывать их влияние на скорость судна во льдах.

Разрушенность льда. Разрушенность льда — характеристика изменений состояния ледяного покрова, связанных с процессами таяния. В результате таяния на поверхности льда образуются снежницы, проталины и промоины, нарушающие сплошность ледяного покрова, существенно уменьшая сопротивление льда движению судна. Процесс ломки льда ледоколом (судном) с повышением степени разрушенности ледяного покрова приобретает все более избирательный характер: ломке подвергаются участки более разрушенных и тонких льдов, а толстый лед раздвигается корпусом судна.

Раздробленность ледяного покрова. В осенне-зимний и весенний периоды, когда преобладающая сплоченность дрейфующего льда составляет 9–10 баллов, важной навигационной характеристикой является раздробленность льда, которая характеризует интенсивность динамических процессов, происходящих в ледяном покрове. Данные натурных наблюдений свидетельствуют о том, что горизонтальные размеры льдин оказывают существенное влияние на скорость движения судов. При прочих равных условиях минимальные значения скорости отмечаются при движении в гигантских (обширных) ледяных полях, а максимальные — в мелкобитых и тертых льдах. Эти различия обусловлены процессом взаимодействия корпуса судна со льдинами различных горизонтальных размеров.

Сжатия льда. Сжатие льда является одной из основных характеристик, определяющих условия плавания в замерзающих морях, особенно в зимний период. Наиболее существенно они проявляются при плавании во льдах сплоченностью 9–10, 10 баллов и толщиной более 70 см. Сжатия приводят к резкому ухудшению условий плавания, часто оказываются причиной вынужденного дрейфа судов, ледовых повреждений. Хотя в арктических морях преобладают ветровые сжатия льдов, однако при определенных условиях существенное влияние на судоходство оказывают приливные сжатия.

Нарушения сплошности ледяного покрова (НСЛ). Нарушения сплошности (разрывы, трещины, каналы) являются характерной особенностью ледяного покрова в зимний период. Они способствуют улучшению условий плавания. Формирование НСЛ начинается осенью, когда сморози льда становятся достаточно устойчивыми, а толщина льдов достигает 40–50 см. Наибольшее развитие и упорядоченность системы НСЛ получают в марте–мае. С началом таяния ледяного покрова происходит распад сморозей, и системы НСЛ нарушаются. Зимние плавания в Западном районе Арктики, а также летние в Арктическом бассейне подтверждают эффективность использования НСЛ при выборе оптимального варианта движения судна во льдах (Фролов, Клячкин, 2001).

Заприпайные зоны молодых льдов. В период устойчивого формирования припая до его разрушения (взлома) выбор наиболее благоприятных вариантов плавания в арктических морях тесно связан с максимальным использованием заприпайных зон чистой воды или молодых (толщиной до 30 см) льдов.

Параметры припайных льдов. В настоящее время припай стал активной средой судоходства. Плавание в припае отличается ряд особенностей: оно связано с прокладкой ледоколами канала в припае, его обновлением и проводкой судов по нему. Установлено, что успешность плавания судов при выполнении этих операций зависит от толщины невзломанного припая на фарватере, степени его торосистости, высоты снега, разрушенности, количества включений остаточных льдов (в арктических морях).

Существенная особенность ледяного покрова — неравномерность распределения его толщины — присуща и для припайных районов. Даже на коротких участках средне-квадратическое отклонение толщины припая может достигать 20 см в основном за счет неравномерного распределения высоты снега и физико-географических особенностей. Кроме того, припай не является монолитной пластиной льда. Для него характерно наличие стационарных трещин и разломов. Их использование при прокладке канала существенно увеличивает эффективность работы ледокола. Кроме того, в процессе «жизни» припая трещины и разломы в нем могут расходиться до ширины, соизмеримой с шириной корпуса ледокола, что впоследствии приводит к формированию ориентированных вставок с пониженным фоном толщины льда.

Основным источником информации о распределении характеристик ледяного покрова в районах судоходства в настоящее время являются данные дистанционного зондирования с искусственных спутников Земли. Состав параметров ледяного покрова, получаемых посредством этих наблюдений, во многом зависит от способа регистрации и разрешающей способности диагностирующей аппаратуры ИСЗ. Наибольший объем информации предоставляют спутники высоко разрешения типа Envisat и RADARSAT, использующие радиолокаторы с синтезированной апертурой (SAR).

С использованием SAR достаточно уверенно определяются:

- общая сплоченность льда,
- возрастной состав ледяного покрова,
- формы льда (преобладающие горизонтальные размеры льдин),
- некоторые стадии таяния,
- наслоенность и торосистость,
- системы нарушений сплошности ледяного покрова и другие динамически активные зоны (дрейфоразделы и т.п.).

Однако спутниковые снимки высокого разрешения отличаются высокой стоимостью, и их использование в регулярном оперативном обеспечении судоходства в Арктике в настоящее время носит эпизодический характер. На практике основным источником данных о распределении характеристик ледяного покрова служат снимки с ИСЗ низкого и среднего разрешения видимого и инфракрасного диапазонов. Однако данный вид информации позволяет определить ограниченное число ледовых параметров:

- общее распределение ледяного покрова — сплоченность льда, зоны преобладания льдов различного возраста;
- положение крупных НСЛ (шириной более 500 м);
- наличие обширных и гигантских ледяных полей сморози льда.

Таким образом, параметры ледяного покрова, необходимые для выбора оптимального варианта плавания судна во льдах, можно условно разделить на две группы: уверенно регистрируемые и регистрируемые с недостаточной точностью (или не регистрируемые вовсе) современными средствами спутникового дистанционного зондирования.

К первой группе относятся:

- общая сплоченность ледяного покрова;
- возрастной состав ледяного покрова;
- формы (горизонтальный размер) ледяного покрова;
- ориентация нарушений сплошности ледяного покрова (разрывов, разводий, каналов, трещин) в зимний период в замерзающих морях и в летний период в Арктическом бассейне.

Ко второй группе относятся:

- толщина ровного льда,
- торосистость ледяного покрова,
- сжатия льдов,
- разрушенность ледяного покрова.

4.1.2. ТЕХНОЛОГИИ СОСТАВЛЕНИЯ НАВИГАЦИОННЫХ РЕКОМЕНДАЦИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ

В наиболее полной мере учет влияния характеристик ледяного покрова осуществляется в процессе специализированного гидрометеорологического обеспечения (СГМО) судоходства во льдах при разработке навигационных рекомендаций. Навигационные рекомендации представляют собой научно обоснованную интерпретацию всей имеющейся полезной гидрометеорологической информации, способствующую принятию судоводителем оптимального решения.

В настоящее время составление навигационных рекомендаций осуществляется в виде следующих процедур:

- выбор оптимального варианта плавания (стратегический выбор пути),
- непосредственный выбор пути движения судна во льдах при движении по оптимальному варианту (тактический выбор пути).

Неравномерное распределение льдов на поверхности моря, изменчивость распределения во времени дают возможность выбирать разные варианты плавания в пределах одного района (рис. 4.1.1, 4.1.2). Выбор оптимального варианта плавания судов во льдах является важнейшим элементом СГМО морских операций на трассе СМП и в замерзающих морях.

В ААНИИ сформулирован общий принцип выбора оптимального пути. Он предусматривает, что движение осуществляется по кратчайшему пути через зоны, которые характеризуются следующими особенностями:

- минимальной общей сплоченностью;
- максимальными количеством молодых форм льда (в осенне-зимний) и разрушенностью льда (в весенне-летний период);
- минимальной торосистостью и повышенной раздробленностью льда;
- преобладающей ориентацией нарушений сплошности ледяного покрова (разрывы, трещины, каналы), совпадающей с генеральным курсом движения каравана;
- глубиной, соответствующей требованиям безопасности плавания для данного судна.

Помимо перечисленных показателей, при выборе варианта плавания учитываются метеоусловия (в основном видимость и ветер), а также явления в ледяном покрове,

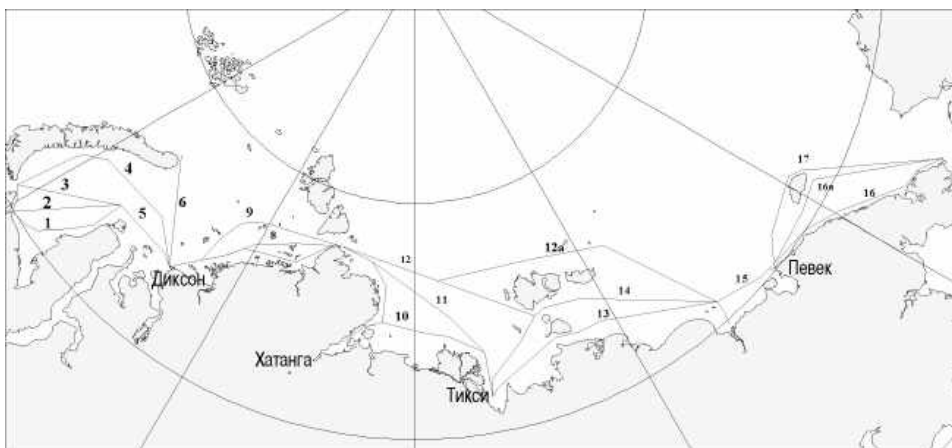


Рис. 4.1.1. Возможные (стандартные) варианты плавания по трассе Северного морского пути в летний период.

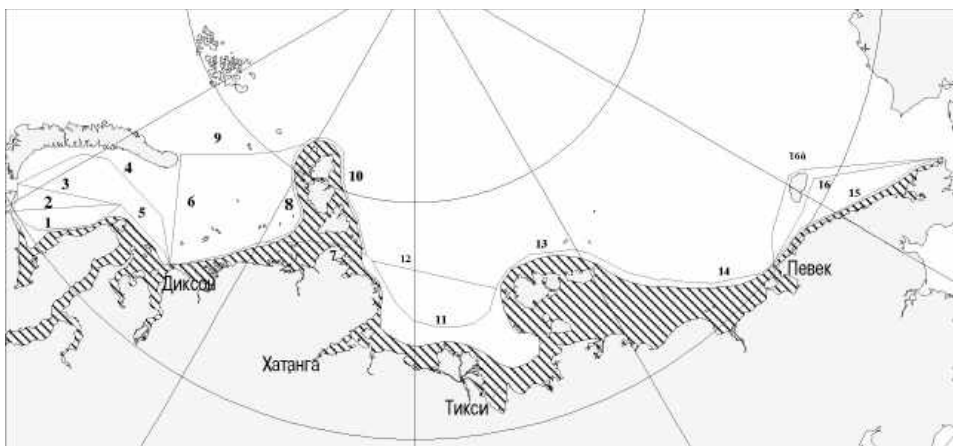


Рис. 4.1.2. Возможные (стандартные) варианты плавания по трассе Северного морского пути в зимний период.

оказывающие существенное влияние на эффективность плавания (сжатия, облипание корпуса и т.д.).

Установлено, что в период формирования ледяного покрова (ноябрь — декабрь) плавание судов осуществляется в молодых льдах обычными навигационными курсами по кратчайшему расстоянию. Решающее влияние на ледовое плавание в этот период оказывают сжатие льда и облипание корпуса судна. На следующем этапе зимне-весенней навигации (январь — май) пути плавания судов ориентируются на зоны формирования заприпайных полыней. В этот период выбор оптимального варианта плавания, в целом, определяется:

- положением кромки дрейфующих льдов,
- степенью развития заприпайных полыней,
- распределением динамически активных зон (сжатий или нарушений сплошности ледяного покрова) в ледяном массиве.

Технология выбора оптимального варианта плавания реализована в виде самостоятельного автоматизированного рабочего места (АРМ). При этом работоспособность АРМ «Навигационных рекомендаций» невозможна без взаимодействия с другими АРМ системы СГМО.

Составление навигационных рекомендаций предполагает предварительное выполнение следующих этапов работы:

- а) прием снимка ИСЗ, анализ информативности снимка, его обработка, географическая привязка (АРМ «Снимки ИСЗ»);
- б) дешифрирование снимка ИСЗ, составление карты фактического распределения ледяного покрова (АРМ «Ледовый эксперт»);
- в) составление прогностической карты распределения ледяного покрова с заданной заблаговременностью (АРМ «Ледовой прогнозист»).

Основой технологии АРМ «Навигационные рекомендации» служат следующие положения:

- основным источником ледовой информации являются данные дистанционного зондирования с искусственных спутников Земли,
- в качестве программной среды АРМ используется географическая информационная система (ГИС),
- расчет характеристик движения судна осуществляется с учетом прогнозируемого перераспределения ледяного покрова в период проведения морской операции.

Технология выбора оптимального пути плавания во льдах включает в себя следующие процедуры:

- определение (нанесение на прогностическую ледовую карту) возможных вариантов маршрутов плавания судна (рис. 4.1.3, см. цвет. вклейку);
- автоматический анализ состояния ледового покрова по каждому выбранному пользователем маршруту (обеспечение входными ледовыми данными блока моделирования движения судна);
- расчет скорости движения и общих затрат времени на плавание каравана по каждому варианту плавания (с использованием эмпирических или аналитических моделей движения судов во льдах);
- выбор оптимального варианта плавания в соответствии с установленными критериями;
- представление результатов расчетов, характеристик ледовых условий, эксплуатационных и экономических показателей движения судов в формате, совместимом с АРМ «Терминал конечного пользователя» на судне.

Наряду с информацией о ледовой обстановке, в качестве отдельных слоев заносятся другие необходимые для моделирования данные о природных условиях района плавания (безопасные глубины и др.), которые могут быть использованы в качестве дополнительной информации, используемой в расчетах. Важное положительное свойство описываемой технологии составления навигационных рекомендаций состоит в возможности адаптации вычислительных алгоритмов практически к любой конфигурации морской транспортной системы и любым внешним условиям.

В настоящее время технология выбора оптимального варианта плавания успешно применяется при СГМО морских операций в Татарском проливе (транспортировка крупнотоннажными танкерами нефти из порта Де-Кастри), Баренцевом и Карском морях (круглогодичное плавание судов ОАО «ГМК «Норильский никель»» из портов Мурманск и Архангельск в порт Дудинка).

Как показывает опыт гидрометеорологического обеспечения плаваний в Арктике и замерзающих морях, своевременно поступившая на борт ледокола (судна) навигационная рекомендация, позволяет существенно уменьшать расходы на морские операции за счет сокращения сроков операции, экономии топлива, безаварийной работы судов.

В качестве примера приведем сравнение плаваний д/э «Норильский никель» и д/э «Капитан Ман» (типа СА-15), выполненных в первую декаду января 2008 г. Плавание д/э «Норильский никель» от припая Енисейского залива до кромки льда в Баренцевом море осуществлялось с использованием ледовой и гидрометеорологической информации в соответствии с навигационными рекомендациями, составленными в ААНИИ. В качестве оптимального варианта был использован маршрут, проходящий от Енисейского залива к острову Вилькицкого и далее к мысу Желания. Движение судна осуществлялось в автономном режиме (без ледокольной поддержки). Затраты времени на плавание по указанному маршруту составили 30,5 ч.

Одновременно с плаванием д/э «Норильский никель» была осуществлена проводка д/э «Капитан Ман» с использованием рекомендаций Штаба морских операций Западного сектора Арктики (Мурманское морское пароходство). В качестве варианта плавания д/э «Капитан Ман» был выбран маршрут от кромки льда в Баренцевом море через пролив Карские Ворота, далее пересечение Новоземельского ледяного массива северным вариантом с выходом в Обь-Енисейский район и Енисейский залив (рис. 4.1.4). Проводка судна осуществлялась на большей части маршрута двумя атомными ледоколами – «Арктика» и «Вайгач». В период плавания на отдельных участках ледоколы были вынуждены окалывать судно, часть маршрута судно шло на буксире. Общие затраты времени на плавание по указанному маршруту составили 72 ч.

Приведенный выше пример достаточно убедительно показывает эффективность использования новых технологий специализированного гидрометеорологического обеспечения морских операций в замерзающих морях.

Данные ИСЗ являются основным источником информации для непосредственного выбора пути движения судна во льдах по оптимальному варианту (тактический выбор пути). В связи с этим в ААНИИ совместно с компанией МОРИНТЕХ была разработана система, позволяющая передавать и отображать снимки с ИСЗ и другую гидрометеорологическую продукцию на рабочее место потребителя, организованное как АРМ «Терминал конечного пользователя» (ТКП).

