

КОМИТЕТ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ ПРИ
КАБИНЕТЕ МИНИСТРОВ СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ
ЦЕНТР ПРИЕМА И ОБРАБОТКИ ДАННЫХ
НПО «Планета»
КАМЧАТСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ
УПРАВЛЕНИЕ ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ

ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР
ТИХООКЕАНСКИЙ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ДЕШИФРИРОВАНИЕ МОРСКОГО ЛЬДА ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ ПО ДАННЫМ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

МЕТОДИЧЕСКОЕ ПОСОБИЕ



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1991

УДК 551.501.81

Одобрено Центральной методической комиссией по гидро-
метеорологическим прогнозам Государственного комитета
СССР по гидрометеорологии 18 октября 1989 г.

Д 1805040600-119 Без объявл.
069 (02)-91

© Комитет гидрометеорологии при Кабинете
Министров СССР (Госгидромет СССР),
1991 г.

1. ВВЕДЕНИЕ

В дальневосточных морях Советского Союза — Японском, Охотском и Беринговом — из года в год растут объемы морских перевозок, на высоком уровне поддерживается рыбный промысел, расширяются геологические и другие исследовательские работы.

Знание фактических ледовых условий и прогноз их изменения имеют большую экономическую важность, если учесть те ограничения, которые ледяной покров накладывает на проведение транспортных и других операций на море. Следует упомянуть в связи с этим обеспечение безопасности мореплавания, рекомендации по выбору курсов плавания и районов лова рыбы.

Среди научных проблем, разрабатываемых применительно к арктическим бассейнам, приоритетными являются изучение климата и процессов взаимодействия атмосферы, океана и льда. Эти процессы особенно интенсивны в прикромочной зоне, где морская вода, лед и атмосфера находятся в постоянном физическом контакте и динамическом взаимодействии, следствием чего являются сильные горизонтальные и вертикальные градиенты гидрометеорологических параметров в атмосфере и океане. Эти градиенты вызывают мезомасштабные процессы в атмосфере и океане, влияющие на потоки тепла, влаги, соли и момента количества движения у кромки льда, а в конечном счете — и на погоду. У кромки льда концентрируется и хозяйственная деятельность человека. Поэтому резко возросла потребность во всепогодной, не зависящей от времени суток точной и объективной информации о морском льде, волнении и ветре.

Недостатки традиционных контактных и самолетных измерений характеристик морских льдов — высокая стоимость, а также ограниченность в пространстве и времени. Тем не менее именно данные авиаразведки (визуальные и радиолокационные) служат основой для составления ледовых карт для северной части Японского моря, Охотского моря, восточного побережья Камчатки, Курильских проливов, прол. Лаперуза. Появление ИСЗ, оборудованных устройствами дистанционного зондирования, революционизировало изучение морских льдов. Только с помощью измерений из космоса удается оперативно наблюдать ледовую обстановку на обширных пространствах за короткие промежутки времени.

Ценную информацию о ледовых условиях дают видимые и инфракрасные (ИК) спутниковые изображения, особенно полученные многоканальным сканирующим устройством среднего разрешения (МСУ-С).

Облачность и низкая высота солнца в зимние месяцы препятствуют проведению съемки из космоса в видимом участке спектра на регулярной основе. В ИК-диапазоне возможности получения информации о подстилающей поверхности расширяются, так как измерения могут осуществляться в темное время суток. Однако облачность и туман, которые часто наблюдаются в умеренных и высоких широтах, по-прежнему остаются серьезной помехой. Поэтому сколько-нибудь постоянный мониторинг морских льдов и процессов взаимодействия лед—океан—атмосфера на основе спутниковых видимых и ИК-изображений возможен редко. Тем не менее даже простые методы фотоинтерпретации отдельных спутниковых фотоизображений оказались эффективным средством для синоптического мезо- и макромасштабного анализа ледовых условий.

Большой прогресс в последние годы был достигнут в изучении ледяного покрова дистанционными радиофизическими методами. Всепогодность, независимость от освещенности солнцем, многократно продемонстрированные возможности индикации возрастных градаций и сплоченности льда, оценки динамики ледяного покрова, скорости приводного ветра и других параметров — все это свидетельствует о целесообразности установки СВЧ-радиометров и радиолокационных станций в качестве штатной аппаратуры на самолетах-лабораториях и ИСЗ. Необходимость получения оперативной всепогодной информации о ледовой обстановке продиктована, в частности, присущей ей сильной изменчивостью: под влиянием штормовых циклонических возмущений (что обычно для дальневосточных морей) кромка льда за двое—трое суток может сместиться на 100 км и более.

Ниже основное внимание уделено описанию особенностей и методам дешифрирования нового вида спутниковых данных — радиолокационным (РЛ) изображениям подстилающей поверхности, поступающим со спутниковой радиолокационной станции бокового обзора (РЛС БО). Впервые такое устройство было установлено на спутнике «Космос-1500», который был запущен 28 сентября 1983 г. В дальнейшем эксперименты были продолжены на ИСЗ «Космос-1602», «Космос-1766», «Космос-1869», «Океан», «Океан-2» и «Океан-3».

Несмотря на большой опыт оценки параметров ледяного покрова по данным самолетной РЛС БО «Торос» [4], вопросы дешифрирования РЛ-изображений изучены пока недостаточно. Это связано с тем, что механизмы формирования РЛ-контрастов снежно-ледяных покровов сложны и не до конца понятны. Разброс экспериментальных данных, по-

лученных различными исследователями, значителен. Без тщательно спланированных контактных измерений объяснить наблюдаемые при самолетных и спутниковых измерениях значения уровня рассеянного сигнала можно в рамках весьма отличающихся друг от друга моделей. Кроме того, спутниковые РЛ-измерения по сравнению с самолетными обладают определенной спецификой, связанной, в частности, с существенным ухудшением пространственного разрешения и использованием при зондировании другого интервала углов визирования. Поэтому не все рекомендации работы [4] могут быть применены при интерпретации спутниковых РЛ-изображений. Следует также иметь в виду, что условия образования и развития ледяного покрова на акватории Северного Ледовитого океана и дальневосточных морей различны, что оказывает влияние на уровень и сезонный ход РЛ-контрастов.

В Методических указаниях, составленных в ААНИИ [10] и в ЛО ИОАН [11], подробно описаны состав и характеристики аппаратуры ИСЗ «Космос-1500», географическая привязка, обработка и дешифрирование РЛ-изображений. Однако данные РЛ-зондирования применены в [11] для оценки поля приводного ветра, а при подготовке издания [10] авторы имели в своем распоряжении результаты измерений только за 1983—1984 гг., что не позволило им рассмотреть ряд важных характеристик морского льда, динамику его формирования и развития. Совершенно не затронуты в [10] и вопросы дешифрирования РЛ-изображений ледяного покрова дальневосточных морей.

С учетом этих обстоятельств, а также необходимости улучшения оперативного обслуживания транспортных и рыбопромысловых операций на море участники Региональных совещаний по использованию спутниковой информации при гидрометеорологическом обеспечении народного хозяйства (Владивосток, май 1986 г.; Южно-Сахалинск, октябрь 1987 г.) подчеркнули целесообразность выпуска методических рекомендаций по дешифрированию РЛ-изображений ледяных покровов Охотского, Японского и Берингова морей.