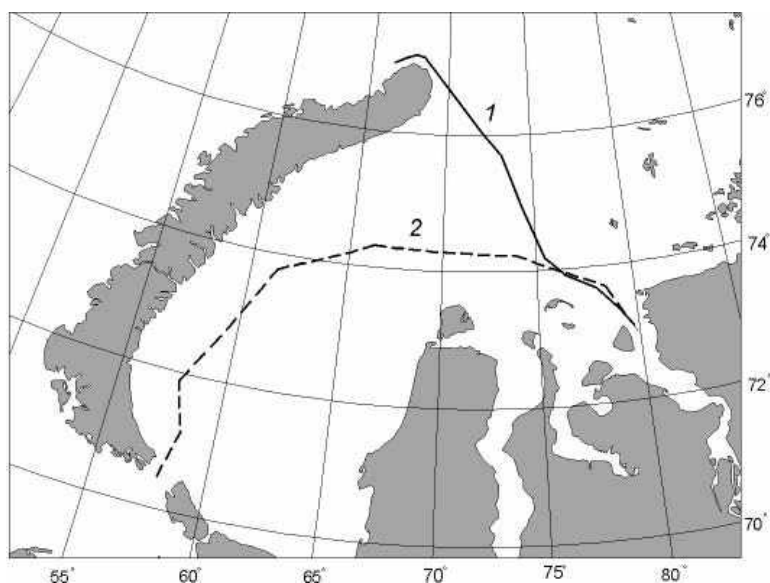


Рис. 4.1.4. Маршруты плавания судов на участке от кромки льда в Баренцевом море – до Енисейского залива.

1 – д/э «Норильский никель», 8–10 января 2008 г.; 2 – д/э «Капитан Ман», 7–10 января 2008 г.

Судовой ТКП представляет собой аппаратно-программный комплекс, устанавливаемый непосредственно на рабочем месте пользователя — ходовом мостике ледокола, судна, пункта управления буровой платформы или отгрузочного терминала, диспетчерском пункте морских операций и т.д.

Судовой ТКП позволяет видеть на мониторе информацию, совмещенную с навигационной картой (в виде непрозрачных и прозрачных слоев):

- изображения поверхности, получаемые с ИСЗ в различных диапазонах;
- фактические ледовые карты различной детализации;
- прогностические ледовые карты различной заблаговременности;
- навигационные рекомендации.

Информация передается по спутниковым каналам связи в кодированном виде, что позволяет существенно экономить используемый трафик и повышает возможности и устойчивость связи. В ТКП снимки с ИСЗ и гидрометеорологическая информация разворачиваются и отображаются в виде накладываемых на электронные навигационные карты дополнительных информационных слоев, что позволяет решать навигационные задачи с учетом гидрометеорологической и ледовой обстановки. Совмещение гидрометеорологической и ледовой информации с навигационной морской картой позволяет точно и оперативно учитывать текущие и ожидаемые ледовые условия при решении различных штурманских задач.

Использование спутниковой информации в оперативном режиме при выборе оптимального варианта движения судна позволяет осуществлять избирательность движения во льдах — обходить обширные поля сморози, использовать нарушения сплошности ледяного покрова, зоны с повышенной раздробленностью льда и т.п.

В качестве примера такого использования снимков с ИСЗ Terra/MODIS можно привести плавание д/э «Норильский никель» весной 2006 г. При движении вдоль западного побережья полуострова Ямал по заприпайной полынье в условиях ограниченной видимости судно встретилось с обширными полями взломанного припая. Спутниковый снимок, поступивший на борт судна в этот момент, позволил судоводителям изменить курс судна и обойти эти поля по чистой воде (рис. 4.1.5, см. цвет. вклейку).

Особую значимость спутниковая информация приобретает при движении судна в сложных ледовых условиях — ледяных массивах арктических морей, сплоченных льдах Арктического бассейна и т.п.

Использование оперативной информации с ИСЗ позволило а/л «Россия» впервые в истории мореплавания в активном плавании достичь района, находящегося практически в центре Канадской котловины, в период максимального развития ледяного покрова (май—июнь). Движение ледокола осуществлялось по системам НСЛ, в обход тяжелых полей сморози (рис. 4.1.6, см. цвет. вклейку).

Несмотря на определенные достоинства снимков с ИСЗ, каждый из видов спутниковой информации имеет и свои недостатки. При наличии облачности или плотного тумана (довольно частое явление, особенно в летний период) спутниковые снимки видимого диапазона становятся неинформативными. Альтернативой им служит спутниковая информация радиолокационного диапазона. Однако всепогодная радиолокационная информация не всегда позволяет однозначно оценить характеристику льда в разрывах ледяного покрова, на которые обращается основное внимание при составлении навигационных рекомендаций. При одних синоптических ситуациях подобные разрывы расширяются и могут способствовать быстрому продвижению судна, при других — закрываются. Определить по радиолокационному изображению, в каком состоянии находится разрыв, крайне сложно, так как отображение гряд торосов, образующихся при закрытии разрывов, и ниласовых, серых льдов в виде ледяной каши и небольших торосов в открытом разрыве практически идентично.

Важным фактором эффективности использования спутниковой информации при составлении навигационных рекомендаций является оперативность ее поступления

потребителю на борт судна — время между съемкой ледяного покрова и принятием снимка на борту должно быть минимальным. В первую очередь, это связано с дрейфом льда. Современные технологии приема спутниковой информации, а также организация системы СГМО, используемая в ААНИИ, позволяют сократить это время до 1 ч при передаче снимков видимого диапазона и до 5–6 ч при передаче снимков радиолокационного диапазона.

Негативное влияние дискретности поступления спутниковой информации судоводителям (обычная практика — один-два снимка в сутки) и вынужденной временной задержки между съемкой и доставкой информации потребителю компенсируется использованием данных авиационной ледовой разведки, позволяющей уточнить на местности положение объектов, уверенно определяемых на снимках с ИСЗ.

4.1.3. ОПЫТ ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ В ОБЕСПЕЧЕНИИ ЭФФЕКТИВНОЙ НАВИГАЦИИ

Первым успешным опытом практического применения спутникового радиолокатора для целей обеспечения безопасного мореплавания в полярных районах стала операция в октябре 1983 г. по спасению каравана из 22 судов, затертого тяжелыми льдами в проливе Лонга в Арктике. Осуществить такую операцию удалось с помощью информации радиолокатора бокового обзора ИСЗ «Космос-1500».

В октябре 1983 г. произошла подвижка многолетних полярных льдов на юг, к северному побережью Чукотки, где проходил традиционный маршрут движения судов. Так на пути каравана оказались непроходимые для него «тяжелые» льды многометровой толщины, справиться с которыми не помогли даже ледоколы. Не принесла желаемых результатов и авиаразведка, осуществлявшая в условиях полярной ночи полеты с подсветкой льдов прожекторами. Теплоход «Нина Сагайдак» утонул, раздавленный льдами, реальная опасность нависла и над другими судами.

Снимки РБО ИСЗ «Космос-1500» позволили выявить большую полынь у острова Врангеля, расположенную в 100 км севернее места, где был затерт караван, и разломы в многолетних льдах, ведущие к этой полынье. Караван судов изменил генеральное направление движения и пошел по разводьям на север, благополучно прибыв затем в Певек (Цымбал, Матвеев, 2010).

В 1985 г. снимки РБО ИСЗ «Космос-1500» были использованы для спасения экспедиционного судна «Михаил Сомов», затертого льдами в Антарктиде (Цымбал, Матвеев, 2010).

Успешное применение первых спутниковых радиолокаторов для обеспечения навигации в ледовых условиях вызвало большой интерес среди потребителей ледовой информации. Исследования по разработке методик картирования с помощью радиолокаторов ИСЗ ледовых условий в районах прохождения судоходных трасс получили дальнейшее развитие. Также совершенствовались собственно спутниковые радиолокаторы. В итоге спутниковые РСА стали в настоящее время основным средством информационного обеспечения для ледовой проводки судов.

Информационное обеспечение теперь осуществляется уже не в экспериментальном порядке, а на постоянной основе. Так, Финская ледовая служба с 1992 г. применяет данные SAR для обеспечения навигации в зимний период на Балтийском море (Berglund et al., 2006). С 1998 г. Финляндия и Швеция совместно используют за сезон 100–150 сцен RADARSAT для мониторинга льда и обеспечения ледокольных операций. За сезон 2005/06 г. Финская ледовая служба получила с приемной станции Тромсё 163 сцены RADARSAT-1 и 82 сцены Envisat/ASAR; эти данные были обработаны и доставлены на финские ледоколы (с разрешением 400 м) (Berglund et al., 2006). Канадская корпорация МДА (ее подразделение Geospatial Services) в 2011 г. организовала службу ледового мониторинга в поддержку безопасности мореплавания в Арктике (сайт МДА). Для этого проекта МДА использует спутники RADARSAT-1 и -2. Обработанные (классифици-

рованные) данные с ИСЗ распространяются в стандартных форматах в электронной форме на суда и в оперативные центры (путем прямой передачи или через web-порталы).

Для мониторинга выбраны следующие районы (с указанием начального положения и временного периода):

- Peel Sound, Северо-Западный переход, Канада — с июля по октябрь 2011 г.;
- Fury and Hecla Strait, Северо-Западный переход, Канада — с июля по октябрь 2011 г.;
- Новосибирские острова, Северный морской путь, Россия — с июля по октябрь 2011 г.;
- Карские Ворота, Северный морской путь, Россия — с июля по октябрь 2011 г.;
- Point Barrow, Аляска, США — с июля по август 2011 г.

Специалисты ФГУП «Атомфлот» в августе 2011 г. использовали радиолокационные снимки RADARSAT-1 (семь сцен) и RADARSAT-2 (три сцены) для проводки танкера «Владимир Тихонов» по Севморпути. Проводка была осуществлена по глубоководному, но короткому маршруту севернее Новосибирских островов, где встречаются дрейфующие льды. Проводку танкера за рекордный срок в одну неделю (с 24 по 30 августа) осуществили ледоколы «50 лет Победы» и «Ямал». Обработанные снимки поставляли специалисты ИТЦ «СКАНЭКС» с помощью тематического геопортала (сайт СканЭкс).

Разумеется, для обеспечения ледовой проводки судов используются не только данные спутниковых РСА, но и информация с оптической аппаратуры ИСЗ, данные авиаразведки и беспилотной авиации, результаты модельных расчетов, прогностическая информация и др. (Kruse, 2009).

Остановимся подробнее на особенностях использования спутниковой информации для обеспечения ледовой навигации. В этих целях рассмотрим в качестве примера рейс ледокола «Капитан Драницын», осуществленный по международной программе ARCADE в 1998 г. (Smirnov et al., 1999; Smirnov, 2000; Смирнов, Щербаков, 2004).

В период с 27 апреля по 11 мая 1998 г. специалисты ААНИИ выполняли экспериментальную проводку судового каравана с использованием оперативной спутниковой информации по маршруту Мурманск — Обская губа — Мурманск. Портативная станция приема спутниковой информации «Лиана», установленная на борту ледокола «Капитан Драницын», осуществляла прием изображений формата APT с метеорологических спутников серий «Метеор» и NOAA. Также в рейсе производился прием информации с радиолокационного спутника «Океан». Во время рейса было получено 55 снимков со спутника «Метеор-3/5», 19 снимков со спутников NOAA и два снимка со спутника «Океан-01». Также в рейсе на борт ледокола по спутниковой системе связи INMARSAT были переданы из Норвегии (NERSC) четыре изображения с ИСЗ ERS-2 (в основном по Обской губе после прокладки там канала а/л «Вайгач») и два изображения с RADARSAT (30 апреля — по Обской губе, Енисейскому заливу и прилегающим с севера районам; 8 мая — по району пролива Карские Ворота).

Спутниковая информация сыграла основную роль в обеспечении эффективной навигации в рассматриваемый период. Перед рейсом на борт судна были доставлены изображения с ИСЗ RADARSAT и ERS-2 по потенциальным районам плавания, а также обзорная ледовая карта ААНИИ, построенная на основе информации с ИСЗ «Метеор-3/5», NOAA и «Океан-01». Кроме того, в ААНИИ была предварительно подготовлена подробная ледовая карта Обской губы с использованием информации RADARSAT.

Имеющаяся на борту информация позволила выполнить предварительную оценку ледовых условий по потенциальным маршрутам и уточнить имеющиеся представления о динамике ледовых процессов в районе пролива Карские Ворота и в районе мыса Желания на 23 апреля (RADARSAT, рис.4.1.7) и 25 апреля (RADARSAT, рис.4.1.8).

Окончательное решение по выбору маршрута было принято на основе информации ИСЗ «Метеор-3/5» за 28 апреля 1998 г. (рис. 4.1.9).

Одновременно, по данным с ИСЗ RADARSAT (за 25 апреля 1998 г.) и с учетом многолетнего опыта работ по обеспечению ледовой навигации по Оби и Енисею,

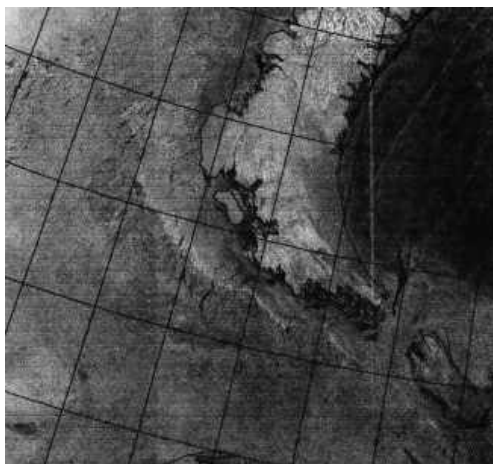


Рис. 4.1.7. РЛ-снимок с ИСЗ RADARSAT за 23 апреля 1998 г. Район пролива Карские Ворота.



Рис. 4.1.8. РЛ-снимок с ИСЗ RADARSAT за 25 апреля 1998 г. Район мыса Желания.

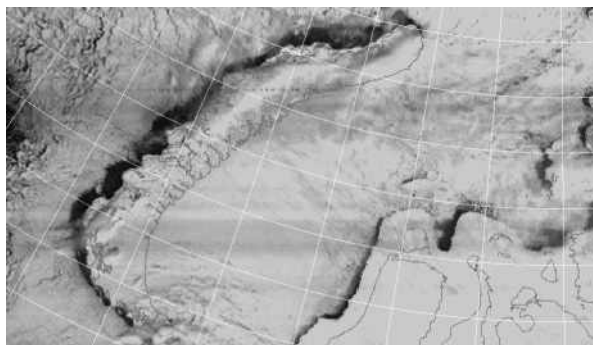


Рис. 4.1.9. Снимок видимого диапазона с ИСЗ «Метеор-3/5» за 28 апреля 1998 г. Район Новой Земли.

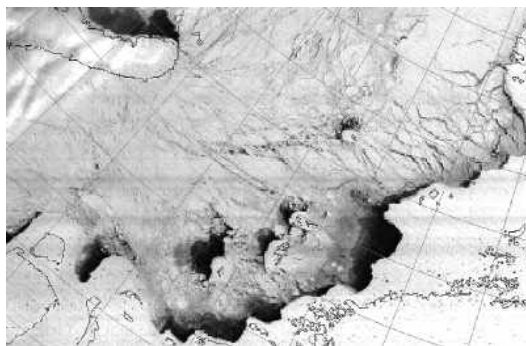


Рис. 4.1.10. Снимок видимого диапазона с ИСЗ «Метеор-3/5» за 30 апреля 1998 г.
Район Карского моря.

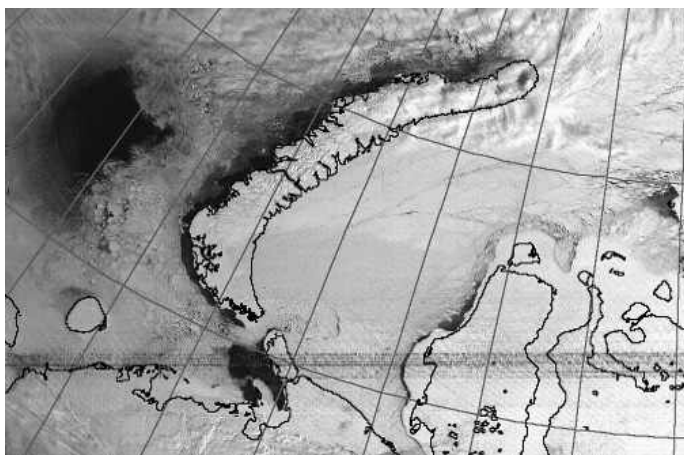


Рис. 4.1.12. Снимок видимого диапазона с ИСЗ «Метеор-3/5» за 9 мая 1998 г.
Район Новой Земли.

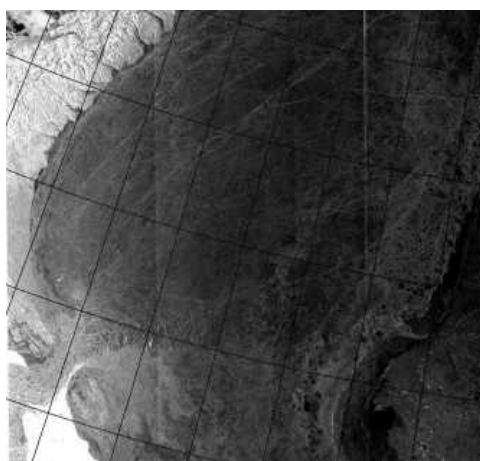


Рис. 4.1.13. РЛ-снимок с ИСЗ RADARSAT за 8 мая 1998 г.
Район пролива Карские ворота.

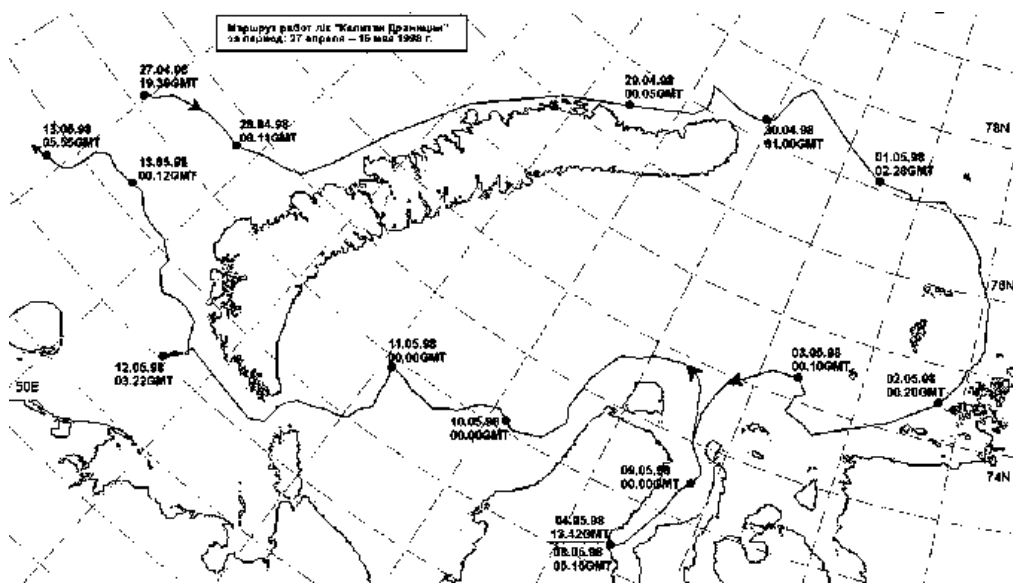


Рис. 4.1.14. Маршрут экспедиции по программе ARCDEV.

в Обской губе была организована прокладка канала к району загрузки с использованием ледокола «Вайгач».

Основную роль при выборе маршрута от мыса Желания сыграли снимки с ИСЗ «Метеор-3/5» от 29 и 30 апреля 1998 г. (рис. 4.1.10), которые позволили определить местоположение основных систем разводов, что было подтверждено вертолетной разведкой.

Следует отметить, что с 25 по 29 апреля 1998 г. (даты получения информации RADARSAT и ERS-2) в районе мыса Желания произошли заметные изменения ледовой обстановки: изменилось местоположение разводов, полынья к востоку от северной оконечности Новой Земли закрылась тяжелыми льдами. По этой причине указанные снимки не могли быть непосредственно использованы для определения конкретного пути следования. Использование информации с ERS-1/2 для оперативного обеспечения навигации оказалось весьма проблематичным. Это было обусловлено, в частности, незначительной шириной сканирования (100 км), необходимостью предварительного заказа изображений и достаточно большим (две недели) периодом между получением изображений одного и того же района. Последнее делает практически невозможным оперативное использование информации ERS для обеспечения ледового плавания в дрейфующих льдах. Значительно большими информационными возможностями обладает ИСЗ RADARSAT, ширина полосы обзора которого (500 км) обеспечила реальную возможность своевременного получения изображения района нахождения каравана.

В период 2–3 мая информация с ИСЗ RADARSAT за 30 апреля (рис. 4.1.11 б, см. цвет. вклейку) наряду со снимками «Метеор-3/5» от 2 и 3 мая была использована для обхода гигантских полей сморози к западу от острова Диксон. Выбор маршрута следования из Обской губы производился с учетом изображений с ИСЗ «Метеор-3/5» за 7 и 9 мая (рис. 4.1.12) и RADARSAT за 8 мая (рис. 4.1.13).

В течение рейса были построены три ледовые карты, одна из которых была подготовлена по данным с ИСЗ RADARSAT за 30 апреля с привлечением информации с ИСЗ «Метеор» и NOAA (4.1.11 а, см. цвет. вклейку). Построенные ледовые карты использовались для выбора оптимального маршрута. Итоговый маршрут плавания, проложенный с учетом спутниковой информации, приведен на рис. 4.1.14.

Следует отметить, что информация видимого и ИК-диапазонов (с ИСЗ «Метеор» и др.) не позволяет произвести съемку ледового покрова в условиях сплошной облачности. Как показывает практика, при неблагоприятных облачных условиях период отсутствия достаточной информации о состоянии ледяного покрова Карского моря со спутниковой аппаратуры оптического диапазона может достигать одной недели. Указанный недостаток частично компенсируется возможностью получения нескольких изображений с метеорологических ИСЗ в сутки по одному и тому же району с выбором отдельных участков, свободных от облачности. Радиолокационная информация обладает свойством всепогодности, однако эта информация платная, что предопределяет необходимость весьма тщательного подхода к выбору районов съемки и количеству заказываемой информации.

Наиболее оптимальным для обеспечения ледовой навигации является разумное сочетание информации с ИСЗ, работающих в различных диапазонах спектра. При этом дорогостоящая информация с RADARSAT, TerraSAR-X и т.п. должна использоваться, прежде всего, в районах малоподвижного льда и наиболее трудных в ледовом отношении районах плавания (естественно, при наличии возможности совмещения времени и района съемки с местоположением каравана).

4.2. СПУТНИКОВЫЙ ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ В ПОЛЯРНЫХ РАЙОНАХ

Морская доктрина Российской Федерации на период до 2020 г. рассматривает «предотвращение загрязнения морской среды» в контексте обеспечения национальных интересов в Мировом океане. При этом одним из принципов национальной морской политики признано «развитие систем мониторинга за состоянием морской природной среды и прибрежных территорий». В то же время, принятая «Программа освоения ресурсов углеводородов на шельфе Российской Федерации до 2030 г.» особое внимание уделяет работам на арктическом шельфе. Это связано с тем, что в ближайшие годы особенно актуальными станут задачи экологического мониторинга при эксплуатации нефтегазовых месторождений именно в арктических морях.

Эффективная эксплуатация арктического шельфа будет возможна только при безусловном выполнении требований экологической безопасности. На российский шельф приходят западные нефтяные компании, работающие в соответствии с международными стандартами, в том числе в области экологии. Например, в 2010 г. принят международный стандарт ISO 19906:2010 Petroleum and natural gas industries – Artic offshore structures, регламентирующий работу нефтяных и газовых компаний на арктическом шельфе. В РФ собственного подобного стандарта еще нет, но подготовлена первая редакция национального стандарта ГОСТ Р ИСО 19906 «Нефтяная и газовая промышленность. Сооружения арктического шельфа». Стандарт подчеркивает необходимость соблюдения экологической безопасности работ на шельфе; при этом указывается, что спутниковые наблюдения могут быть одним из средств контроля экологической обстановки.

В РФ уже имеется опыт эксплуатации нефтедобывающих платформ на шельфе замерзающих морей. Так, компания «ЛУКОЙЛ» разработала программы производственного экологического мониторинга для эксплуатации месторождений на Каспийском и Балтийском морях. На Кравцовском месторождении в Балтийском море установлена морская ледостойкая стационарная платформа. За экологическим состоянием акватории моря в районе этой платформы организован регулярный спутниковый мониторинг с использованием радиолокационной аппаратуры (Спутниковый мониторинг, 2004).

В Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН на основе анализа зарубежного опыта создания систем контроля окружающей среды в районе эксплуатации морских нефтедобывающих платформ разработана технология многоуровневого экологического

мониторинга, предназначенная для контроля и прогнозирования негативных последствий техногенных загрязнений акватории (Лобковский, Зацепин, 2007).

Технический комплекс многоуровневого экологического мониторинга, предлагаемый в работе Лобковского, Зацепина (2007), включает ряд подсистем:

- гидрометеорологического мониторинга,
- мониторинга присутствия нефтяных загрязнений в морской среде,
- геодинамического мониторинга,
- мониторинга состояния объектов недропользования с судна,
- спутникового мониторинга,
- информационного обеспечения.

Подсистема гидрометеорологического мониторинга предназначена для решения следующих задач:

- определение опасных метеорологических и гидрологических явлений, представляющих угрозу сооружениям и персоналу нефтедобывающей платформы;
- диагностика поступления и переноса загрязняющих веществ с соседних участков акватории;
- получение исходных метеорологических и гидрологических данных для прогноза распространения нефтяного загрязнения (при аварийных разливах нефти);
- информационное обеспечение безопасности судового и воздушного сообщения между нефтедобывающей платформой и берегом.

Полярные районы особо уязвимы с точки зрения экологии. Связано это, во-первых, с тем, что они труднодоступны и сложно быстро доставить в район экологической катастрофы необходимые для ликвидации ее последствий технику и персонал. Во-вторых, для полярных областей характерна низкая температура окружающей среды, при которой микробиологические процессы протекают медленно. В связи с этим, например, нефть, попавшая при аварийной ситуации в арктические моря, не разлагается и может находиться в месте аварии много лет. Так, остатки нефти, вылившейся в 1989 г. в воды пролива Принца Уильяма возле Аляски из супертанкера «Эксон Вальдез» при столкновении его с рифом, все еще обнаруживались в 2000-х годах в районе катастрофы (Peterson et al., 2003). И это несмотря на то, что на ликвидацию последствий аварии было потрачено 2,5 млрд долларов США: одних только боновых заграждений было выставлено 100 миль. Нефтью было загрязнено около 2100 км побережья Аляски, нефтяное пятно растянулось на 740 км. Из 10,8 млн галлонов нефти (более 30 тыс. м³), разлившихся с танкера, бригадами очистки было собрано (а также сожжено) лишь около 1,5 млн галлонов. Уже через несколько дней после аварии разразился шторм, и нефть превратилась в водо-нефтяную эмульсию, с которой сложно бороться. По оценкам специалистов, 1,4 млн галлонов нефти (тяжелые фракции) опустилось на дно океана, 216 тыс. галлонов осталось на побережье; легкие фракции нефти испарились. На морском дне нефть может сохраняться много лет почти в «асфальтообразном» состоянии, а может несколько месяцев спустя вновь оказаться на поверхности, например, в результате сильного шторма, приливных течений и пр. При наличии ледяного покрова нефть впитывается в лед и дрейфует вместе с ним.

В последние годы резко выросла хозяйственная деятельность на шельфе арктических морей, что связано, прежде всего, с разработкой месторождений углеводородного сырья. Однако добыча нефти и газа – не единственный источник загрязнения Арктического бассейна; существуют и другие источники, обусловленные развитием различных видов бизнеса (рис. 4.2.1, см. цвет. вклейку), действиями военно-морских сил ряда стран в этом стратегически важном регионе.

При Арктическом совете – межправительственном форуме по вопросам охраны природы и устойчивого развития – создана Рабочая группа по охране морской среды Арктики (РАМЕ). РАМЕ исследует различные сценарии развития хозяйственной деятельности в Арктике и возможное влияние этой деятельности на экологию региона. Намечившаяся

тенденция к смягчению ледовых условий в Арктике способствовала увеличению интенсивности грузоперевозок по Северному морскому пути, развитию круизного туризма в районы арктических архипелагов, росту других видов хозяйственной деятельности. По оценкам РАМЕ, уже к 2020 г. объем транспортировки грузов в Арктике составит 140 млн т (Лоскутова, 2008). Возросшая интенсивность судоходства влечет за собой повышение вероятности возникновения аварийных ситуаций. Добыча нефти и газа на шельфе, транспортировка их на берег при помощи танкеров и трубопроводов неизбежно сопровождаются повышением экологического риска для Арктического региона, и в частности риска загрязнения акватории нефтепродуктами.

В Арктике источниками нефтяных slickов могут быть: терминалы по перегрузке нефти; утечки с судов (транспортных, рыболовных, круизных) на судоходных трассах и в районе прибрежных портов; утечки с кораблей надводного и подводного военноморского флота стран в период проведения учений и пр.; балластные воды с танкеров; аварийные разливы нефтепродуктов; утечки с нефтедобывающих платформ.

В случае обнаружения в полярных морских районах аварийных разливов нефтепродуктов для последующей работы по ликвидации последствий загрязнения необходимо дать оценку возможного распространения нефтяных загрязнений. Для этого нужны модели дрейфа нефтяных slickов, учитывающие возможное наличие льда в районе аварии. В ААНИИ разработана модель переноса и трансформации нефтяных загрязнений в арктических морях OilMARS (Oil Spill Model for the Arctic Seas) (рис. 4.2.2) (Становой и др., 2007; Sandven et al., 2008).



Рис. 4.2.2. Использование модели OilMARS для оценки процесса переноса и трансформации нефтяных загрязнений в арктических морях.

Модель учитывает перенос и трансформацию нефтяных загрязнений на поверхности моря при аварийных длительных и моментальных разливах нефти для случая как неподвижных, так и движущихся источников. Модель трехмерная, рассчитывает внутриводное распространение дисперсионного шлейфа и нефти, погружившейся в воду. Предусмотрен расчет появления и распространения вторичного нефтяного загрязнения на поверхности воды и загрязнения морского дна. Также учитывается влияние сплоченности и дрейфа ледяного покрова на распространение загрязнения, попадание нефти на верхнюю поверхность ледяного покрова или под лед в результате сжатия дрейфующего льда.

Длительный аварийный нефтяной разлив представляется в виде большого числа дискретных одновременных разливов (спиллетов), поступающих от источника загрязнения на поверхность воды. Каждый разлив имеет свой набор входных параметров: координаты, площадь, плотность и вязкость нефти, количество нефти на поверхности воды, количество испарившейся нефти и т.д. Эти параметры меняются в зависимости от времени нахождения нефтяного slicka на поверхности воды. Таким образом, учитывается пространственная неоднородность нефтяного пятна. При расчете дрейфа учитывается влияние ветра, течений и волн, а также горизонтальной мезомасштабной турбулентности на поверхности моря.

Предусмотрена процедура коррекции параметров разлива, производимая на основании оперативной информации *in situ* или данных аэрофотосъемок и спутниковой информации: изменение координат аварийного объекта, прекращение поступления нефти на водную поверхность, изменение скорости выброса, изменение скорости и направления аварийного судна. Также предусмотрена возможность коррекции положения пятна и появления в процессе расчета новых пятен (Становой и др., 2007, 2010).

На практике для слежения за распространением нефтяных разливов в Арктике, кроме апробированных моделей дрейфа и трансформации нефтяных slickов, необходимы надежные технологии мониторинга разливов, включая методы и средства мониторинга. Эти методы должны обеспечивать оперативное и регулярное поступление информации, позволяющее быстро реагировать на чрезвычайную ситуацию. Понятно, что для труднодоступных арктических районов альтернативы дистанционным методам, и прежде всего спутниковым, нет, тем более что характеристики спутниковой аппаратуры в последние годы значительно улучшились.

В 1989 г. при аварии танкера «Эксон Вальдез» спутниковые материалы не сыграли существенной роли в мониторинге аварийной ситуации — тогда использовались в основном данные авиационных наблюдений. Это объяснялось тем, что в период аварии были доступны только данные с оптических спутниковых систем, период их повторной съемки для получения материалов с высоким разрешением составлял 7–8 сут, а неблагоприятные облачные условия не позволяли получить удовлетворительные изображения района аварии.

В настоящее время можно обеспечить практически ежедневный мониторинг арктических районов с различных спутниковых радиолокационных систем с разрешением в единицы и десятки метров. Задача состоит в разработке надежных методик обнаружения нефтяных разливов в морских районах с ледяным покровом с помощью ИСЗ и слежения за перемещением нефтяных slickов. Для случая наблюдения нефтяных slickов на открытой воде такие методики созданы, причем для различных диапазонов спектра — видимого, ИК, СВЧ (Brekke, Solberg, 2007; Del Frate, 2000; Solberg et al., 1999; Tello et al., 2008; Zhendi, Scott, 2007 и др.). Так, методика обнаружения нефтяных slickов на воде с помощью спутниковых радаров основана на особенности нефтяной пленки подавлять короткие гравитационно-капиллярные волны, изменяя тем самым шероховатость морской поверхности. Методика позволяет обнаруживать нефтяные пленки при мгновенной скорости ветра над морской поверхностью 3–8 м/с. При этом

пленки выглядят темными пятнами на светлой (взволнованной) поверхности моря. При меньшей скорости ветра нефтяные пленки неразличимы на гладкой поверхности моря, а при сильном ветре они исчезают вследствие интенсивного перемешивания.

Прогноз перемещения обнаруженных нефтяных slickов производится по моделям. Например, интерактивная численная модель Seatrack Web Шведского института метеорологии и гидрологии (SMHI) позволяет рассчитать дрейф и трансформацию всех крупных нефтяных пятен, обнаруженных на радиолокационных снимках ASAR Envisat, на срок 48 ч с пространственным разрешением 3 мили с учетом обновляющегося прогноза поля ветра и течений каждые 3 ч (оперативные модели HIRLAM и HIROMB). Модель рассчитывает на каждый шаг по времени состояние пятна (координаты, размеры, скорость и направление дрейфа и др.); она также позволяет восстанавливать историю дрейфа пятен на срок до 8 суток назад (Спутниковый мониторинг..., 2005).

Для ситуаций «нефть на льду» методик обнаружения slickов по спутниковым данным не существует.