Предлагаемое издание и представляет собой попытку решить поставленную на совещаниях задачу. Основное внимание уделено анализу РЛ-изображений за 1983—1988 гг. с ИСЗ «Космос-1500» и «Космос-1766». Как правило, они рассматриваются в совокупности с другими видами спутниковой информации, с картами ледовой авиаразведки и синоптическими. Это обусловлено тем, что в настоящее время ни одно устройство дистанционного зондирования не в состоянии обеспечить измерение всех представляющих интерес для потребителя характеристик ледяного покрова. Более того, совместный анализ контактных и дистанционных измерений повышает качество ледовых карт и прогноза ледовой обстановки, а также помогает лучше понять

достоинства и недостатки, присущие каждому методу. Сравнение и сопоставление разнородной информации ценно еще и потому, что в настоящее время интерпретация дистанционных данных о морском льде носит преимущественно эмпирический характер. Отсюда следует настоятельная необходимость развития теоретических представлений о процессах излучения и отражения электромагнитных волн поверхностью и толщей морского льда, что в свою очередь требует получения надежных результатов натурных экспериментов. В связи с этим еще раз подчеркнем необходимость регулярной авиационной ледовой разведки.

Параллельно с подготовкой методических рекомендаций в ДВ РЦПОД для оперативного составления карт ледовой обстановки были организованы обработка и тематическое дешифрирование спутниковых изображений, включая радиолокационные. Зимой 1987-1988 г. четыре раза в неделю карты транслировались в эфир. Для обеспечения исходными данными по заявке Рабочей группы № 4 осуществлялась более частая РЛ-съемка акваторий дальневосточных морей. Кроме того, в рамках Программы совместных работ специалисты Дальневосточного, Камчатского и Сахалинского территориальных управлений по гидрометеорологии и ТОИ ДВО АН СССР проводили на местах комплексный анализ и интерпретацию различных видов спутниковых и контактных измерений морских льдов в оперативных целях. Материалы анализа использованы при написании методических рекомендаций.

Несмотря на то что обсуждаемые ниже экспериментальные данные относятся к дальневосточному региону, работа, по мнению авторов, представляет интерес и может быть использована во всех гидрометцентрах, научно-исследовательских институтах и научно-производственных центрах, занимающихся ледовыми наблюдениями на морях.

Настоящий методический документ подготовлен в ДВ РЦПОД на основании плана НИР Госгидромета СССР. Научный руководитель работы — канд. физ.-мат. наук Л. М. Митник (ТОИ ДВО АН СССР). Им же написаны разделы 1—3. Раздел 4 подготовлен Л. М. Митником и В. В. Ковбасюком (Камчатскгидромет). Разделы 5—7 составлены Г. И. Десятовой (ДВ РЦПОД), В. В. Ковбасюком и Л. М. Митником. Основная часть анализируемых в данной работе РЛ-изображений принята в ДВ РЦПОД.

Авторский коллектив выражает признательность сотрудникам ААНИИ и Сахалингидромета за полезные дискуссии, сотрудникам фотолаборатории ДВ РЦПОД и Камчатского АППИ за помощь в подборе и печатании спутниковых изображений.

Авторский коллектив заранее благодарен всем специалистам, которые возьмут на себя труд высказать замечания и пожелания, направленные на улучшение настоящего методического документа.

2. ОСНОВНЫЕ ТЕХНИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РЛС БО

Технические характеристики аппаратуры, работающей в видимом и ИК-участках спектра, а также параметры орбит отечественных и за-

рубежных ИСЗ, на которых она устанавливается, описаны в [9, 11, 16]. Предполагается, что эти сведения, а также особенности дешифрирования опти-

ческих изображений известны, так как РЛ-изображения часто анализируются совместно с другими видами спутниковой информации.

Главное отличие РЛС бокового обзора от более привычных панорамных (с вращающимися или качающимися в определенном секторе антеннами) — использование неподвижной антенны большой длины L , которая устанавливается вдоль продольной оси носителя (самолета или спутника). В результате перпендикулярно направлению полета формируется узкая диаграмма направленности шириной на уровне -3 дБ ($0,5$ от максимума) $\Delta\varphi_{0,5} = 70 \lambda/L$ (град), где λ — длина волны, на которой излучаются электромагнитные импульсы. При малом значении $\Delta\varphi_{0,5}$ обеспечивается высокое пространственное разрешение по азимуту (в направлении полета), которое несколько меняется в пределах полосы обзора радиолокатора (рис. 2.1).

Требуемый захват местности обеспечивается тем, что ширина диаграммы направленности по углу места значительно больше, чем по азимуту, и на уровне -3 дБ равна $\sim 42^\circ$. Форма диаграммы направленности в вертикальной плоскости выбрана таким образом, чтобы скомпенсировать различие в интенсивности сигналов, обусловленное разным удалением участков поверхности от антенны. Так как зондирующий импульс достигает разноудаленных участков в разные моменты времени, длительность принятого антенной отраженного импульса существенно возрастает. Форма огибающей отраженного импульса определяется профилем удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) вдоль полосы пересечения подстилающей поверхности плоскостью диаграммы направленности антенны (рис. 2.1). Некогерентное (без учета фазы) накопление ряда последовательных импульсов, отраженных практически от одной и той же части поверхности, позволяет сгладить случайные флуктуации сигнала, из сглаженной огибающей вырезается та ее часть, которая соответствует заданной полосе обзора. Этот отрезок огибающей представляет собой строку формируемого РЛ-изображения [10].

Диапазон углов падения θ , в котором производится РЛ-наблюдение поверхности с ИСЗ типа «Космос-1500», составляет $21-47^\circ$, сдвиг начала полосы обзора относительно проекции орбиты спутника ~ 250 км [5, 10]. Это расстояние зависит от высоты полета спутника и может быть скорректировано путем регулирования времени начальной задержки [10].

РЛС БО излучает импульсы длительностью 3 мкс на частоте $\nu = 9510$ МГц (длина волны $\lambda = 3,15$ см). Поляризация сигналов при передаче и при приеме — вертикальная. Мощность излучения в импульсе 100 кВт.

Разрешение по дальности определяется длительностью зондирующего импульса и составляет в среднем $\sim 0,8$ км при передаче РЛ-информации по дециметровому каналу ($\nu = 466$ МГц). Если используется метровая ($\nu \sim 137$ МГц) линия связи со спутником, то разрешение по дальности ухудшается примерно в $3-3,5$ раза.

Таким образом, формирование РЛ-изображения в направлении полета происходит вследствие поступательного движения носителя. Развертка по дальности осуществляется при этом за счет различия в расстояниях до участков поверхности в пределах

полосы обзора (разного времени прихода отраженных РЛ-сигналов).

Прием спутниковой информации ведется по дециметровому каналу главным и региональными центрами приема и обработки данных, которые оснащены специальной аппаратурой, предназначенной для приема и регистрации информации, поступающей как в режиме запоминания (ЗИ), так и в режиме непосредственной передачи (НП). Значительно более многочисленные автономные пункты

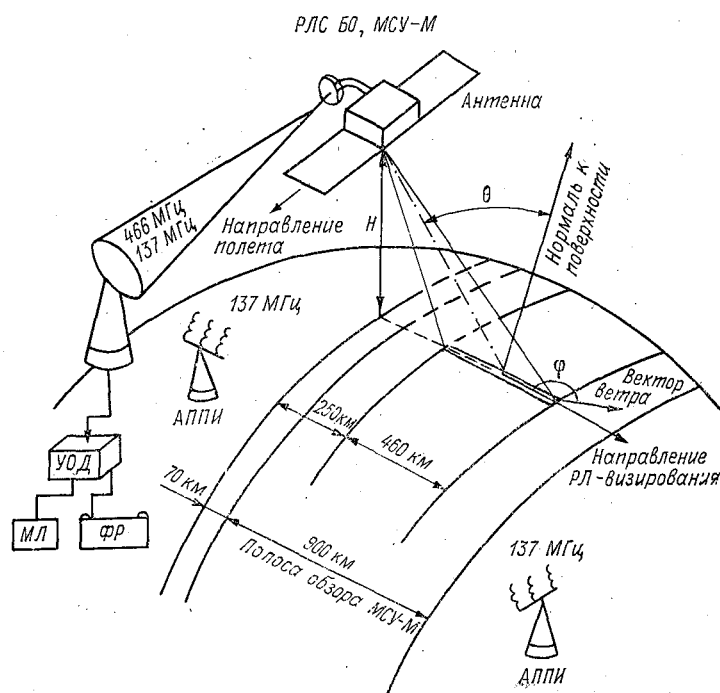


Рис. 2.1. Геометрия зондирования земной поверхности с ИСЗ и наземные системы приема и регистрации данных. УОД — устройство обработки данных; ФР — фоторегистрирующее устройство; МЛ — магнитная лента.

приема информации (АППИ) осуществляют прием и регистрацию спутниковых данных в режиме НП на частоте 137 МГц.

По каналам связи транслируется не исходная, а предварительно обработанная на борту спутника РЛ-информация. Эта обработка включает:

- коррекцию по дальности стробированных сигналов для сведения к минимуму геометрических искажений изображения;

- снижение уровня дисперсии флуктуации шумов для повышения отношения сигнал/шум и, следовательно, для улучшения качества изображения;

- формирование строчной структуры изображения, аналогичной используемой для передачи изображений в видимом и ИК-участках спектра.

Принимаемая информация обычно регистрируется фототелеграфным аппаратом (ФТА) с барабанной разверткой и записью РЛ-изображения на фотоноситель. Комплекс приемной аппаратуры может иметь в своем составе устройство для записи изображения на магнитную ленту (МЛ) (рис. 2.1).

Чтобы облегчить дешифрирование и обеспечить возможность количественной обработки РЛ-информации, применяется непрерывная калибровка потенциала РЛС БО. Калибровка обеспечивается введением в приемный тракт части мощности передатчика через линию задержки. Калибровочный

Таблица 1

Расстановка по строке стробирующих импульсов информационного сигнала РЛС (для начальной задержки 4446 мкс)

	Номер строба						
	1	44	110	208	318	440	570
Задержка, мкс	4446	4544	4704	4994	5374	5819	6380
Расстояние от начала полосы обзора РЛС БО, мм*	0,00	5,44	13,61	25,73	39,32	54,41	70,5
Время от начала формирования строки, мкс	0	98	258	548	928	1373	1934
Число стробов на ступеньке	44	66	98	110	122	130	
Время формирования ступеньки, мкс	98	160	290	380	445	561	
Продолжительность одного строба, мкс	2,23	2,42	2,96	3,27	3,65	4,32	

* В автономном режиме ширина РЛ-изображений с ИСЗ «Космос-1766», «Океан» и «Океан-2», принятых ФТА «Изотоп» составляет $\sim 70,5$ мм, в режиме «совмещенный кадр» — в два раза меньше.

сигнал представляет собой располагающуюся в левой части РЛ-изображения вертикальную полосу со ступенчатым изменением яркости [10, 11].

Рассмотрим кратко процедуру обработки РЛ-сигналов на борту спутника [10, 11]. Отраженные от неоднородностей подстилающей поверхности сигналы после усиления и детектирования в приемнике подаются на вход блока обработки сигнала (БОС), где производится их накопление и формирование информационных строк. Строка состоит из 570 элементов изображения, образуемых строб-импульсами определенной, но различной длительности. Каждый элемент характеризуется своим временем задержки, которое равно удвоенному расстоянию до соответствующего участка поверхности, деленному на скорость распространения электромагнитных волн.

Накопление сигнала производится в каждом строке (для каждого элемента изображения). Для накопления поступают сигналы с одинаковой задержкой, которая отсчитывается от моментов посылок зондирующих импульсов. Время задержки пропорционально наклонной дальности, а не расстоянию участков подстилающей поверхности от подспутниковой точки. Поэтому, если бы длительность стробирующих импульсов оставалась одной и той же для всех элементов, то масштаб РЛ-изображения после регистрации на ФТА существенно бы менялся. Чтобы уменьшить изменение масштаба, длительность строб-импульсов в БОС ступенчато возрастает от начала информационной строки к ее концу (табл. 1). Сформированная таким образом строка передается по радиоканалам с постоянной скоростью.

При изменении высоты полета спутника над районом съемки возникает необходимость в корректировке положения полосы обзора радиолокатора относительно проекции орбиты спутника, чтобы стабилизировать угловое положение ближней границы полосы обзора $\theta_0 = 21,5^\circ$ (рис. 2.1). Это осуществляется изменением значения начальной

задержки t_0 (задержки первого строка) от 4446 до 5110 мкс дискретно с шагом ~ 44 мкс. Продолжительность стробов в пределах каждой из 6 ступенек сохраняется при этом постоянной.

Зная высоту полета спутника H и начальную задержку t_0 , можно рассчитать наклонную дальность до любого интересующего нас участка РЛ-изображения. Результаты таких расчетов для ряда значений H и t_0 приведены в [4].

Из расчетных данных следует, что при $H = \text{const}$ увеличение t_0 приводит к сужению полосы обзора и удалению ее от проекции орбиты спутника. При $t_0 = \text{const}$ увеличение H сопровождается расширением полосы обзора и приближением ее к проекции орбиты. Поэтому при географической привязке РЛ-изображений необходимо учитывать как высоту полета спутника, так и начальную задержку. Управление начальной задержкой осуществляется по командам с Земли на основании прогнозируемой высоты ИСЗ над исследуемым районом.

Проекция РЛ-изображения по строке будет наиболее близка равнопромежуточной при вполне определенных сочетаниях высот и задержек. В этих случаях возможно простое проектирование снимка на бланковую карту или изготовление увеличенных отпечатков в масштабе карты. Наибольшее изменение масштаба имеет место в пределах первой ступеньки (строки 1—44), занимающей на изображении в режиме «совмещенный кадр» 5,4 мм. Поэтому можно рекомендовать по возможности исключать из обработки эту полосу [10].

Важной операцией, осуществляемой на борту спутника устройством ВАРУ (временной автоматической регулировки усиления), является изменение усиления вдоль строки по линейному закону, что позволяет частично скомпенсировать уменьшение уровня рассеянных РЛ-сигналов с увеличением угла θ (см. раздел 3) и получить в среднем равномерное по яркости РЛ-изображение. Предусмотрены три режима ВАРУ: основной (рост усиления в 1,7 раза), К1 (в 4, 5 раза) и К2 (в 6,8 раза).

3. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ПОВЕРХНОСТИ АКВАТОРИЙ

Электромагнитные волны, падающие на подстилающую поверхность, отражаются не только

зеркально, но и рассеиваются по всем направлениям, в частности в обратном направлении на РЛС.

Вариации интенсивности рассеянного назад РЛ-сигнала и служат источником информации о свойствах подстилающей поверхности.