Исследования возможностей методов дистанционного зондирования для обнаружения нефти на льду морей ведутся с 1970-х годов. Наибольшие ожидания от применения дистанционных средств для мониторинга нефти на льду связывают с радиодиапазоном (Zhendi, Scott, 2007). Это обусловлено тем, что в радиодиапазоне прозрачность льда и нефти существенно различается, что вызвано большим различием диэлектрических постоянных воды, нефти и льда. Значение статической диэлектрической постоянной ϵ составляет: для нефти 2–3, для снега 1–2, для морской воды около 80 (Gill, 1980). Для многолетнего льда значение ϵ составляет около 3, для однолетнего льда — от 3 до 5.

Наибольшую проникаемость для радиоволн лед имеет на низких частотах (менее 1 МГц). Для обнаружения нефти на льду могут быть использованы четыре типа отраженных сигналов (Goodman, Fingas, 1983 по Zhendi, Scott, 2007):

- 1) без учета фазы возвращенного сигнала, обусловленного низкой проводимостью воды;
- 2) с высокой амплитудой сигнала из-за интерференционных эффектов;
- 3) с пространственной зависимостью от амплитуды возвращенных сигналов, обусловленной интерференционными эффектами;
- 4) обусловленные разностью в проводимости.

Были предложены теории резонансного рассеяния для объяснения величины сигнала, который может быть получен от плоских диэлектрических слоев нефти и льда. Однако затем было показано, что «резонансные» теории неприменимы, так как не учитывают влияния на сигнал переменной толщины льда и неоднородности его сложения.

С конца 1970-х годов ставились работы по обнаружению нефти на льду по сигналу радара (Gill, 1980). Полевые эксперименты в море Бофорта показали, что аномалии нефтяного происхождения можно зарегистрировать на льду (Butt et al., 1981); также положительные результаты обнаружения нефти на льду получены в C-CORE (Goobie et al., 1981). Технология обнаружения нефти на льду все еще находится в стадии разработки. Пока лишь акустические методы обеспечивают определенные возможности для обнаружения нефти на льду (Zhendi, Scott, 2007).

Для современных спутниковых радиолокаторов технологии обнаружения нефти на льду еще не существует. Наличие льда на поверхности воды является мешающим фактором при слежении с помощью спутниковых РСА за нефтяным загрязнением в районе, где одновременно встречаются и лед, и открытая вода. Примером такой ситуации является разлив нефти из исландского контейнеровоза «Godafoss», севшего на мель 17 февраля 2011 г. около Фредрикстада, в 100 км южнее Осло, в морском природном заповеднике Норвегии Ytre Hvaler. Контейнеровоз «Godafoss» имел на борту 800 т топлива. В результате удара о скалу на рифе у входа в Осло-фиорд с судна началась утечка топлива, продолжавшаяся три дня.

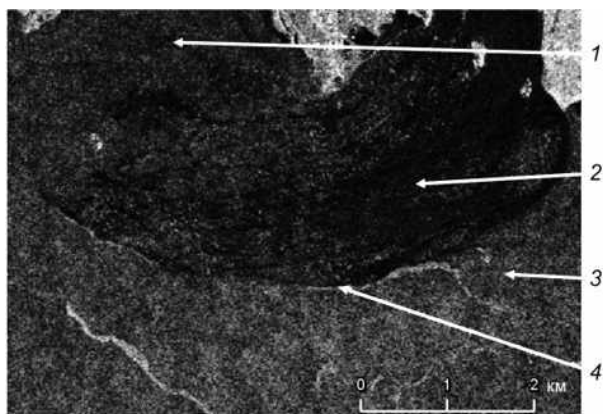


Рис. 4.2.4. Фрагмент изображения акватории у побережья Норвегии вблизи национального парка Ytre Hvaler, полученного с ИСЗ RADARSAT-2 за 19 февраля 2011 г. (см. район *а* на рис. 4.2.3 цвет. вклейки) (Oil spill..., 2011).

1 – старый лед, сжатый, возможно, покрытый снегом; 2 – ледяное сало, возможно, перемешанное с нефтью, принесенной морским течением; 3 – сплоченный лед, содержащий блинчатый лед; 4 – граница открытая вода/ледяное сало и сплоченный лед.

Для оценки возможных экологических последствий разлива нефти из танков судна специалисты норвежского Центра по использованию спутниковой информации в кризисных ситуациях (Center for Satellite Based Crisis Information) затребовали оперативные снимки с радиолокационного ИСЗ RADARSAT-2. Первым был получен снимок с разрешением 6,25 м за 19 февраля (рис. 4.2.3, см. цвет. вклейку, а также рис. 4.2.4–4.2.6);

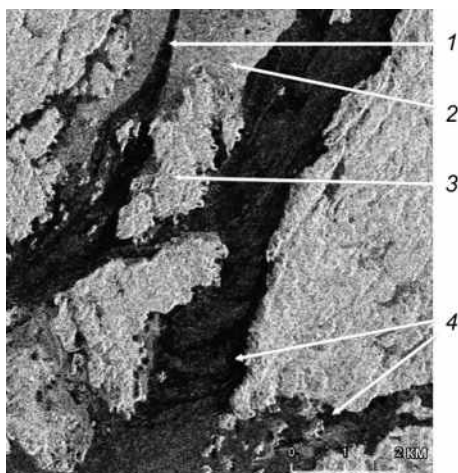


Рис. 4.2.5. Фрагмент изображения акватории у побережья Норвегии вблизи национального парка Ytre Hvaler, полученного с ИСЗ RADARSAT-2 за 19 февраля 2011 г. (см. район *б* на рис. 4.2.3 цвет. вклейки) (Oil spill..., 2011).

1 – фарватер, вода; 2 – сплоченный лед; 3 – суша; 4 – открытая вода и/или сглаженный слой льда, связанные на снимке с эффектом тени.

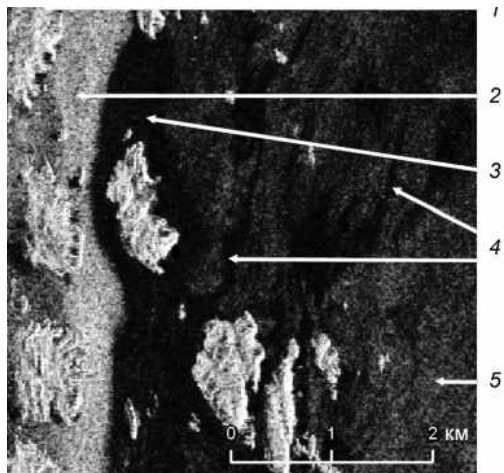


Рис. 4.2.6. Фрагмент изображения акватории у побережья Норвегии вблизи национального парка Ytre Hvaler, полученного с ИСЗ RADARSAT-2 за 19 февраля 2011 г. (Oil spill..., 2011).

1 – суша; 2 – сплоченный лед; 3 – ледяная шуга (открытая вода), возможно, нефть; 4 – ледяная шуга (открытая вода), возможны следы нефти; 5 – сплоченный лед и блинчатый лед.

затем поступили снимки за 20 февраля с TerraSAR-X (рис. 4.2.7) и за 23 февраля 2011 г. с RADARSAT-2 и Cosmo-SkyMed (рис. 4.2.8). Интерпретация снимков проводилась ледовыми экспертами, выполнившими также фотографирование района загрязнения *in situ* (рис. 4.2.9, см. цвет. вклейку). Осложняла ситуацию ледовая обстановка: фиорд Осло и часть пролива Скагеррак были покрыты начальными формами льда.

Судно затонуло в небольшом фиорде, в основном свободном от льда, но все же с некоторым количеством ледяной шуги. Нефть вылилась в море, перемешалась со льдом и диспергировалась морским течением. При такой смеси нефти и льда стало очень трудно различить нефть и открытую воду и даже невозможно обнаружить нефть, захваченную льдом. 19 и 20 февраля на спутниковых снимках с RADARSAT-2 и TerraSAR-X эксперты выделили, хотя и с осторожностью, возможные районы нахождения нефтяного slicka, указывая, однако, что это могут быть также начальные формы льда. На РСА-снимке с CosmoSkyMed за 23 февраля (см. рис. 4.2.8) нефть уже не обнаруживается, хотя натурные исследования показывают, что нефть присутствует, но в другом виде — она «захвачена» льдом.



Рис.4.2.7. Изображение акватории у побережья Норвегии вблизи Осло-фиорд, полученное с ИСЗ TerraSAR-X 20 февраля 2011 г. (Oil spill..., 2011).

1 — пресный лед, возможно покрытый шугой; 2 — ледяная шуга и блинчатый лед.
Светлая кривая со стрелкой — направление течений.

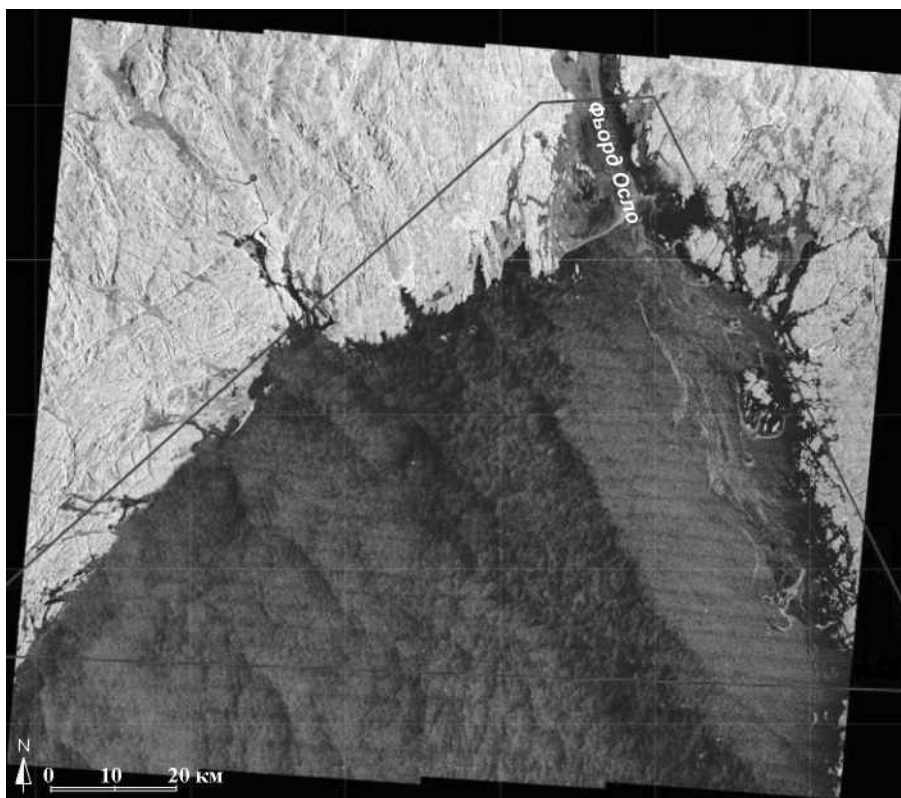


Рис. 4.2.8. Изображение акватории у побережья Норвегии вблизи Осло-фиорда, полученное с ИСЗ CosmoSkyMed 23 февраля 2011 г. Режим съемки WideRegion, 30 м (Oil spill..., 2011).

Таким образом, задача разработки спутниковых технологий обнаружения и слежения за нефтяными разливами во льдах в настоящее время еще не разрешена. Однако в этом направлении проводятся интенсивные исследования, что связано с интенсификацией работ по эксплуатации месторождений углеводородного сырья в Арктических морях. Можно ожидать, что в ближайшее время спутниковая технология мониторинга нефти на льду будет создана.

4.3. СПУТНИКОВЫЙ МОНИТОРИНГ РАЙОНОВ ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ РАБОТ НА МОРСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ

Наличие льда в акваториях замерзающих, и прежде всего арктических, морей создает дополнительные трудности не только для судоходства, но и для выполнения различных морских операций, связанных с освоением запасов углеводородов на шельфе арктических морей. Степень воздействия тех или иных ледяных образований на возможность выполнения морских операций зависит от ледового режима в районе работ, от типа используемого судна или сооружения, от типа выполняемых работ и от принципов проектирования, применяемых компанией-оператором. Соответственно значительно варьируется и роль методов дистанционного зондирования при обеспечении выполнения морских операций в ледовых условиях.

Например, при проведении сейсморазведки (особенно, трехмерной), наличие в зоне исследований любых, даже совсем небольших, ледяных полей может серьезно затруднить проведение работ и даже привести к повреждению сейсмических кос в случае их столкновения со льдом. С этой точки зрения практически любое ледяное образование является потенциально опасным ледяным образованием (ПОЛО) для этого типа морских операций. Однако сейсмическое судно может изменить курс и обойти ледяное поле или айсберг в случае их обнаружения по курсу сейсмосьемки. Заблаговременное обнаружение и картирование ледяных полей в районе сейсмосьемки с помощью спутниковых средств дистанционного зондирования может способствовать более оптимальному планированию выполнения работ (Мацкевич, Смирнов, 2011).

В то же время, стационарные платформы, использующиеся для добычи углеводородов в замерзающих морях, проектируются с учетом ледовых условий, характерных для конкретного района. Поэтому реальную угрозу для подобных сооружений могут представлять только экстремальные ледяные образования, такие как ледяной остров или крупный айсберг.

Потенциально возможный негативный эффект от взаимодействия со льдом во время проведения работ также варьирует в довольно широком диапазоне. В рассмотренном ранее случае сейсморазведки столкновение с небольшим ледяным полем может привести к потере дорогостоящего оборудования и преждевременному прекращению работ. Это, конечно, нежелательно, но последствия такого события все же весьма ограничены. Экономические потери от столкновения стационарной добычной платформы с ледяным островом могут оказаться на несколько порядков выше. Стационарные морские сооружения обычно проектируются таким образом, чтобы их столкновение даже с достаточно редко встречающимися ледяными образованиями не приводило к катастрофическим последствиям. Например, айсбергостойкие стационарные платформы для Большой Ньюфаундлендской банки спроектированы в расчете на возможное столкновение с айсбергом массой до 6 млн т. Расчетная вероятность такого события крайне мала — приблизительно 1 раз в 10 000 лет. Отметим, что своевременно обнаружить айсберг таких размеров намного проще, чем небольшие айсберги.

Плавучие добычные платформы, предназначенные для работы в районах, где присутствуют айсберги, рассчитаны на удар айсбергов, размеры которых намного меньше размеров стационарных платформ. Поскольку вероятность появления небольших айсбергов достаточно высока, возможность бесперебойной работы плавучих платформ, в отличие от стационарных, обеспечивается, в первую очередь, буксировкой айсбергов в сторону от сооружения. В случае невозможности буксировки приближающегося к сооружению айсберга плавучая платформа может быть отстыкована от подводного добычного оборудования и отведена в сторону. Для обеспечения такой операции необходимо обеспечить достаточное время персоналу станции для осуществления необходимых действий. Таким образом, своевременное и надежное обнаружение относительно небольших айсбергов является критическим элементом обеспечения безаварийной работы плавучих платформ.

Примером деятельности по ледовому менеджменту в районе нефтедобывающих платформ может быть организация компанией C-CORE службы мониторинга айсбергов в районе канадских территориальных вод. При этом производится оперативное картирование айсбергов в 30-мильной зоне вокруг нефтедобывающей платформы, определение направления их движения и степени опасности. Согласно разработанным сценариям опасные айсберги могут быть отбуксированы специальными судами на безопасное расстояние. В случае особо крупных айсбергов, когда буксировка невозможна, сама платформа переводится в безопасный район (C-CORE, 2004).

Еще одним примером операций в замерзающих морях, успешность выполнения которых сильно зависела от своевременного обнаружения ПОЛО, является разведочное

бурение в море Бофорта в 1970–1980-х годах. Ледовые условия в море Бофорта одни из самых суровых в Арктике. Здесь присутствует толстый и прочный многолетний лед, встречаются многолетние поля восторошенного льда и ледяные острова толщиной до 50 м. Разведочное бурение в этом районе осуществлялось с использованием как плавучих так и стационарных буровых платформ. Диапазон ледовых условий, в которых плавучие буровые установки могли оставаться на точке бурения, был довольно ограничен даже в летние месяцы. Появление в районе бурения многолетних ледяных полей, обломков восторошенного припайного льда и быстро дрейфующего однолетнего льда приводило к временному прекращению буровых работ и в ряде случаев к снятию плавучих буровых платформ с точки бурения. Постоянный мониторинг ледовой обстановки был жизненно необходим для обеспечения безопасности работ в этом районе. Вследствие довольно слабого развития в те годы коммерчески доступных спутниковых снимков основным способом мониторинга ледовой обстановки в море Бофорта были визуальная ледовая авиаразведка с использованием вертолетов и радиолокационная авиаразведка с небольших самолетов. Спутниковые снимки выполняли тогда вспомогательную роль.

За двадцать лет, прошедших с окончания геологоразведочного бурения в море Бофорта, спутниковые системы дистанционного зондирования льда развивались очень быстрыми темпами. В настоящее время существует целый ряд спутников (см. главу 2), которые на коммерческой основе могут быть использованы для съемки ледового покрова. Разрешение спутниковых снимков, предлагаемых на рынке иностранным потребителям, достигает 2 м. Коммерческие спутники могут осуществлять съемку ледяного покрова в различных спектральных диапазонах с использованием как пассивных, так и активных методов зондирования.

Национальные ледовые службы России, США, Канады, Дании и Норвегии регулярно используют спутниковые снимки со спутников, и в первую очередь с радиолокационных ИСЗ RADARSAT и Envisat, для составления ледовых карт. Тем не менее роль спутниковых систем в обеспечении морских операций для геологоразведки, обустройства и эксплуатации месторождений углеводородов в замерзающих морях продолжает оставаться вспомогательной, особенно в части обнаружения и отслеживания потенциально опасных ледяных образований.

Международный Ледовый патруль береговой охраны США, осуществляющий мониторинг в Северной Атлантике, по-прежнему проводит регулярную авиаразведку для обнаружения и картирования айсбергов. Канадская компания Provincial Aerospace Limited, осуществляющая наблюдение за ледовой обстановкой и айсбергами в интересах международных нефтяных компаний, ведущих добычу в районе Большой Ньюфаундлендской банки, также использует в качестве основных источников информации авиаразведку и наблюдения с судов.

Мониторинг ледяного покрова вблизи инженерных сооружений на шельфе арктических морей

Работы, проведенные в ААНИИ по верификации данных спутниковых радарных наблюдений о наличии объектов, похожих на ОЛО, показали неоднозначность классификации аномалий радарных сигналов ИСЗ как ОЛО. В частности, наблюдения с вертолета за районами Карского моря, где по данным RADARSAT-1 могли быть айсберги, показали, что только в пяти из двенадцати осмотренных «подозрительных» мест действительно располагались айсберги и их обломки (Мацкевич, Смирнов, 2011). Следовательно, можно сделать вывод о том, что обнаружение ПОЛО, а именно айсбергов, среди дрейфующих льдов существенно затруднено и методика обнаружения должна сопровождаться дополнительными процедурами.

Повышение достоверности обнаружения ПОЛО может быть обеспечено путем использования модельных расчетов траекторий их движения. Если расчетная траектория перемещения ОЛО (например, айсберга) достаточно точно совпадет с реально



Рис. 4.3.1. Схема использования спутниковых средств дистанционного зондирования для обнаружения и отслеживания ПОЛО.

наблюдавшимся перемещением выявленной аномалии спутникового радарного сигнала, то это подтвердит, что обнаружен именно этот вид ПОЛО. Модельные расчеты также обеспечат более точный выбор места заказа следующей съемки с высоким пространственным разрешением, стоимость которой достигает 10 тысяч долларов США и более.

Схема использования спутниковых средств дистанционного зондирования для обнаружения и отслеживания ПОЛО представлена на рис. 4.3.1. Эта схема предусматривает использование разных спутниковых средств на различных этапах процедуры обнаружения и отслеживания ПОЛО, а также показывает, что для повышения достоверности этой процедуры требуется не только совершенствование спутниковых средств и методов наблюдений, но и дальнейшее развитие моделей дрейфа ПОЛО и, особенно айсбергов, в ледяном покрове.

В непосредственной близости от инженерных сооружений наибольшее значение, помимо вертолетов, приобретают ледовые радары и беспилотная авиация. Эти средства должны использоваться в системе ледового менеджмента с выполнением функций проверки результатов спутникового мониторинга ПОЛО и слежения за ПОЛО в зоне действия этих технических средств.

Эффективность использования БЛА несомненна в связи с соблюдением условий безопасности и более низкой стоимостью по сравнению с пилотируемыми аппаратами (вертолетом).

В качестве ледовых радаров, устанавливаемых на охраняемых объектах, могут быть использованы радары, работающие на длинах волн 3 см и 8 мм. На рис. 4.3.2 представлены изображения одного и того же участка акватории, полученные с использованием радаров, работающих на длинах волн 8 мм (а) и 3 см (б).

Отметим, что РЛС миллиметрового диапазона обеспечивает более четкое изображение ледяного покрова по сравнению с сантиметровым радаром, но имеет существенные

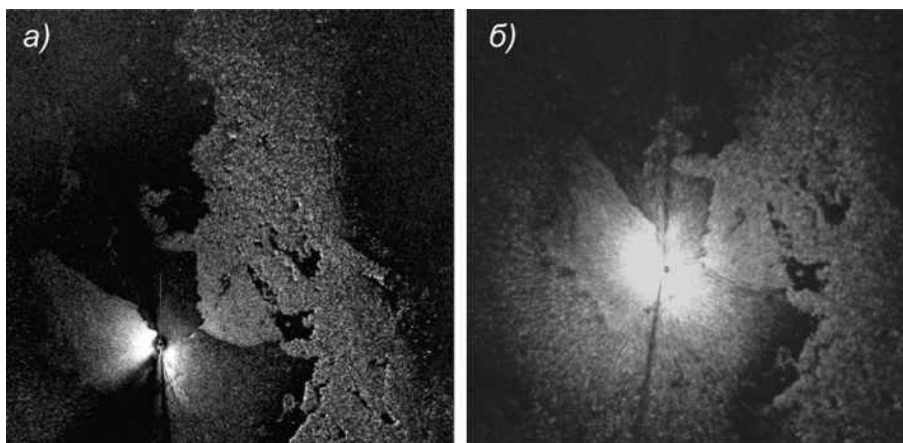


Рис. 4.3.2. Изображение ледяного покрова в районе терминала Варандей (2010 г.), полученное на РЛС миллиметрового диапазона «Нева-ЛП» (а) и сантиметрового диапазона «Selesmar» (б).

ограничения по дальности обзора и погодным условиям. Поэтому для осуществления локального мониторинга ПОЛО желательно использовать радарный комплекс из миллиметрового и сантиметрового радаров.

Вышеизложенное позволяет сформулировать следующие положения.

Наиболее эффективным средством наблюдений за ПОЛО являются спутниковые радары с синтезированной апертурой. При этом следует учитывать, что радиолокационные снимки не могут быть получены немедленно после их заказа, что предопределяет необходимость развития прогностических моделей движения ПОЛО для выполнения заказа съемки района прогнозируемого местоположения ПОЛО. Модельные расчеты движения ПОЛО также должны использоваться для повышения достоверности их обнаружения.

Необходимо дальнейшее развитие методов объективного анализа спутниковых изображений ледяного покрова.

Для обнаружения и слежения за потенциально опасными ледяными образованиями в районах нахождения шельфовых инженерных сооружений необходимо применять сочетание различных спутниковых средств, ледовых радаров наземного базирования и беспилотной авиации.

Размер контролируемой акватории зависит от типа инженерного объекта (в том числе от времени, необходимого для свертывания работ и подготовки к эвакуации), скорости дрейфа льда и ПОЛО в данном районе моря. Так, например, для нефтедобывающей платформы в районе Штокмановского месторождения рекомендуется при мониторинге ОЛО (ПОЛО) охватывать спутниковыми снимками акваторию в радиусе более 100 морских миль (Liferov, 2009).

Для мониторинга ОЛО в районе эксплуатационных работ по добыче углеводородов на шельфе целесообразно применять поэтапное использование комбинации различных спутниковых средств и средств локального наблюдения в следующей последовательности.

1. *Этап обзорного наблюдения.* Используются данные микроволнового диапазона (пассивное зондирование) малого пространственного разрешения (6 км) в сочетании с данными видимого и инфракрасного спектральных диапазонов среднего пространственного разрешения (250–1000 м).

2. *Этап первичного определения объектов, подозрительных на принадлежность к классу ПОЛО.* В схему обнаружения и слежения включаются данные высокого про-

странственного разрешения (10–100 м) с предварительным определением вероятного местоположения потенциально возможного ОЛО.

3. *Этап принятия решения о наличии ПОЛО с оценкой опасности для обслуживаемого инженерного объекта.* Выполняются модельные расчеты передвижения ПОЛО и его прогнозируемого местоположения с последующим подтверждением факта обнаружения ПОЛО на основе спутниковой радиолокационной информации высокого пространственного разрешения (менее 10 м), заказываемой на район прогнозируемого положения ПОЛО.

4. *Локальный мониторинг ПОЛО с дополнительным использованием собственной аппаратуры, установленной в районе нахождения инженерного объекта* (ледовые радары разных диапазонов, БЛА).

Обзорная спутниковая информация по районам работ на шельфе, как правило, может быть доступна пользователям по интернет-каналам. Например, в настоящее время существует специальный сайт *IcebergFinder.com*, на котором ежедневно выкладывается информация о положении айсбергов вдоль побережья Ньюфаундленда и полуострова Лабрадор. Эта информация готовится по спутниковым радиолокационным данным RADARSAT и Envisat. Сайт разработан канадскими организациями *Hospitality Newfoundland and Labrador (HNL)* и *C-CORE* в сотрудничестве с Канадским и Европейским космическими агентствами и другими организациями (www.polarview.org). Информацию высокого разрешения с зарубежных радиолокационных спутников отечественные потребители должны предварительно заказывать в компаниях, распространяющих данные с этих ИСЗ в России. При этом, разумеется, нельзя исключать возможного влияния политики на экономику: заказ иностранного потребителя для компании, управляющей спутником, может иметь более низкий приоритет, чем заказ собственного клиента. Тогда возможно невыполнение заказа в требуемые сроки, и при осуществлении ледового менеджмента на объекте придется ограничиться собственными средствами. Отечественных радиолокационных спутников на орбите, к сожалению, в настоящее время нет. В перспективе, если будут реализованы планы по созданию в России многоцелевой космической системы (МКС) «Арктика», в нашей стране появятся собственные радиолокационные спутники высокого пространственного разрешения, данные которых можно будет использовать при мониторинге ОЛО в зоне нахождения шельфовых инженерных объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Иванов А., Островский А. (2003). Применение средств космической радиолокации для мониторинга морской добычи и транспортировки нефти // Технологии ТЭК. № 6. С. 58–64.
- Инженерно-технологический центр СканЭкс. URL: www.scanex.ru [дата посещения 3.11.2011]
- Кладбище танкеров (2007) // Наука и жизнь. № 2. С. 34–35.
- Лобковский Л., Зацепин А. (2007). Технология многоуровневого экологического мониторинга в целях информационного обеспечения безопасности морской добычи нефти и газа // Технологии ТЭК. № 4.
- Лоскутова О. (2008). Как уберечь Арктику? // Морская биржа. № 2(24).
- Мацкевич Д.Г., Смирнов В.Г. (2011). Роль дистанционного зондирования в обнаружении и отслеживании потенциально опасных ледяных образований (ПОЛО) / Труды 10-й Международной конференции по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ (RAO/CIS Offshore 2011), 13–16 сентября 2011 г., Санкт-Петербург. СПб.: Химиздат, с. 20–26.
- Морская доктрина Российской Федерации на период до 2020 г. Утверждена указом Президента РФ № ПР-1387 от 27.07.2001.
- Смирнов В.Г., Шербаков Ю.А. (2004). Использование спутниковой информации для обеспечения ледового плавания / Труды I Межд. конф. «Земля из космоса – наиболее эффективные решения». М., с. 51.

- Спутниковый мониторинг юго-восточной части Балтийского моря. (2005). Отчет за 2004 г. Калининград, ООО «ЛУКОЙЛКалининградморнефть». 38 с.
- Становой В.В., Лавренов И.В., Неелов И.А. (2007). Система моделирования разливов нефти в ледовитых морях // Проблемы Арктики и Антарктики. Вып. 77. С. 7–16.
- Становой В.В., Неелов И.А., Кулаков М.Ю. (2010). Моделирование внутриводного распространения нефтяных загрязнений // Материалы Междунар. научной конф. «Морские исследования полярных областей Земли в Международном полярном году 2007/08», 2010, 21–23 апреля, СПб.: ААНИИ. С. 206–207.
- Фролов С.В., Клячкин С.В. (2001). Учет влияния ориентации разрывов в ледяном покрове на скорость движения судна во льдах //Труды ААНИИ. Т. 443. С. 103–112.
- Цымбал В.Н., Матвеев А.Я. (2010). Развитие радиолокационных методов и средств оперативного дистанционного зондирования Земли в Украине //Universitates. №1. 19 с.
- Akkartal A., Sunar F. (2008). The usage of radar images in oil spill detection// The Int. Archives Photogrammetry, Remote Sens. and Spatial Inform. Sci.V. XXXVII. Part B8. Beijing. P. 271–276.
- Berglund R., Kotovirta V., Seina A. (2006). IBPlott – A system for operational use of spaceborne SAR information in the Baltic Sea/ Proc. OceanSAR2006 – Third Workshop on coastal and marine applications of SAR, Canada, October 2006, St. Johns, NL.
- Brekke C., Solberg A. (2008). Classifiers and confidence estimation for oil spill detection in ENVISAT ASAR images// IEEE Geosci. Remote Sens. Let. V. 5. No 1.
- Bryce P. (2000). Design considerations for Arctic subsea leak detection systems. /Proc. Int. Workshop “Oil and Ice”. Anchorage. AK: ACS.
- Butt K., O'Reilly P., Reimer E. (1981). A field evaluation of impulse radar for detecting oil in and under sea ice. Oil and Gas Under Sea Ice Experiment. Done Petroleum, APOA Contract 169. 62 p.
- C-CORE (2004).The capabilities for iceberg detection using RADARSAT-1. Centre for Cold Oceans Resources Engineering (C-CORE), St. John's, Nfld., C-CORE Contract Report R 03 078 263 prepared for Canadian Ice Service.
- Del Frate F., Petrocchi A., Lichtenegger J., Calabresi G. (2000). Neural networks for oil spill detection using ERS-SAR data//IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. No.5. P. 2282–2287.
- Dickins D.F. (2000). Detection and tracking of oil under ice/U.S. Minerals Mgt. Report, Herndon, V.A.
- Fungas M.F., Brown C.E. (2002). Detection of oil in and under ice/ Proc. Twenty-Fifth Arctic and Marine Oil Spill Program Tech. Sem. Ottawa, ON: Environment Canada, p. 199–214.
- Gill R. (1979). Feasibility of surface detection of oil under ice/Environ. Protection Service Report EPS 3-EC-79-11/ Ottawa, ON: Environment Canada.
- Goobie G.L., Laidley T.W., Reimer E.M. (1981). C-CORE oil spill research activities / Proc. Fourth Annual Arctic Marine Oil Spill Program Tech. Sem. Ottawa, ON: Environment Canada. P. 623–643.
- ISO 19906 (2010). Petroleum and natural gas industries – Arctic offshore structures. 1st ed. 474 p.
- Ivanova N., Kudryavtsev V., Akimov D. (2007). Surface contaminations of the northern seas from synthetic aperture radar data: detection, properties // Proc. Polar Dynamics: Monitoring, Understanding and Prediction Conf., Bergen, Norway.
- Kruse D.M. (2009). U.S. National / Naval Ice Center (NIC) Support to Naval and Maritime Operations/ 3 rd. Symposium on the Impacts of an Ice-Diminishing Arctic on Naval and Maritime Operations, June 9–11, 2009. U.S. Naval Academy.
- Liferov P. (2009). Shtokman offshore facilities Arctic challenges //4th Arctic Passion Seminar. Helsinki, 5 March 2009. 15 p.
- MDA. Essential Information Solution. URL: <http://www.gs.mdacorporation.com> [дата посещения 3.11.2011]
- Oil spill near Ytre Hvaler national park in February 2011. (2011). Norway –Oslo Fjord/Skagerrak/ DLR 2011, February 23. Information Dossier GERS 081.
- Peterson C. H., Stanley D. R., Jeffrey W. S. et al. (2003). Long-term ecosystem response to the Exxon Valdez oil spill //Sci. No. 302. P. 2082–2086.
- Polar View. Iceberg Monitoring. URL: <http://www.polarview.org> [дата посещения 3.11.2011]

Sandven S., Kudriavtsev V., Malinovsky V. (2008). Development of marine oil spills/slicks satellite monitoring system elements for the Black Sea, Caspian Sea and Kara/Barents Seas /2nd Intern. Workshop on Advances in SAR Oceanography from Envisat and SAR Missions. Demoss. INTAS Thematic Call on Earth Sciences and Environment in cooperation with ESA, 2006. 21–25 Jan. Italy, Frascati.

Smirnov V.G. (2000). Use of SAR data for ice navigation support in Russia/Proc.Workshop on Mapping and archiving of Sea Ice Data – the Expanding Role of Radar, Ottawa, Canada, 2–4 May 2000// JCOMM Technical Report. No. 7. P. 159–164.

Smirnov V.G., Bychenkov Ju.D., Priamikov S.M., Shcherbakov Ju.A. (1999). The use of satellite information for ice navigation support / Proc.15th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC'99), Helsinki, August 23–27, 1999. V. 1. P. 154–165.

Solberg A., Storvik, G., Solberg R., Volden E. (1999). Automatic detection of oil spills in ERS SAR images //IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. V.37(4). P. 1916–1924.

State of the Arctic Coast 2010.(2011). Scientific Review and Outlook. April. 180 p.

Tello M., Lopez-Martinez C., Mallorqui J.J. et al. (2008). Unsupervised oil spill detection in SAR imagery through an estimator of local regularity/SEASAR Workshop 2008.