Основным параметром, характеризующим свойства поверхности и не зависящим от характеристик РЛС и расстояния до нее, является удельная (т. е. приходящаяся на единицу площади поверхности) эффективная площадь рассеяния (УЭПР)

$$\sigma^0 = (\Phi/\Phi_0) \cos \theta,$$

где Φ — плотность потока энергии электромагнитной волны, отраженной в сторону РЛС; Φ_0 — плотность потока при условии, что она равномерно рассеивается по сфере.

УЭПР зависит от длины волны и поляризации излучаемых и принимаемых РЛ-сигналов, угла зондирования, диэлектрических характеристик рассеивающей среды и шероховатости (геометрической структуры) поверхности. Расчеты УЭПР реальных поверхностей сложны и выполняются при целом ряде допущений. Поэтому широкое распространение получили эмпирические модели. Значения σ^0 могут быть найдены по измеренной интенсивности рассеянных сигналов. Зная эмпирические связи σ^0 с характеристиками морских льдов и волнения, можно определить последние.

Поскольку настоящие рекомендации предназначены для оперативного анализа РЛ-видеоинформации, последующее рассмотрение связей УЭПР с параметрами подстилающей поверхности носит преимущественно качественный характер.

3.1. Морская поверхность

При дешифрировании морских льдов необходимо представлять, насколько изменчивы характеристики фона — водной поверхности.

Диэлектрические характеристики морской воды на $\lambda = 3$ см таковы [12], что вызывают сильное поглощение электромагнитного излучения: глубина проникновения L^* не превышает нескольких десятых долей миллиметра. РЛ-сигнал рассеивается, таким образом, непосредственно поверхностью.

Значения УЭПР морской поверхности меняются в широких пределах, что отображается в изменении яркости РЛ-изображения от черного до белого. Рост УЭПР сопровождается увеличением яркости.

Из результатов теоретических и экспериментальных работ следует, что рассеяние электромагнитных волн СВЧ-диапазона водной поверхностью носит избирательный (резонансный) характер [15, 21]. Главный вклад в интенсивность рассеянного сигнала (в значение σ^0) вносят составляющие волнения, имеющие длину $\Lambda = \lambda / (2 \sin \theta)$, т. е. гравитационно-капиллярные волны (рябь). Для спутниковой РЛС БО $\Lambda = 2,2 \dots 4,6$ см.

В штилевых условиях электромагнитные волны отражаются зеркально, рассеяние назад отсутствует. Соответствующие участки на РЛ-изображении (позитивном) имеют темный тон.

Под действием ветра на поверхности воды появляются волны. Рябь возникает почти мгновенно после начала действия или изменения ветра. Спектральная плотность волн ряби, или, иными словами,

* Глубина проникновения электромагнитной волны равна толщине слоя, при прохождении которого интенсивность излучения уменьшается в e раз.

количество элементарных рассеивателей в пределах элемента разрешения спутниковой РЛС БО, растет со скоростью ветра. Эта обусловлено несколькими процессами: прямой генерацией волн ряби, нелинейными взаимодействиями между различными составляющими волнения, микромасштабным разрушением волн, обрушением крупных волн. Относительный вклад каждого из этих процессов меняется со скоростью ветра, а также зависит от стратификации пограничного слоя атмосферы и температуры воды. Согласно визуальным наблюдениям, поверхностная тонкая структура, порождаемая этими процессами,

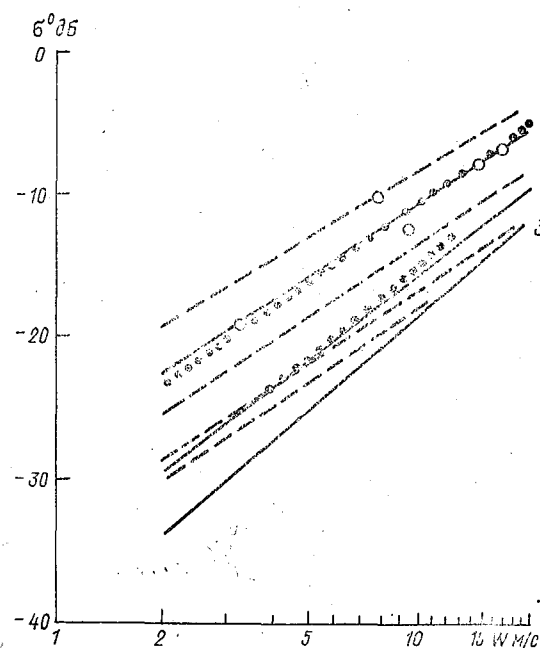


Рис. 3.1. Зависимость удельной эффективной площади обратного рассеяния морской поверхности от скорости ветра на высоте 19,5 м. Зондирование на $\lambda = 3$ см на вертикальной поляризации в направлении навстречу ветру [15, 30].

1) $\theta = 30^\circ$; 2) $\theta = 40^\circ$; 3) $\theta = 50^\circ$.

распределена по площади не равномерно, а пятнами. С увеличением скорости ветра W одновременно растут размеры и плотность пятен, а также интенсивность поверхностной тонкой структуры в каждом пятне. Следствием этого и является увеличение спектральной плотности волн ряби, рост σ^0 , а значит, и яркости РЛ-изображения.

Связь между σ^0 и W носит степенной характер:

$$\sigma^0(\theta, \varphi) = G(\theta, \varphi) W^{H(\theta, \varphi)},$$

причем коэффициент G уменьшается с θ , а показатель степени H растет.

При постоянной скорости ветра УЭПР изменяется на несколько децибел в зависимости от угла φ между плоскостью распространения РЛ-сигналов и вектором ветра (рис. 2.1). Максимум достигается при зондировании навстречу ветру ($\varphi = 180^\circ$), а минимум — когда РЛ-сигналы распространяются перпендикулярно направлению ветра ($\varphi = 90$ и 270°). Модельная функция, аппроксимирующая азимутальную зависимость, имеет вид $\sigma^0 = A + B \cos \varphi + C \cos(2\varphi)$. Графики (рис. 3.1 и 3.2), построенные по экспериментальным данным [15, 30], иллюстрируют указанные зависимости.

Если, как обычно принято, выразить эмпирическую связь между σ^0 и W в логарифмическом виде, то

$$\sigma^0(\theta, \varphi) = 10[G(\theta, \varphi) + H(\theta, \varphi) \lg W].$$

В табл. 2 приведены значения G и H для $\nu = 10$ ГГц ($\lambda = 3$ см) и вертикальной поляризации, полученные в результате обработки данных самолетного эксперимента [30].

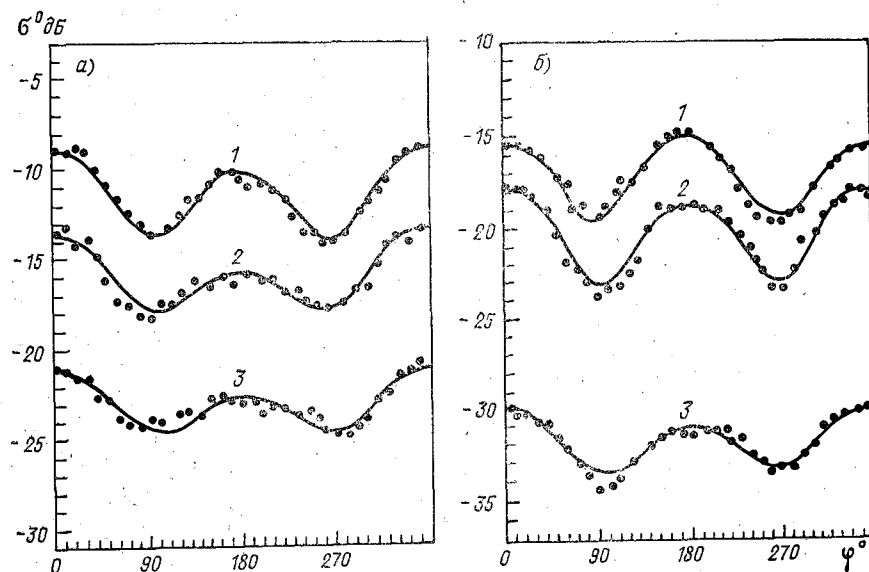


Рис. 3.2. Зависимость σ^0 от угла между плоскостью радиолокационного зондирования и направлением, противоположным вектору ветра, по данным измерений на $\lambda = 3$ см на вертикальной поляризации под углом $\theta \approx 32^\circ$ (а) и $\theta \approx 52^\circ$ (б).