Tunaley J.K.E. (1985). The scattering of electromagnetic waves from the sea-ice oil and sea-water interfaces / Proc. Eighth Annual Arctic and Marine Oil Spill Program Tech. Sem. Ottawa, ON: Environment Canada. P. 292–302.

Zhendi W., Scott A.Stout. (2007). Oil spill environmental forensics. Fingerprinting and Source Identification. Academic Press. 554 p.

Список сокращений и условных обозначений

а/л	Атомный ледокол
ААНИИ	Арктический и антарктический научно-исследовательский институт
АЛИСА	Автоматизированная ледовая информационная система для Арктики
АРМ	Автоматизированное рабочее место
АФА	Аэрофотоаппарат
АЧТ	Абсолютно черное тело
БЛА	Беспилотный летательный аппарат
ВМО	Всемирная метеорологическая организация
ГИС	Географическая информационная система
ДЗ	Дистанционное зондирование
ДНА	Диаграмма направленности антенны
ДОЛ	Деформированный однолетний лед
д/э	Дизель-электроход
ЕКА	Европейское космическое агентство
ИК	Инфракрасный
ИСЗ	Искусственный спутник Земли
КА	Космический аппарат
КММ	Комиссия по морской метеорологии
ЛА	Лазерный альтиметр
ЛДА	Линейный дискриминантный анализ
ЛЧМ	Линейно-частотная модуляция
«Метеор-М»	Метеорологический спутник России
МКС «Арктика»	Многоцелевая космическая система «Арктика» (Россия)
МЛ	Многолетний лед
МОК	Межправительственная океанографическая комиссия
МСВ	Матрица совместной встречаемости
НИС	Научно-исследовательское судно
НИСП	Научно-исследовательское судно погоды
НС	Нейронная сеть
НСЛ	Нарушения сплошности ледяного покрова
НЭС	Научно-экспедиционное судно
ОЛО	Опасное ледяное образование
ПОЛО	Потенциально опасное ледяное образование
РА	Радиолокационный альтиметр
РБО	Радиолокатор бокового обзора
«Ресурс-ДК»	Природоресурсный спутник России
РОЛ	Ровный однолетний лед
РЛ	Радиолокационный
РЛС БО	Радиолокационная станция бокового обзора
РСА	Радиолокатор с синтезированной апертурой

СВЧ	Сверхвысокая частота
СГМО	Специализированное гидрометеорологическое обеспечение
СИ	Спутниковая информация
СКО	Среднее квадратическое отклонение
СЛО	Северный Ледовитый океан
СМП	Северный морской путь
СП	Дрейфующая арктическая научно-исследовательская станция «Северный полюс»
ТКП	Терминал конечного пользователя
ТПЛП	Температура поверхности ледяного покрова
ТПМ	Температура поверхности моря
УКВ	Ультракоротковолновый (диапазон)
УЭПР	Удельная эффективная площадь рассеяния σ^0
ЦМР	Цифровая модель рельефа
ADEOS	Японский спутник (Advanced Earth Observation Satellite, улучшенный спутник для наблюдения Земли)
AMI-wind	Скаттерометр ЕКА спутников ERS-1,-2 (Active Microwave Instrument wind scatterometer, активный СВЧ-прибор для скаттерометрического измерения ветра)
AMSR-E	СВЧ-радиометр США (Advanced Microwave Scanning Radiometer—Earth Observing System, улучшенный микроволновый сканирующий радиометр для системы наблюдения за Землей)
AP (APM)	Альтернативная поляризация (режим альтернативной поляризации)
ARKTOS	Пакет программ для автоматизированной классификации радиолокационных изображений морского льда (Advanced Reasoning Using Knowledge for Typing of Sea Ice)
ARTIST	Алгоритм для обработки данных СВЧ радиометра (Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study, исследование излучения и турбулентного взаимодействия в Арктике)
ASAR	Радиолокатор ИСЗ Envisat (ЕКА)
ASCAT	Скаттерометр ИСЗ MetOp (ЕКА)
ASI	Алгоритм для оценки сплоченности льда по данным СВЧ-радиометров ИСЗ
ASTER	Радиометр видимого и ИК-диапазонов ИСЗ Terra (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer, улучшенный космический радиометр для измерения теплового излучения и отражательной способности)
ATSR	ИК-радиометр ИСЗ ERS-2
AVHRR	Радиометр видимого и ИК-диапазонов ИСЗ серии NOAA (Advanced Very High Resolution Radiometer, улучшенный радиометр сверхвысокого разрешения)
AWIFS	Оптический датчик спутника IRS (Индия) (Advanced Wide Field Sensor, улучшенный датчик с широкой полосой обзора)
Aqua	Спутник США
Block-5D2/3	Серия спутников США
CASSTA	Алгоритм для расчета ТПМ в Арктических морях (Composite Arctic Sea Surface Temperature Algorithm)
CNES	Французское космическое агентство
COSMOSkyMed	Радиолокационный спутник Италии
Cryosat-2	Спутник США
DEM	Цифровая модель рельефа (Digital Elevation Model)
DM	Модель для оценки возраста льда (Drift age Model)
DMSP	Серия военных спутников США
DORIS	Система для определения положения ИСЗ (Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite System)
DTE	Цифровая модель рельефа (Digital Terrain Elevation)
Envisat	Спутник ЕКА
EROS	Израильский спутник
ERS-1,-2	Радиолокационные спутники ЕКА
ESA	Европейское космическое агентство (European Satellite Agency)

EUMETSAT	Европейская организация по эксплуатации метеорологических спутников (European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites)
FORMOSAT-2	Спутник Тайваня
FY-1D, FY-3A	Спутники Китая
GLAS	Лазер-альтиметр для изучения земной поверхности ИСЗ ICESAT (США), (Geoscience Laser Altimeter System)
HH	Горизонтальная (режим поляризации радиолокатора)
HRIR	Сканирующий ИК-радиометр спутника Nimbus-1 (США)
HRPT	Цифровой режим передачи данных ИСЗ NOAA
ICESAT	Спутник США для наблюдения за льдом, облачностью и возвышением поверхности (Ice, Cloud and Land Elevation Satellite)
ICSWG	Международная группа по картированию морского льда (International Ice Charting Working Group)
INMARSAT	Спутниковая система связи
IRS	Серия спутников (Индия)
Landsat-5,7	Природоресурсные спутники (США)
LISS-IV	Аппаратура оптического диапазона ИСЗ IRS-P6 (Индия)
LOWTRAN	Модель расчета переноса излучения в атмосфере
MATLAB	Пакет математических программ
MCSST	Алгоритм многоканальной коррекции для определения ТПМ/ТПЛП по данным ИК-радиометров
MetOp	Спутник ЕКА
MODIS	Спектрорадиометр ИСЗ Terra и Aqua (США)
NASA	Национальная администрация по авиации и космическому пространству, США (National Aeronautics and Space Administration)
NERSC	Центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена (Норвегия)
NLSST	Нелинейный алгоритм для определения ТПМ в ИК-диапазоне (non-linear SST)
NOAA	Серия спутников США
NSCAT	Скаттерометр NASA, установленный на японском ИСЗ ADEOS
NT	Алгоритм оценки сплоченности льда, созданный в NASA (NASA Team)
QuickScat	ИСЗ США, оснащенный скаттерометром SeaWinds
RA	Радар-альтиметр ЕКА
RADARSAT-1-2	Радиолокационные спутники Канады
SAR	Радиолокатор с синтезированной апертурой
SASS	Скаттерометр, установленный на ИСЗ Seasat (США)
Seasat	Радиолокационный спутник США
SeaWinds	Скаттерометр ИСЗ QuickScat (США)
SIRAL	Интерферометрический радар-альтиметр с синтезированной апертурой
SMMR	Сканирующий многоканальный СВЧ-радиометр (США) (Scanning Multichannel Microwave Radiometer)
SPOT	Серия спутников (Франция)
SSM/I	Микроволновый радиометр ИСЗ серии DMSP (США), (Special Sensor Microwave/Imager)
SST	Температура поверхности моря (ТПМ), (Sea Surface Temperature)
TanDEM-X	Радиолокационный спутник Германии
Terra	Спутник США
TerraSAR-X	Радиолокационный спутник Германии
TUD	Датский технический университет
UTC	Всемирное время
VV	Вертикальная (режим поляризации радиолокатора)
WM	Волновая мода (wave mode)
WS	Широкополосный режим работы сканера (wide swath)

Приложение

НОМЕНКЛАТУРА МОРСКИХ ЛЬДОВ

**Ледовые термины, расположенные в тематическом порядке по номенклатурным номерам
(международным идентификаторам).
(Номенклатура ВМО по морскому льду, 1970; Номенклатура морских льдов, 1974)**

- 1 **ПЛАВУЧИЙ ЛЕД** (floating ice). Любая форма льда, плавающего в воде. Основными видами плавучего льда являются: *озерный лед*, *речной лед*, *морской лед*, которые образуются вследствие замерзания воды у поверхности, и *глетчерный лед* (*лед материкового происхождения*), образующийся на суше или на ледяном шельфе. Это понятие включает и лед, севший на мель.
 - 1.1 **Морской лед** (sea ice). Любая форма льда, встречающегося в море и образовавшегося в результате замерзания морской воды.
 - 1.1.1 **Припай** (fast ice). см: п. 3.1.
 - 1.1.2 **Дрейфующий лед/паковый лед** (drift ice/pack ice). Термин, употребляемый в широком смысле, включающий любой вид морского льда за исключением неподвижного независимо от его формы и распределения. При высокой сплоченности, а именно 7/10 или более, термин «дрейфующий лед» может быть заменен термином «паковый лед». (В прошлом термин паковый лед использовался для всех значений величины сплоченности.)
 - 1.2 **Лед материкового происхождения** (ice of land origin). Плавучий лед, образовавшийся на суше или на ледяном шельфе. Это понятие включает лед, севший на мель.
 - 1.3 **Озерный лед** (lake ice). Лед, образовавшийся на озере, независимо от его происхождения.
 - 1.4 **Речной лед** (river ice). Лед, образовавшийся на реке, независимо от его местоположения.
- 2 **ВОЗРАСТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛЬДА** (development)
 - 2.1 **Начальные виды льдов** (new ice). Общий термин для недавно образовавшегося льда, который включает в себя ледяные иглы, ледяное сало, снежуру и шугу. Эти виды льда состоят из слабо смерзшихся кристаллов (если они вообще смерзлись), имеющих определенную форму, только когда они на плаву.
 - 2.1.1 **Ледяные иглы** (frazil ice). Тонкие иглы или пластинки льда, взвешенные в воде.
 - 2.1.2 **Ледяное сало** (grease ice). Следующая после ледяных игл стадия замерзания, когда кристаллы льда сгустились и образуют густой слой на поверхности. Ледяное сало отражает мало света и придает поверхности воды матовый оттенок.
 - 2.1.3 **Снежура** (slush). Выпавший на поверхность моря, свободную от льда, снег, пропитанный водой и представляющий собой вязкую массу.
 - 2.1.4 **Шуга** (shuga). Скопление пористых кусков льда белого цвета, достигающих несколько сантиметров в поперечнике; образуется из ледяного сала или снежуры, а иногда из донного льда, поднимающегося на поверхность.
 - 2.2 **Нилас** (nilash). Тонкая, эластичная корка льда, легко прогибающаяся на волне и зыби и при сжатии образующая зубчатые наслоения. Имеет матовую поверхность и толщину до 10 см. Может подразделяться на темный нилас и светлый нилас.

- 2.3 **Блинчатый лед** (pancake ice). см: п. 4.3.1.
- 2.4 **Молодой лед** (young ice). Лед в его переходной стадии между *ниласом* и *однолетним льдом* толщиной 10–30 см. Может подразделяться на *серый лед* и *серо-белый лед*.
- 2.4.1 **Серый лед** (grey ice). *Молодой лед* толщиной 10–15 см. Менее эластичен, чем *нилас*, и ломается на волне. При сжатии обычно наслаивается.
- 2.4.2 **Серо-белый лед** (grey/white ice). *Молодой лед* толщиной 15–30 см. При сжатии чаще торосится, чем наслаивается.
- 2.5 **Однолетний лед** (first-year ice). *Морской лед* толщиной от 30 см до 2 м, просуществовавший не более одной зимы, развивающийся из *молодого льда*. Может быть подразделен на *тонкий однолетний лед (белый лед)*, *однолетний лед средней толщины* и *толстый однолетний лед*.
- 2.5.1 **Тонкий однолетний/белый лед** (thin first-years/white ice). *Однолетний лед* толщиной от 30 до 70 см.
- 2.5.1.1 *Тонкий однолетний/белый лед первой стадии* (thin first-year ice/white ice first stage). Толщина составляет от 30 до 50 см.
- 2.5.1.2 *Тонкий однолетний/белый лед второй стадии* (thin first-year ice/white ice second stage). Толщина составляет от 50 до 70 см.
- 2.5.2 **Однолетний лед средней толщины** (medium first year ice). *Однолетний лед* толщиной от 70 до 120 см.
- 2.5.3 **Толстый однолетний лед** (thick first year ice). *Однолетний лед* толщиной более 120 см.
- 2.6 **Старый лед** (old ice). *Морской лед*, который подвергся таянию, по крайней мере, в течение одного лета; типичная толщина до 3 м или более. Рельеф многолетнего льда в большинстве случаев более сглажен, чем у *однолетних льдов*. Подразделяется на *остаточный**, *двухлетний* и *многолетний лед*.
- 2.6.1 **Двухлетний лед** (second-year ice). *Старый лед*, подвергшийся таянию в течение только одного лета; типичная толщина до 2,5 м и иногда более. Поскольку он толще, чем *однолетний лед*, он больше выступает над поверхностью воды. В отличие от *многолетнего льда* летнее таяние образует на его поверхности узор из многочисленных небольших *снежниц*. Пятна голого льда и *снежницы* обычно зеленовато-голубоватого цвета.
- 2.6.2 **Многолетний лед** (multi-year ice). *Старый лед* толщиной до 3 м и более, переживший таяние, по крайней мере, в течение двух лет. Торосы еще более сглажены, чем у *двухлетнего льда*, и лед почти полностью опреснен. Цвет его в местах, где он не заснежен, обычно голубой. В результате таяния на его поверхности появляются большие *снежницы* и образуется хорошо развитая система дренажа.
- 3 **ФОРМЫ НЕПОДВИЖНОГО ЛЬДА** (forms of fast ice)
- 3.1 **Припай** (fast ice). Морской лед, который образуется и остается неподвижным вдоль побережья, где он прикреплен к берегу, к *ледяной стене*, к *ледяному барьеру*, между отмелями или севшими на отмели *айсбергами*. Во время изменения уровня моря можно наблюдать вертикальные колебания. Неподвижный лед может образоваться естественным образом из соленой воды или в результате примерзания к берегу или припаю *плавающего льда* любой возрастной категории. Он может простираться на расстояние всего в несколько метров или на несколько сотен километров от берега. Возраст неподвижного льда может превышать один год и в этом случае он может быть определен соответствующей возрастной категорией (*старый*, *двухлетний* или *многолетний*). Если его толщина более 2 м над уровнем моря, он называется *шельфовым льдом*.
- 3.1.1 **Ледяной забор** (young coastal ice). Начальная стадия образования неподвижного льда, состоящего из *ниласа* или из *молодого льда*, ширина которого колеблется от нескольких метров до 100–200 м от береговой линии.
- 3.2 **Подшва припая** (ice fool). Узкая кайма льда, скрепленная с берегом, неподвижная при приливах и остающаяся после того, как *неподвижный лед* оторвался.