1) $W = 14,5$ м/с; 2) $W = 9,3$ м/с; 3) $W = 3,2$ м/с; кривые — аппроксимация экспериментальных значений по формуле $\sigma^0 = A + B \cos \varphi + C \cos (2\varphi)$.

Таблица 2
Коэффициенты G и H при различных значениях θ и φ

φ°	$\theta = 30^\circ$		$\theta = 40^\circ$		$\theta = 50^\circ$	
	G	H	G	H	G	H
180	-2,76	1,70	-3,53	1,98	-4,08	2,24
0	-3,01	1,79	-3,81	2,10	-4,33	2,49
90 и 270	-3,07	1,55	-3,81	1,69	-4,46	2,12

С помощью одной антенны, измеряя только УЭПР, невозможно определить и скорость ветра, и его направление. Поэтому при количественной обработке данных РЛ-зондирования направление ветра следует задать, опираясь, например, на поле давления и судовые наблюдения. В ряде случаев направление ветра можно определить по косвенным признакам: ветровым «теням», ориентации полос с различной яркостью на спутниковых РЛ-изображениях и «облачных улиц» — на видимых и др.

3.2. Морские льды

Морской лед представляет собой весьма динамичную среду. Имеется много видов льда с различной историей роста. При росте и разрушении льда условия на его поверхности постоянно меняются, что предопределяет разнообразие форм шероховатости, рельефа и внутренней структуры. Существенный вклад в это разнообразие вносят простран-

ственно-временные вариации толщины и состояния снежного покрова.

Комплексная диэлектрическая проницаемость морского льда, в отличие от воды, меняется в широких пределах, главным образом в зависимости от объема содержащегося в нем рассола V_p , а также от его температуры и структурных характеристик. При $t < -2^\circ\text{C}$ действительная часть диэлектрической проницаемости льда $\epsilon'_l \approx 3 \dots 3,5$ ($V_p =$

$\approx 0,5 \dots 5\%$) и растет примерно по линейному закону до 4,0—4,5 с увеличением V_p до 8—10%. Понижение температуры от $t = -2^\circ\text{C}$ сопровождается вначале резким, а затем более плавным уменьшением ϵ'_l .

Значения мнимой части диэлектрической проницаемости ϵ''_l по данным разных авторов варьируют в широких пределах — от 0,05 до 1, возрастая с увеличением V_p и повышением температуры. Согласно оценкам [25], только температурные вариации ϵ'_l могут вызвать изменение σ^0 однолетних льдов на ~ 3 дБ.

В молодых и однолетних льдах количество рассола, а следовательно, и поглощение РЛ-сигналов велики. В результате глубина проникновения электромагнитной волны в лед L не превышает $\sim \lambda/6$. Именно в силу этой причины УЭПР таких льдов определяется главным образом геометрическими характеристиками поверхности, которые, как уже отмечалось, во многом определяются районом и условиями формирования льда, а также зависят от влажности его поверхностного слоя, толщины и состояния (сухой или влажный) покрывающего его снежного покрова.

Диэлектрические характеристики снега зависят от его плотности и влажности w [23]. Для сухого снега $\epsilon'_s = 1 + 1,9 \rho$ ($\rho \leq 0,5$ г/см³). У сухого свежеснежного снега $\rho \approx 0,1$ г/см³, в дальнейшем плотность быстро возрастает до по крайней мере 0,33 г/см³. У сухого старого снега $\rho \approx 0,4 \dots 0,5$ г/см³.

Потери в снегу, определяемые значением ϵ_s'' , малы ($\epsilon_s \ll \epsilon_s''$). Поэтому сухой снег практически прозрачен для излучения с $\lambda = 3$ см; можно пренебречь и рассеянием РЛ-сигналов поверхностью снежного покрова. Однако в случае значительной толщины снега требуется учет рассеяния в его толще. Появление в снегу свободной воды приводит к очень резкому росту ϵ_s'' , а следовательно, и к уменьшению глубины проникновения. При объемной влажности $w = 2\%$ значения L составляют $\sim 3-6$ см, а при $w = 8\%$ снижаются до ~ 1 см. Уровень рас-

чивается, когда большая часть снега насыщена водой (рис. 3.3 в);

V стадия — завершение таяния. Снежный покров насыщается водой и быстро тает. Таяние льда (иногда прерываемое короткими циклами замерзания) до полного исчезновения (рис. 3.3 г).

Заметим, что приведенное выше деление на пять стадий в известном смысле условно: изменения свойств льда и снега происходят постоянно. На морях дальневосточного региона могут одновременно наблюдаться льды, находящиеся в различных

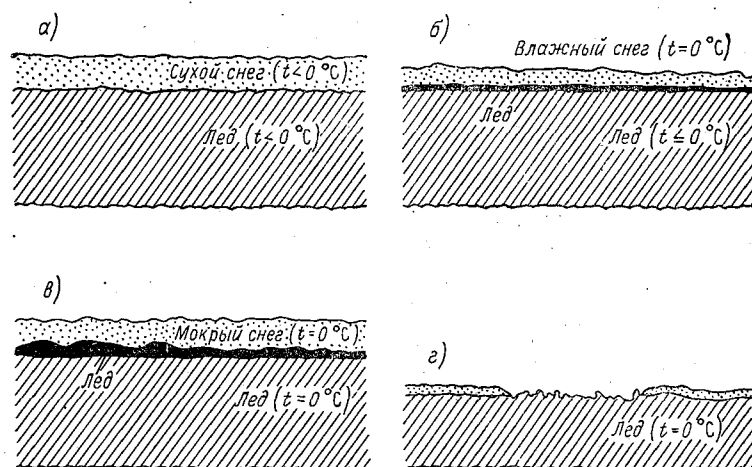


Рис. 3.3. Снего-ледовые условия, характеризующие стадии развития однолетнего льда.

сеянного сигнала в таких ситуациях в существенной степени определяется шероховатостью снежного покрова. Влияние рассеяния поверхностью льда снижается. При толщине слоя снега $\approx (2-3) L$ рассеяние поверхностью льда можно не учитывать.

Из-за ярко выраженной зависимости рассеивающих свойств ледяного и снежного покровов от истории роста и влажности поверхностного слоя в момент измерений РЛ-контрасты льда целесообразно рассматривать с учетом особенностей, присущих различным стадиям его развития (сезонам). При этом временные рамки сезона определяются прежде всего температурным режимом [28]:

I стадия — замерзание. Образование и рост молодого льда. Средняя температура воздуха ниже точки замерзания. Поверхность обычно бесснежная, иногда — с тонким слоем снега;

II стадия — зима. Сухая холодная поверхность льда обычно покрыта сухим снегом, температура поверхности $t < -5^\circ\text{C}$ (рис. 3.3 а [32]);

III стадия — переходная. Начинается таяние и рекристаллизация снега. Температура поднимается выше нуля по крайней мере в течение части дня. Стекающая вниз влага замерзает на холодной поверхности льда. Образующийся таким образом лед увеличивает шероховатость границы снег — лед. Стадия заканчивается, когда в снегу постоянно присутствует свободная вода (рис. 3.3 б);

IV стадия — начало таяния. В снегу постоянно присутствует свободная вода. У поверхности льда продолжается рост нового льда или формируется тонкий слой снежур. В толще снега возникают большие ледяные кристаллы. Средняя температура поверхности близка к точке таяния. Стадия закан-

чивается, когда большая часть снега насыщена водой (рис. 3.3 в);

Процесс льдообразования на поверхности начинается при незначительном (сотые доли градуса) переохлаждении воды*. Он возникает вокруг отдельных точек — ядер кристаллизации. Образующийся лед имеет форму мельчайших дисков, которые, срастаясь, превращаются в ледяные иглы длиной от 0,5—2 (при волнении) до 10 см (при спокойной поверхности), взвешенные в воде. На РЛ-снимках они не изображаются.

При спокойной поверхности моря количество игл быстро возрастает, и они образуют ледяное сало — скопление слабо соединенных игл или пластинок льда на поверхности воды в виде сплошного слоя серовато-свинцового цвета. При ветре и волнении ледяное сало сбивается в пятна и полосы, но может и совсем исчезнуть (растаять) вследствие перемешивания верхнего охлажденного слоя воды с нижним, более теплым.

На покрытой ледяным салом поверхности воды не образуется ряби (при слабом ветре), а при более сильном ветре волны приобретают характер зыби. На РЛ-снимках участки, покрытые ледяным салом, как и спокойная водная поверхность, отображаются темным тоном. На фоне взволнованной водной поверхности такие участки обнаруживаются по отрицательному РЛ-контрасту.

* При описании процессов образования, деформации и таяния морских льдов использованы материалы [2, 10].

Если на охлажденную воду выпадает значительное количество снега, то он не тает, а пропитывается водой и образует вязкую массу — снежуру. Содержание солей в снежуре заметно ниже, чем в морских льдах, и глубина проникновения СВЧ-излучения в такую среду увеличивается. Поэтому более длинные волны отражаются (рассеиваются) не только поверхностью, но и неровной границей снежура — морская вода, имеющей высокий диэлектрический контраст. В экспериментах по РЛ-зондированию на $\lambda = 25$ см от снежуры зарегистрирован сильный рассеянный сигнал — такой же, как и от сплоченных однолетних льдов. На $\lambda = 3$ см электромагнитная волна, по всей видимости, не проникает до воды и рассеянные сигналы обычно характеризуются более низким уровнем [24].

При волнении сало, снежура и внутриводный лед сбиваются в шугу — скопление пористых кусков белого цвета, достигающих нескольких сантиметров в поперечнике. Снежура и шуга под действием ветра могут образовывать упорядоченные полосы, вытянутые по направлению ветра. Большое количество неоднородностей на поверхности и пористая структура предопределяют сильное рассеяние электромагнитных волн сантиметрового диапазона.

При дальнейшем охлаждении ледяное сало смерзается, утолщается за счет нарастания с нижней поверхности и постепенно превращается в темный нилас (толщина $h \leq 5$ см), а затем и в светлый нилас ($h = 5 \dots 10$ см). Светлый нилас может образовываться непосредственно из снежуры и шуги при достаточной их толщине. Ниласовые льды представляют собой рыхлый пластичный, пропитанный водой лед, который при сжатии набухает, поверхность его влажная от рассола, без снега. Уровень рассеянных ниласом РЛ-сигналов во многом определяется состоянием поверхности (см. ниже) и баллом наслоенности.

Молодые льды подразделяются на серые ($h = 10 \dots 15$ см) и серо-белые ($h = 15 \dots 30$ см). На поверхности серого льда, обычно влажной от рассола, при отрицательных температурах появляются «солевые цветы», представляющие собой кристаллы инея высотой 3—4 см, пропитанные выкристаллизовавшимися с поверхности льда солями. На поверхности серого льда при обильном снегопаде поверх слоя рассола уже может удержаться сухой снег. Серо-белые льды на морях умеренных широт могут быть покрыты сравнительно толстым слоем снега.

Значения σ^0 молодых, а также ниласовых и тонких однолетних льдов меняются в широких пределах. Для объяснения высоких значений σ^0 предложен ряд механизмов [24]. Весьма вероятно, что заметный вклад в уровень рассеянного сигнала дают «солевые цветы». Возможно также, что рост σ^0 обусловлен образованием сильно рассеивающего слоя у верхней границы льда. Сменяющие друг друга процессы таяния и замерзания под влиянием поступающего снизу (через лед) потока тепла и из-за понижения температуры приводят к рекристаллизации снега и льда у границы, их разделяющей. Образовавшийся таким образом пористый слой может вызвать увеличение УЭПР за счет объемного рассеяния. При небольшой толщине льда снег может полностью растаять, рассеивающий слой может возникнуть при замерзании образовавшейся на поверхности смеси. Обнаружить

подобные особенности при визуальных наблюдениях с самолета и при анализе аэрофотоснимков не удастся. Для разработки методов дешифрирования льдов с указанными поверхностными структурами необходимо продолжить РЛ-измерения с самолетов и ледоколов, сочетая их по возможности с радиофизическими исследованиями образцов.

Из начальных видов льда на легкой волне, а также в результате разлома ниласа и серого льда в условиях большой зыби может образоваться блинчатый лед. Он состоит из пластин льда преимущественно круглой формы от ~ 20 см до 3 м в диаметре, толщиной до 10—15 см, с приподнятыми краями вследствие ударов льдин одна о другую. Основными рассеивателями являются края блинов.

С увеличением размеров и толщины блинчатого льда значения σ^0 быстро растут. Однако по достижении некоторого размера (примерно 0,5 м) эффективная площадь рассеяния начинает снижаться вследствие уменьшения плотности рассеивателей (краев). В связи со сказанным РЛ-контрасты блинчатого льда могут быстро меняться. В экспериментах, которые проводились в осенний период в прикромочной зоне к северу от Шпицбергена, показано, что коэффициент рассеяния блинчатого льда на $\nu = 10,4$ ГГц при $\theta = 50^\circ$ в максимуме такой же, как и от многолетнего льда, а при увеличении размеров «блинов» падает более чем вдвое [31].

По данным самолетной РЛС БО «Торос» поля серого льда, который образуется при смерзании блинчатого льда, характеризуются большей УЭПР по сравнению с серым льдом, сформировавшимся в результате спокойного намерзания из светлого ниласа. Еще ниже значения σ^0 серо-белого льда [4].

Однолетний тонкий — белый лед, толщина которого 30—70 см, обычно покрыт снегом. Поля белого льда, возникшего в сравнительно спокойных условиях, имеют размеры 5—10 км и угловатую форму, в более динамичных районах размеры полей 2—5 км, а их форма становится округлой. Разрешающая способность спутниковой РЛС БО позволяет обнаруживать отдельные поля белого льда на РЛ-изображениях и использовать их в качестве трассеров при оценке дрейфа льда. Коэффициент рассеяния у белых льдов такой же, как у серо-белых, и меньше [4].