* Здесь и далее звездочкой обозначены термины, широко использующиеся в РФ, но не вошедшие в международную номенклатуру (Номенклатура морских льдов, 1974). — *Прим. авторов.*

- 3.3 **Донный лед** (anchor ice). Лед, скрепленный с дном (погруженный в воду), вне зависимости от его происхождения.
- 3.4 **Лед, севший на мель** (grounded ice). *Плавучий лед*, севший на мель на мелководье (см. *лед на берегу*).
- 3.4.1 **Лед на берегу** (stranded ice). Плавучий лед, оказавшийся на берегу при уменьшении уровня.
- 3.4.2 **Стамуха** (grounded hummock). Торосистое, севшее на мель ледяное образование. Встречаются отдельные *стамухи* и барьеры (или цепочки) *стамух*.
- 4 **ВСТРЕЧАЮЩИЕСЯ ТИПЫ ПЛАВУЧЕГО ЛЬДА** (occurrence of floating ice)
- 4.1 **Ледовитость** (ice cover). Процент площади, занятой льдом любой сплоченности, по отношению к общей площади моря или какого-нибудь большого географического района. Этот район может быть глобальным, включающим площадь морей целого полушария, или какой-либо частью океана или моря, например Баффинов залив или Баренцево море.
- 4.2 **Сплоченность** (concentration). Отношение, выраженное в десятых долях и описывающее общую площадь морской поверхности, покрытую льдом, как часть всей рассматриваемой площади. Суммарная *сплоченность* включает все существующие стадии развития, частично может относиться к объему частной стадии или частной формы льда и представляет только часть суммарной *сплоченности*.
- 4.2.1 **Сжатый лед** (compact ice). *Плавучий лед*, *сплоченность* которого составляет 10/10, и воды не видно.
- 4.2.1.1 **Смерзшийся лед** (consolidated ice). *Плавучий лед*, *сплоченность* которого составляет 10/10, и льдины смерзлись вместе.
- 4.2.2 **Очень сплоченный лед** (very close ice). *Плавучий лед*, *сплоченность* которого больше 9/10, но меньше 10/10.
- 4.2.3 **Сплоченный лед** (close ice). *Плавучий лед*, *сплоченность* которого равна от 7/10 до 8/10, состоящий из льдин, большинство которых соприкасается друг с другом.
- 4.2.4 **Разреженный лед** (open ice). *Плавучий лед*, *сплоченность* которого составляет от 4/10 до 6/10, с большим числом разводий; льдины обычно не соприкасаются одна с другой.
- 4.2.5 **Редкий лед** (very open ice). *Плавучий лед*, в котором *сплоченность* составляет от 1/10 до 3/10, и при этом пространства чистой воды преобладают над пространствами, занятыми льдом.
- 4.2.6 **Отдельные льдины** (open water). Большое судоходное водное пространство, на котором *сплоченность* морского льда (лед материкового происхождения отсутствует) менее 1/10.
- 4.2.7 **Айсберговые воды** (bergy water). Большое судоходное водное пространство, в котором встречается лед материкового происхождения *сплоченностью* менее 1/10. Морской лед также может наблюдаться, но общая *сплоченность* всех льдов не должна превышать 1/10.
- 4.2.8 **Чистая вода** (ice free). Льда нет. Если имеется лед любого вида, этот термин не следует использовать.
- 4.3 **Формы плавучего льда** (forms of floating ice).
- 4.3.1 **Блинчатый лед** (pancake ice). Пластины льда преимущественно круглой формы от 30 см до 3 м в диаметре и приблизительно до 10 см толщиной с приподнятыми краями вследствие удара льдин одна о другую. Он может образовываться на легкой волне из *ледяного сала*, *шуги* или *снежуры*, а также в результате разлома *склянки*, *ниласа* и *серого льда* в условиях высокой зыби. *Блинчатый лед* может также формироваться на некоторой глубине на поверхности раздела между водными массами с различными физическими характеристиками.
- 4.3.2 **Ледяное поле** (фое). Любой относительно плоский кусок *морского льда* размером 20 м или более в поперечнике. *Ледяные поля* подразделяются по их горизонтальным размерам следующим образом.
- 4.3.2.1 **Гигантские ледяные поля** (giant). Более 10 км в поперечнике.
- 4.3.2.2 **Обширные ледяные поля** (vast). От 2 до 10 км в поперечнике.

- 4.3.2.3 *Большие ледяные поля* (big). 500—2000 м в поперечнике.
- 4.3.2.4 *Обломки ледяных полей* (medium). 100—500 м в поперечнике.
- 4.3.2.5 *Крупнобитый лед* (small). 20—100 м в поперечнике.
- 4.3.3 *Мелкобитый лед* (ice cake). Любой относительно плоский кусок морского льда менее 20 м в поперечнике.
- 4.3.3.1 *Тертый лед* (small ice cake). *Битый лед* менее 2 м в поперечнике.
- 4.3.4 *Несяк* (floeberg). Большой торос или группа смерзшихся торосов, представляющие собой отдельную льдину, находящуюся на плаву. Может выступать над уровнем моря на высоту до 5 м.
- 4.3.4.1 *Малый несяк* (floe bit). Относительно мелкая отдельно плавающая льдина, обычно не более 10 м в поперечнике, представляющая собой смерзшиеся вместе куски восторшенного льда. Может выступать над уровнем моря на высоту до 2 м.
- 4.3.5 *Сморозь* (ice breccia). Смерзшийся в ледяное поле лед различных стадий развития.
- 4.3.6 *Ледяная каша* (brash ice). Скопления плавучего льда, состоящие из обломков не более 2 м в поперечнике, образовавшихся в результате разрушения других форм льда.
- 4.3.7 Айсберг (iceberg): см. п. 10.4.2.
- 4.3.8 *Пирамидальный айсберг* (glacier berg): см. 10.4.2.1.
- 4.3.9 *Столообразный айсберг* (tabular berg): см. п. 10.4.2.2.
- 4.3.10 *Ледяной остров* (ice island): см. п. 10.4.3.
- 4.3.11 *Обломок айсберга* (bergy bit): см. п. 10.4.4.
- 4.3.12 *Кусок айсберга* (growler): см. п. 10.4.5.
- 4.4 **Распределение льда** (arrangement)
- 4.4.1 *Скопление дрейфующего льда* (ice field). Площадь, покрытая *плавучим льдом* любого размера, преимущественно более 10 км в поперечнике (ср. с *пятном*, см. п. 4.4.1.4).
- 4.4.1.1 *Большое скопление дрейфующего льда* (large ice field). Скопление *дрейфующего льда* более 20 км в поперечнике.
- 4.4.1.2 *Среднее скопление дрейфующего льда* (medium ice field). Скопление *дрейфующего льда* 15—20 км в поперечнике.
- 4.4.1.3 *Малое скопление дрейфующего льда* (small ice field). Скопление *дрейфующего льда* 10—15 км в поперечнике.
- 4.4.1.4 *Пятно льда* (ice patch). Скопление *дрейфующего льда* менее 10 км в поперечнике.
- 4.4.2 *Ледяной массив* (ice massif). Изменяющееся скопление *сплоченного* или *очень сплоченного дрейфующего льда*, занимающего сотни квадратных километров, встречающееся в одном и том же районе каждое лето.
- 4.4.3 *Пояс льда* (belt). Скопление *дрейфующего льда*, длина которого больше ширины; последняя составляет от 1 до 100 км и более.
- 4.4.4 *Язык льда* (tongue). Выступающая часть *кромки льда*, достигающая нескольких километров в длину; образуется под влиянием ветра или течения.
- 4.4.5 *Полоса льда* (strip). Длинная, узкая зона *плавучего льда* шириной 1 км и менее, обычно состоящая из мелких обломков, оторвавшихся от основной массы льда и сгоняемых вместе под влиянием ветра, волн или течения.
- 4.4.5.1 *Перемычка* (ice isthmus). Узкая связь между двумя ледяными зонами *очень сплоченного* или *сжатого дрейфующего льда*. Она может быть труднопроходима, но иногда является частью рекомендованного маршрута.
- 4.4.6 *Залив во льду* (bight). Обширное полукруглое углубление в кромке льда, образуемое либо ветром, либо течением.
- 4.4.7 *Ледяной затор* (ice jam). Скопление битого речного или морского льда, застрявшего в узком канале.
- 4.4.8 *Кромка льда* (ice edge). Граница в любой момент времени между свободной от льда водой и *морским льдом* любого рода, будь он неподвижным или дрейфующим. Она может иметь название *сплоченной* или *разреженной* (ср. с *ледовой границей*, см. п. 4.4.9).

- 4.4.8.1 *Сплощенная кромка льда* (compacted ice edge). Сплощенная, ясно выраженная *кромка дрейфующего льда*, уплотненного ветром или течением, т.е. обычно кромка с наветренной стороны площади, покрытой льдом.
- 4.4.8.1.1 Кромка нагроможденной ледяной каши (jammed brash barrier). Полоса или узкий пояс начальных видов льда, *молодого льда* или *ледяной каши* (обычно 100–5000 м шириной), которые образуются у кромки *дрейфующего* или *неподвижного льда* или вдоль берега. Она сильно сжимается, главным образом, под влиянием ветра и может находиться на глубине от 2 до 20 м под поверхностью, но, как правило, не имеет определенного рельефа. *Кромка нагроможденной ледяной каши* может разрушаться из-за изменения в направлении ветра, но может также вновь смерзаться, образуя полосу необычно толстого льда по сравнению с окружающим *дрейфующим льдом*.
- 4.4.8.2 *Разреженная кромка льда* (diffuse ice edge). Нечетко выраженная *кромка льда*, разграничивающая разреженные льды и свободное от льда пространство; обычно наблюдается с подветренной стороны площади, покрытой *дрейфующим льдом*.
- 4.4.8.3 *Крайняя граница льда* (ice limit). Климатологический термин, относящийся к крайнему минимальному или крайнему максимальному положению *кромки льда* в любой данный месяц или период, определяемому по наблюдениям, проводившимся в течение целого ряда лет. Термину должно предшествовать слово минимальная или максимальная (ср. со *средней кромкой льда*, см. п. 4.4.8.4).
- 4.4.8.4 *Средняя кромка льда* (mean ice edge). Среднее положение кромки льда в любой данный месяц или период, определяемое по наблюдениям в течение ряда лет. Другими терминами, которыми можно пользоваться, являются *средняя максимальная кромка льда* и *средняя минимальная кромка льда* (ср. с *крайней границей льда*, см. п. 4.4.8.3).
- 4.4.8.5 *Кромка припая* (fast ice edge). Граница между припаем и чистой водой.
- 4.4.9 *Ледовая граница* (Ice boundary). Граница между неподвижным льдом и дрейфующим льдом или между площадями, покрытыми дрейфующим льдом различной сплоченности (ср. с *кромкой льда*, см. п. 4.4.8).
- 4.4.9.1 *Граница припая* (fast ice boundary). Граница между припаем и дрейфующим льдом.
- 4.4.9.2 *Граница между льдами различной сплоченности* (concentration boundary). Граница между двумя площадями, покрытыми дрейфующим льдом, имеющим различную сплоченность.
- 4.4.10 *Язык айсбергов* (icederger tongue): см. п. 10.4.2.3.
- 5 **ДИНАМИКА ПЛАВУЧИХ ЛЬДОВ** (floating-ice motion processes)
- 5.1 **Распływ льда** (diverging). Процесс разрежения *дрейфующего льда*, приводящий к уменьшению *сплоченности* или сжатия льда.
- 5.1.1* **Зона разрежения.** Зона, в которой наблюдается уменьшение *сплоченности* и/или *сжатия* льда.
- 5.2 **Сплочение льда** (compacting). Уменьшение расстояния между *отдельными льдинами*, в результате которого увеличивается *сплоченность* или *сжатие* льда.
- 5.2.1* **Зона сжатия.** Зона, в которой наблюдается увеличение *сплоченности* и/или *сжатия* льда.
- 5.3 **Подвижка льда** (shearing). Взаимное смещение льдин, в результате которого могут происходить вращения льдин, формироваться полосы тертого льда и разводы.
- 5.4* **Дрейф льда.** Поступательное перемещение льдин в результате воздействия ветра и течения.
- 5.4.1* **Дрейфораздел.** Граница между массивами или зонами льда, дрейфующими в разных направлениях или с разной скоростью. Признаками дрейфораздела являются повышенная раздробленность ледяного покрова, полосы тертого льда, пояса торошения, каналы и зоны разрежения. На дрейфоразделе часто наблюдается вращение льдин.
- 6 **ПРОЦЕССЫ ДЕФОРМАЦИИ ЛЬДА** (deformation processes)
- 6.1 **Взлом льда** (fracturing). Деформация льда, приводящая к образованию трещин. Весьма распространенный термин для описания прохода через *очень сплоченный лед*, *сжатый лед* и *смерзшийся лед*.

- 6.2 **Торошение** (hummocking). Образование торосов в результате сжатия морских льдов. Если льдины во время этого процесса вращаются, то это называется торошением с вращением.
- 6.3 **Грядобразование** (ridging). Процесс, в результате которого морской лед превращается в *гряды торосов*.
- 6.4 **Наслоение льда** (rafting). Результат сжатия, при котором одна льдина наслаивается на другую. Весьма распространено при сжатии начальных и молодых видов льда (ср. с *зубчатым наслоением*).
- 6.4.1 **Зубчатое наслоение** (finger rafting). Тип наслоения, при котором образуются переплетенные надвиги; при этом каждая льдина попеременно «выбрасывает пальцы» то выше, то ниже другого. Характерен для ниласовых и серых льдов.
- 6.5 **Выталкивание льда на берег** (shore ice ride up). Процесс, посредством которого масса льда выталкивается на берег.
- 6.6 **Сглаживание** (weathering). Процесс абляции и накопления, которые постепенно выравнивают неровности на поверхности льда.
- 7 **ПРОСТРАНСТВА ЧИСТОЙ ВОДЫ СРЕДИ ЛЬДА** (openings in the ice)
- 7.1 **Разводье (разрыв)** (fracture). Любой разлом или разрыв *очень сплоченного, сжатого льда, смерзшегося сплошного льда* или *припая*, или отдельной *льдины* в результате подвижек и процессов деформации. *Разводья* могут быть заполнены *ледяной кашей*, покрыты *ниласом* или *молодым льдом*. Протяженность их может колебаться от метров до нескольких километров.
- 7.1.1 **Трещина** (crack). Любой разрыв *неподвижного льда, смерзшегося льда* или отдельного *ледяного поля*, после которого наблюдается расхождение льда от нескольких сантиметров до 1 м.
- 7.1.1.1 **Приливная трещина** (tide crack). Трещина у линии соединения между неподвижной *подошвой припая* или *ледяной стеной* и *неподвижным льдом*, причем последний подвергается воздействию приливно-отливных колебаний уровня.
- 7.1.1.2 **Полоса тертого льда** (flaw). Узкая зона раздела между *дрейфующим* и *неподвижным льдом*, где куски льда перемещаются хаотически. Образуется при движении *дрейфующего льда* под влиянием сильного ветра или течения вдоль границы *припая* (ср. с *подвижкой льда*, см. п. 5.3).
- 7.1.2 **Узкое разводье** (very small fracture). 1–50 м шириной.
- 7.1.3 **Малое разводье** (small fracture). 50–200 м шириной.
- 7.1.4 **Среднее разводье** (medium fracture). 200–500 м шириной.
- 7.1.5 **Большое разводье** (large fracture). Шириной более 500 м.
- 7.2 **Зона разводов** (fracture zone). Площадь льда, на которой имеется большое число *разводов*.
- 7.3 **Канал** (lead). Любой *разлом* или проход через *морской лед* для надводных кораблей.
- 7.3.1 **Прибрежная прогалина** (shore lead). Канал между *дрейфующим льдом* и берегом или *дрейфующим льдом* и *ледяным барьером*.
- 7.3.2 **Запирательная прогалина** (flaw lead). Канал между *дрейфующим* и *неподвижным льдом*, судовой для надводных кораблей.
- 7.4 **Полынья** (polynya). Устойчивое пространство чистой воды среди неподвижных льдов или на их границе. *Полыньи* могут быть заполнены *ледяной кашей* или покрыты *начальными видами льда*, *ниласом* или *молодым льдом*.
- 7.4.1 **Прибрежная полынья** (shore polynya). Полынья между *дрейфующим льдом* и берегом или между *дрейфующим льдом* и *ледяным барьером*.
- 7.4.2 **Запирательная полынья** (flaw polynya). Полынья между *дрейфующим* и *неподвижным льдом*.
- 7.4.3 **Стационарная полынья** (recurring polynya). Полынья, появляющаяся в одном и том же месте обычно каждый год.
- 7.5* **Промоина**. Продолговатое отверстие во льду, обычно *припайном*, промытое течением.