В весенний период с увеличением инсоляции, а также под воздействием поступающих с океана теплых воздушных масс (что в ряде случаев сопровождается выпадением мокрого снега) в слое снега появляется свободная вода. Кроме того, сменяющие друг друга процессы таяния и замерзания приводят к метаморфизму снежного покрова и образованию в его толще кристаллов. В результате рассеивающие свойства морских льдов могут значительно измениться. (На видимых изображениях и при визуальных наблюдениях обнаружить эти процессы сложно.) Так, например, в марте — апреле существенно увеличиваются значения σ^0 молодых и тонких однолетних льдов, которые выносятся на юг вдоль побережья Сахалина к Курильским островам. На РЛ-изображениях такие льды на фоне слабо взволнованной (темной) водной поверхности выглядят светлыми, т. е. так же, как и на снимках, полученных в видимом диапазоне длин волн.

С увеличением угла падения θ значения σ^0 снежно-ледяных покровов снижаются. Крутизна зависимости $\sigma^0(\theta)$, которая определяется типом льда,

состоянием и шероховатостью его поверхности, меньше, чем для морской поверхности. Однако известно, что и для морской поверхности как сами значения σ^0 , так и характер их изменения с углом θ меняются в зависимости от характеристик ветра

скорости ветра на акватории Охотского моря. В центре циклона (1) ветры слабые, свободная ото льда морская поверхность отображается темным тоном, на фоне которого хорошо видна кромка ледяного покрова (2). К югу от центра циклона (3)

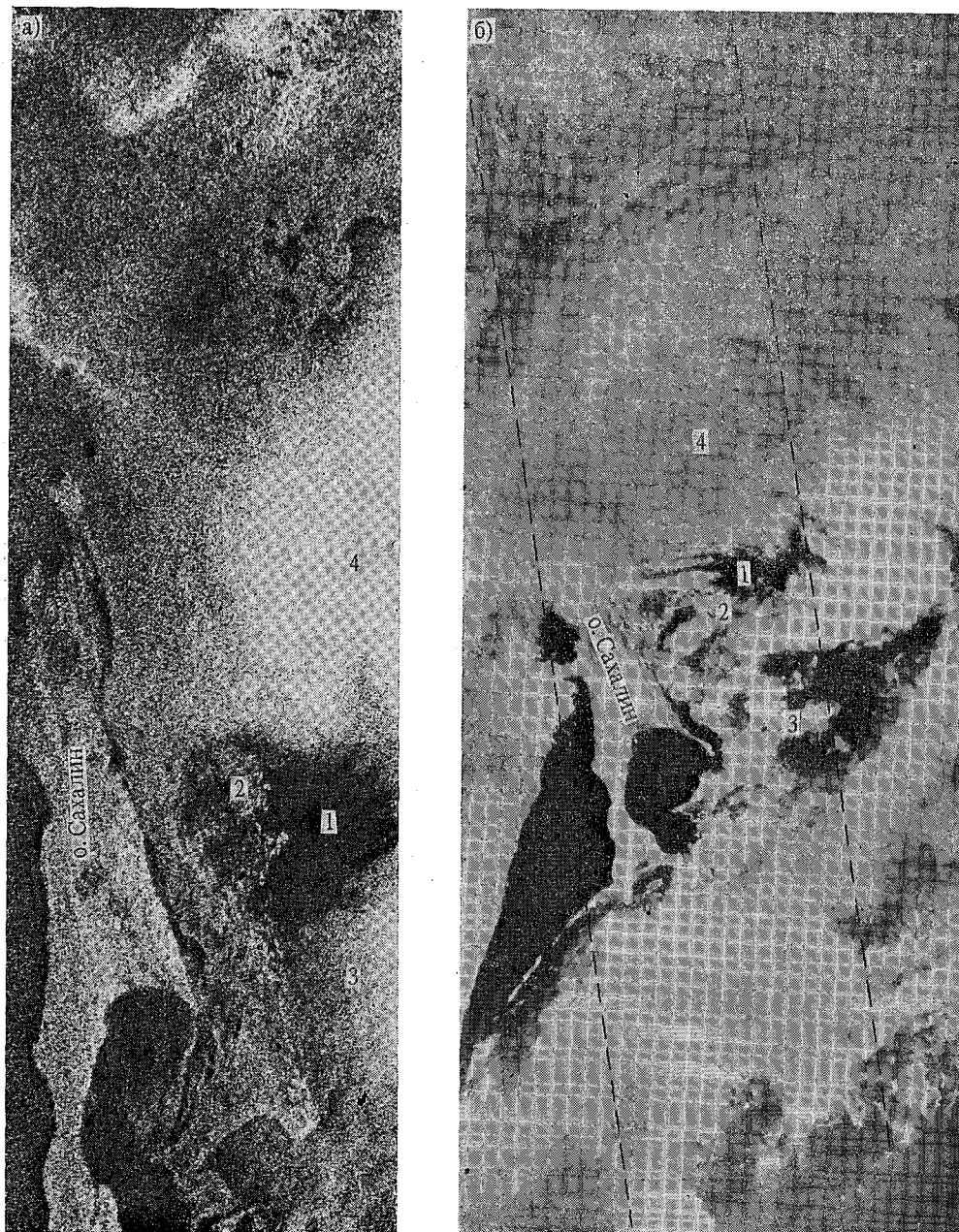


Рис. 3.4. Спутниковые изображения Охотского моря за 18 апреля 1987 г.
а — РЛ-изображение, ИСЗ «Космос-1766», 3 ч 58 мин; б — видимое изображение, ИСЗ «Метеор-30», 2 ч 05 мин.

и волнения. В результате РЛ-контрасты морских льдов на фоне водной поверхности могут быть положительными, отрицательными и близкими к нулю.

На рис. 3.4 приведено РЛ-изображение, охватывающее западные районы Охотского моря. Снимок получен 18 апреля 1987 г., т. е. в тот период, который следует отнести к IV стадии развития ледяного покрова, характеризующейся заметным повышением уровня рассеянного РЛ-сигнала. Во время РЛ-съемки над Охотским морем располагался обширный циклон с центром на $\sim 51^\circ$ ш., 146° в. д., что определяло неравномерное распределение

ветер сильнее, однако и здесь кромку можно провести уверенно по положительному РЛ-контрасту. К северу от центра циклона (4) ветры значительно сильнее, о чем свидетельствует ярко-белый тон изображения. Уровень РЛ-сигнала, рассеянного морской поверхностью, выше, чем ото льда, что и в данном случае позволяет определить положение кромки льда.

Оценку пространственного распределения льда и положения кромки по спутниковому изображению в видимом диапазоне (рис. 3.4 б) можно выполнить лишь для безоблачных участков.