- 8 **ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛЕДЯНОЙ ПОВЕРХНОСТИ** (ice surface features)
- 8.1 **Ровный лед** (level ice). Морской лед, не подвергшийся деформации.
- 8.2 **Деформированный лед** (deformed ice). Общий термин для льда, который в результате сжатия был взломан с образованием надводных и подводных нагромождений. Подразделяется на: *наслоенный лед*, *лед с чередующимися грядками* и *торосистый лед*.
- 8.2.1 **Наслоенный лед** (rafted ice). Тип *деформированного льда*, образовавшегося в результате наложения части одного ледяного поля на другое (ср. с *зубчатым наслоением*, см. п. 6.4.1).
- 8.2.1.0* **Наслоенность льда**. Отношение площади наслоенного льда к общей площади зоны, в которой производится оценка, выраженное в десятых (баллах).
- 8.2.1.1 **Зубчатонаслоенный лед** (finger rafted ice). Тип *наслоенного льда*, когда льдины находят одна на другую попеременно, то сверху, то снизу, подобно сцепленным пальцам.
- 8.2.2 **Гряда торосов** (ridge). Сравнительно прямолинейное нагромождение битого льда, образовавшегося в результате сжатия. Подводная часть гряды называется *ледяным килем*.
- 8.2.2.1 **Свежая гряда** (new ridge). Вновь образовавшаяся *гряда торосов* с острыми вершинами и боковыми склонами под углом около 40°. При полете на небольшой высоте хорошо видны отдельные обломки.
- 8.2.2.2 **Сглаженная гряда** (weathered ridge). *Гряда торосов*, у которых в результате таяния вершины и склоны приобрели слегка округлый вид (обычно под углом 30–40°). Отдельные обломки неразличимы.
- 8.2.2.3 **Сильно сглаженная гряда** (very weathered ridge). *Гряда торосов* с очень округлыми вершинами и склонами обычно под углом 20–30°.
- 8.2.2.4 **Старая гряда** (aged ridge). *Гряда*, подвергшаяся значительному сглаживанию. Такие *гряды* обычно представляют собой цепочки бугров.
- 8.2.2.5 **Монолитная гряда** (consolidated ridge). *Гряда торосов*, в которой обломки, представляющие ее основание, смялись в монолит.
- 8.2.2.6 **Пояс торосов** (ridged ice). Нагромождение взломанного льда в виде нескольких гряд. Обычно встречается на однолетнем льду.
- 8.2.2.6.1 **Зона поясов торошения** (ridged ice zone). Площадь, на которой наблюдается много поясов торосов с присущими им характерными чертами.
- 8.2.2.7 **Гряда торосов трения** (shear ridge). Образование ледовой гряды торосов, которое развивается, когда одно ледяное образование раздробляется, проходя через другое. Этот тип гряды является более линейным, чем гряды, образовавшиеся только в результате давления.
- 8.2.2.7.1 **Зона гряд торосов трения** (shear ridge field). Множество гряд торосов трения, примыкающих друг к другу.
- 8.2.3 **Торос** (hummock). Холмообразное нагромождение взломанного льда, образовавшегося в результате сжатия. Может быть свежим или сглаженным. Подводная часть тороса называется подторос.
- 8.2.3.0* **Торосистость льда** (hummocked ice). Степень покрытия поверхности льда торосами всех видов, выраженная в десятых долях (или средним числом гряд торосов на морскую милю).
- 8.2.3.1 **Торосистый лед** (hummocked ice). Морской лед с беспорядочным нагромождением обломков, образующих неровную поверхность. При таянии нагромождения принимают вид сглаженных бугров.
- 8.2.3.2 **Прибрежный навал льда** (rubble field). Зона крайне деформированного морского льда необычной толщины, сформированная в течение зимы при столкновении дрейфующего льда или его проходе рядом с выступающей скалой, островком или другими препятствиями.
- 8.2.3.3* **Барьер торосов**. Мощная гряда *торосов* на *припае*, местами скрепленная с грунтом.
- 8.2.4* **Холмистый лед**. Общий термин для характеристики *многолетних льдов*, на поверхности которых в результате процессов торошения, абляции и накопления образовались холмы (бугры).

- 8.2.4.0* *Всхолмленность многолетнего льда.* Качественная оценка рельефа многолетних льдов. Определяется по трем стадиям: сглаженный, умеренно всхолмленный и сильно всхолмленный многолетний лед.
- 8.2.4.1* *Ледяной холм* (бугор). Монолитное возвышение на поверхности льда, образовавшееся в результате многолетнего сглаживания тороса. Небольшие бугры могут возникать в результате неравномерного таяния первоначально ровного льда.
- 8.3 **Ропак** (standing floe). Отдельная льдина, стоящая вертикально или наклонно и окруженная сравнительно гладким льдом.
- 8.4 **Таран** (gam). Подводный ледяной выступ от ледяной стены, ледяного барьера, айсберга или льдины. Его образование обычно вызывается интенсивным таянием и эрозией надводной части.
- 8.5 **Бесснежный лед** (bare ice). Лед без снежного покрова.
- 8.6 **Заснеженный лед** (snow covered ice). Лед, покрытый снегом.
- 8.6.1 **Заструги** (sastrugi). Острые, неправильной формы гряды, образовавшиеся на снежной поверхности в результате выдувания и переноса снега ветром. На дрейфующем льду гряды расположены параллельно господствующему ветру во время их образования.
- 8.6.2 **Снежный сугроб** (snow drift). Скопление нанесенного ветром снега, осевшего с подветренной стороны препятствий или скученного ветровыми вихрями.
- 8.6.3* **Надув.** Пологое скопление уплотненного снега, образовавшегося под действием ветра на ровном месте. *Надувы* в форме полумесяца с концами, направленными по ветру, называются *снежными барханами*.
- 8.7* **Грязный лед.** *Морской лед*, имеющий на поверхности или в толще различные минеральные или органические включения, придающие ему грязный вид.
- 8.7.0* **Загрязненность льда.** Степень загрязненности льда. Оценивается в десятых долях площади загрязненного льда по отношению к наблюдаемой площади.
- 8.7.1* **Чистый лед.** Морской лед, поверхность которого не имеет видимого загрязнения.
- 8.8* **Наслуд.** Тонкий лед, образовавшийся при заморозках на поверхности снежниц, промоин и проталин.
- 8.8.1* **Наледь.** Морская вода, выступившая на поверхности льда и затем замерзшая.
- 8.8.2* **Мореница.** Морская вода на поверхности льда со снегом, выступившая в результате погружения льда при обильных снегопадах.
- 8.9* **Солевые цветы.** Солевые кристаллы на поверхности льда, образовавшиеся в результате вымораживания. Характерны для ниласовых и молодых льдов.
- 9 **СТАДИИ ТАЯНИЯ** (stages of melting)
- 9.0* **Разрушенность льда.** Степень разрушения льда в процессе таяния. Оценивается визуально (согласно кодовой таблице 1.4 «Международной символики для морских ледовых карт»).
- 9.1 **Снежница** (puddle). Скопление на льду талой воды, главным образом, благодаря таянию снега, а на более поздних стадиях также вследствие таяния льда. В начальной стадии представляет собой пятна снега, пропитанного водой.
- 9.1.1* **Пятна мокрого снега.** Отдельные темные пятна пропитанного водой снега, наблюдаемые на заснеженной поверхности льда в начальный период таяния.
- 9.2 **Проталина** (thaw holes). Вертикальные отверстия в морском льду, образующиеся в результате сквозного протаивания льда под снежницами.
- 9.3 **Обсохший лед** (dried ice). Морской лед, с поверхности которого исчезли снежницы в результате образования трещин и проталин. Во время периода обсыхания поверхность льда белеет.
- 9.4 **Гнилой лед** (rotten ice). Морской лед, который приобрел сотообразное строение и находится в последней стадии разрушения.
- 9.5 **Затопленный лед** (flooded ice). Морской лед, покрытый сплошным слоем талой или речной воды. Несет большую нагрузку воды и мокрого снега.

- 9.5.1* **Водяной заберег.** Полоса воды на припае под берегом, образовавшаяся в результате стока воды с берега, таяния снега на льду и самого льда.
- 9.6 **Сквозной водяной заберег (shore melt).** Чистая вода между берегом и припаем, образованная посредством таяния и/или в результате речного стока.
- 10 **ЛЕД МАТЕРИКОВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ (ice of land origin)**
- 10.1 **Фирн (firn).** Старый снег, рекристаллизовавшийся в плотную массу. В отличие от обычного снега его частицы до некоторой степени связаны между собой, но в отличие от льда воздушные пространства в нем все еще соединяются друг с другом.
- 10.2 **Глетчерный лед (glacier ice).** Лед, находящийся в леднике или ледникового происхождения, независимо от того, находится ли он на суше или плавает в море в виде *айсбергов*, *обломков айсбергов* или *кусков айсбергов*.
- 10.2.1 **Ледник (glacier).** Масса снега и льда, находящаяся в непрерывном движении с более высоких мест к более низким или, если на плаву, непрерывно сползающая в сторону моря. Основными формами ледника являются: *внутриматериковые ледники*, *шельфовые ледники*, *ледяные потоки*, *ледяные шапки*, *предгорные ледники*, *цирковые ледники* и различные типы *горно-долинных ледников*.
- 10.2.2 **Ледяная стена (ice wall).** Ледяной утес. Обращенная к морю *грань ледника*, который не находится на плаву. Ледяная стена скреплена с грунтом, причем скалистое основание находится либо на уровне моря, либо ниже его (ср. с *ледяным барьером*, см. п. 10.3.1).
- 10.2.3 **Ледяной поток (ice stream).** Часть внутриматерикового ледника, в котором лед течет быстрее и не обязательно в том же направлении, что и окружающий лед. Границы *ледяного потока* иногда ясно обозначены изменением направления поверхностного склона, но могут быть неясными.
- 10.2.4 **Язык ледника (glacier tongue).** Выступающее в море продолжение *ледника*, обычно находящееся на плаву. В Антарктике *языки ледников* могут простираются в море на несколько десятков километров.
- 10.3 **Шельфовый ледник (ice shelf).** Ледяной покров значительной толщины, скрепленный с берегом. Находится на плаву и возвышается на 2–50 м или более над уровнем моря. Имеет обычно большое горизонтальное простирание и ровную или слегка волнистую поверхность. Пополняется за счет ежегодного накопления снега на поверхности, а также за счет выступающих в направлении моря материковых *ледников*. Ограниченные площади могут быть скреплены с грунтом. Край, обращенный к морю, называется *ледяным барьером*.
- 10.3.1 **Ледяной барьер (ice front).** Обращенная к морю сторона шельфового или другого находящегося на плаву ледника, возвышающегося на 2–50 м и более над уровнем моря (ср. с *ледяной стеной*, см. п. 10.2.2).
- 10.4 **Виды плавучего льда материкового происхождения (calved ice of land origin)**
- 10.4.1 **«Отел» (Откалывание айсбергов) (calving).** Отламывание массы льда от *ледяной стены*, *ледяного барьера* или *айсберга*.
- 10.4.2 **Айсберг (iceberg).** Массивный отколовшийся от *ледника* кусок льда различной формы, выступающий над уровнем моря более чем на 5 м, который может быть на плаву или сидеть на мели. Айсберги по своему внешнему виду могут подразделяться на *столообразные*, *купообразные*, *наклонные*, с остроконечными вершинами, окатанные или *пирамидальные*.
- 10.4.2.1 **Пирамидальный айсберг (glacier berg).** Айсберг, имеющий форму, близкую к пирамиде.
- 10.4.2.2 **Столобразный айсберг (tabular berg).** Айсберг с плоской вершиной. Большинство *столообразных айсбергов* образуется в результате *откалывания* кусков льда от *шельфового льда* (ср. с *ледяным дрейфующим островом*, см. п. 10.4.3).
- 10.4.2.3 **Язык айсбергов (iceberg tongue).** Большое вытянутое от берега в море скопление *айсбергов*, удерживаемых на месте в результате скрепления их с грунтом или соединенных между собой *неподвижным морским льдом*.
- 10.4.3 **Ледяной дрейфующий остров (ice island).** Большой кусок плавучего льда, выступающий выше уровня моря на 5 м и более, который отломился от арктического шельфового льда; имеет толщину более 15–30 м и площадь от нескольких тысяч квадратных метров до 500 км² или более; обычно характеризуется правильной волнистой поверхностью, благодаря которой он выглядит с воздуха ребристым.

- 10.4.4 **Обломок айсберга** (bergy bit). Большой кусок плавающего глетчерного льда, обычно выступающий на 1–5 м выше уровня моря и имеющий площадь около 100–300 м².
- 10.4.5 **Кусок айсберга** (growler). Кусок льда меньшего размера, чем обломок айсберга или несаяк, часто прозрачный, по цвету кажущийся зеленым или почти черным, выступающий менее чем на 1 м над поверхностью моря, площадью приблизительно 20 м².
- 10.4.6* **Сплоченность айсбергов**. При наблюдениях с самолета и большом числе айсбергов определяется относительная площадь айсбергов в зоне обзора, выраженная в десятых долях. При малом их числе и при наблюдении с судна определяется их число и преобладающий размер — согласно п. 1.10 и таблице 1.6 Международной символики для морских ледовых карт.
- 11 **ПРИЗНАКИ ЛЬДА И ВОДЫ НА НЕБЕ И В ВОЗДУХЕ** (sky and air indications)
- 11.1 **Водяное небо** (water sky). Темные полосы на нижней стороне низких облаков, указывающие на наличие воды среди *морского льда* или за льдом.
- 11.2 **Ледовый отблеск** (ice blink). Светлая полоса на низких облаках над скоплением удаленного льда.
- 11.3 **Морозное парение** (frost smoke). Туманообразные облака, появляющиеся при соприкосновении холодного воздуха с относительно теплой водой. Могут также появляться над открытыми пространствами чистой воды среди льда или с подветренной стороны кромок льда в период ледообразования.
- 12 **ТЕРМИНЫ, ОТНОСЯЩИЕСЯ К НАДВОДНОМУ ПЛАВАНИЮ КОРАБЛЕЙ (СУДОВ)** (terms relating to surface shipping)
- 12.1 **Затертый льдом** (beset). Положение окруженного льдом корабля (судна), который не в состоянии продвигаться вперед.
- 12.2 **Блокирован льдом** (ice-bound). Пункт (гавань, бухта и т.д.) считается *блокированным льдом*, если плаванию кораблей (судов) без сопровождения ледоколов препятствует ледяной покров.
- 12.3 **Сжатие корабля (судна) во льдах** (nip). Судно зажато льдом, когда окружающие льдины с силой прижимаются к нему, затрудняя его движение или делая его невозможным.
- 12.4 **Сжатый лед** (ice under pressure). Лед, в котором активно происходят процессы деформации в результате сжатия. Такой лед является потенциальным препятствием и представляет опасность для навигации.
- 12.5 **Тяжелый район** (difficult area). Общее выражение для обозначения района, в котором преобладают суровые ледовые условия, затрудняющие навигацию.
- 12.6 **Легкий район** (easy area). Общее выражение для обозначения района, в котором ледовые условия не представляют трудности для навигации.
- 12.6.1 **Относительно легкий район** (area of weakness). Зона, наблюдаемая со спутника, в которой либо сплоченность, либо толщина льда значительно меньше, чем в окружающем районе. Поскольку эти условия наблюдаются со спутника, точный количественный анализ провести не всегда возможно, но навигационные условия значительно легче, чем в окружающем районе.
- 12.7 **Шельфовая гавань** (ice port). Залив в *ледяном барьере*, часто временного характера, где могут пришвартовываться корабли (суда) и производить разгрузку непосредственно на *шельфовый ледник*.
- 12.8* **Дрейф корабля (судна)**. Перемещение корабля (судна) относительно грунта под воздействием ветра и течения вместе с *дрейфующими льдом* или на чистой воде.
- 12.9* **Местонахождение корабля (судна)**. Географические координаты корабля (судна) в конкретный момент.
- 12.9.1* **Рекомендованное место**. Место, куда должен прибыть корабль (судно) или группа судов для выполнения транспортных операций, ожидания улучшения ледовой обстановки, формирования каравана и т.д.
- 12.9.2* **Путь, рекомендованный кораблям (судам)**. Нанесенный на ледовую карту путь движения корабля(судна) или каравана судов, наиболее выгодный с точки зрения ледовых и гидрологических условий.

- 12.9.3* **Канал во льду, проложенный кораблем (судном).** Полоса битых льдов, образовавшаяся при прохождении корабля (судна) или ледокола через *припай* или *дрейфующий лед*.
- 12.9.4* **Путь корабля (судна) в автономном плавании во льдах.** Фактический путь самостоятельного движения корабля (судна) во льдах.
- 12.9.5* **Путь корабля (судна) или каравана судов под проводкой ледокола.** Фактический маршрут движения корабля (судна) или каравана судов во льдах с ледоколом.

13 **ТЕРМИНЫ, ОТНОСЯЩИЕСЯ К ПОДВОДНОМУ ПЛАВАНИЮ**
(terms relating to submarine navigation)

- 13.1 **Ледяной потолок** (ice canopy). Дрейфующий лед с точки зрения подводника.
- 13.2 **Благоприятный лед** (friendly ice). С точки зрения подводника, *ледяной потолок*, содержащий много *больших окон* во льду или имеющий другие возможности, позволяющие подводной лодке всплыть. На каждые 30 морских миль по курсу следования подводной лодки должно быть более десяти окон, где возможно всплытие.
- 13.3 **Неблагоприятный лед** (hostile ice). С точки зрения подводника, *ледяной потолок*, в котором нет *больших окон* во льду или других возможностей, которые позволили бы подводной лодке всплыть на поверхность.
- 13.4 **Подторос** (buntrock). С точки зрения подводника, направленное вниз нагромождение обломков льда под *торосом* (подводная часть *тороса*).
- 13.5 **Ледяной киль** (ice keel). С точки зрения подводника, гребень подводной части *ледяного потолка* *ряды торосов*. *Ледяные кили* могут простираться до 50 м ниже уровня моря.
- 13.6 **Окно во льду (просвет)** (skylight). С точки зрения подводника, тонкие места в *ледяном потолке*, обычно менее 1 м толщиной, имеющие снизу вид относительно светлых пятен в темном окружении. Нижняя поверхность *окна во льду* обычно плоская. *Окна во льду* называются большими, если они достаточно велики для того, чтобы подводная лодка могла всплыть через них на поверхность (120 м), или малыми, если они не достигают указанных размеров.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ПОСОБИЕ
СПУТНИКОВЫЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ
ХАРАКТЕРИСТИК ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА МОРЕЙ

Редактор О.В.Лапина
Оригинал-макет А.А.Меркулов

Формат 70×100 1/16
Усл. печ. л. 23,2 с цвет. вклейкой
Подписано в печать 30.11.2011

Бумага офсетная
Тираж 200
Заказ № 48

Ротапринт ГНЦ РФ АНИИ
199397, ул. Беринга, 38