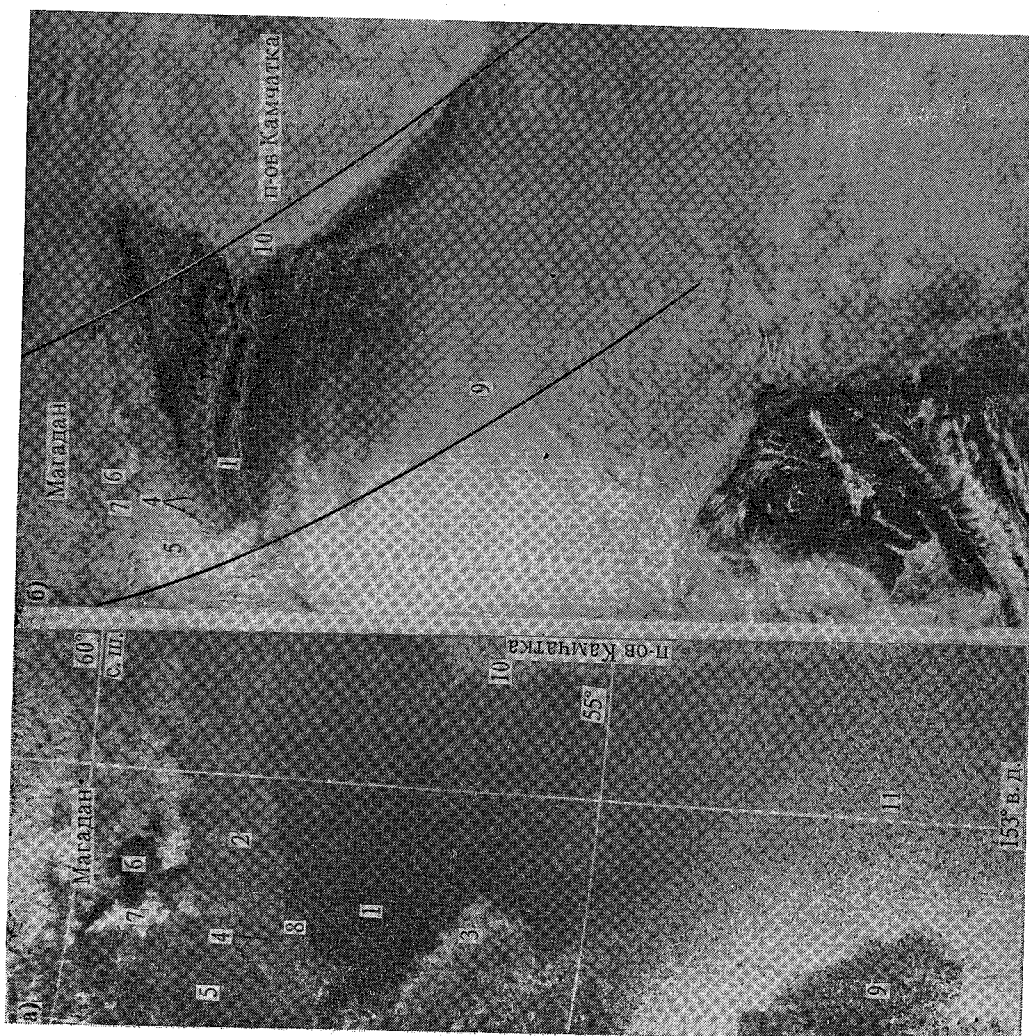
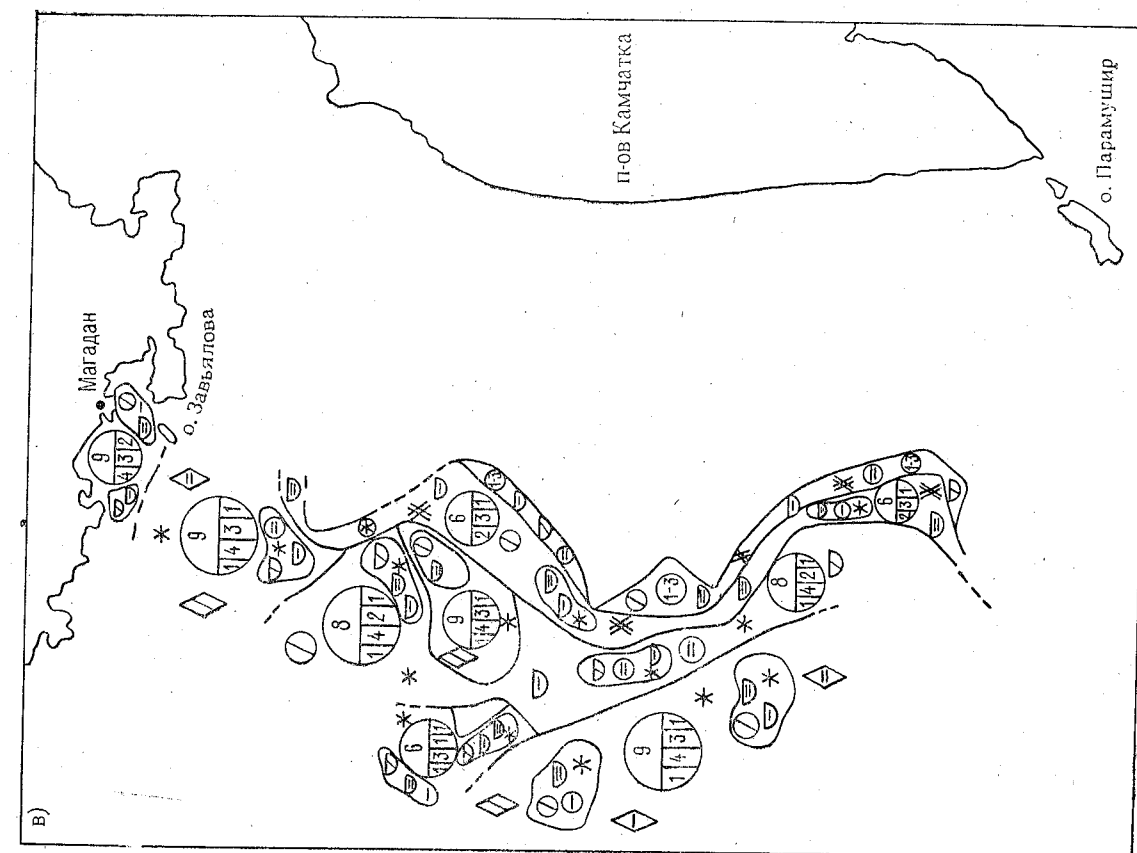


Рис. 3.5. Спутниковые изображения Охотского моря за 3 февраля 1988 г. (а, б) и карта ледовой авиаразведки за 2 февраля (в).
а — РЛ-изображение, ИСЗ «Космос-1766», 2 ч 05 мин; б — видимое изображение, ИСЗ «Метеор-30», 1 ч 45 мин.

Представление о ледовой обстановке в центральной части Охотского моря дают РЛ- и видимое изображения (рис. 3.5). На севере, где облачность незначительна, характеристики льда (положение кромки, сплоченность и др.) могут быть определены по видимому изображению. На РЛ-изображении темный тон области свидетельствует о слабых ветрах. Здесь ледяной покров выглядит ярче водной поверхности. По данным ледовой авиаразведки, выполненной в предшествующий день (рис. 3.5 в), в прикромочной зоне 2 наблюдались в основном серо-белые и серые льды сплоченностью 3—6 баллов. Более высокие значения σ^0 характерны для области 3, граничащей с открытой водой. Здесь отмечаются ледяная каша, мелкобитый и крупнобитый лед и нилас. Темные полосы 4, вытянутые в северо-восточном направлении, отмечают положение крупных трещин и разводий. Они заметны и на ТВ-изображении. По мере удаления от левого края полосы обзора (что сопровождается ростом угла падения θ) перепад яркости кромка льда — вода снижается. Данные авиаразведки здесь отсутствуют, но по ТВ-изображению видно, что сплоченность льда возрастает до 9 баллов. В области 5 — тонкие однолетние льды; значения σ^0 здесь ниже, чем от серых и серо-белых льдов прикромочной зоны. Еще меньше УЭПР льдов в части Тауйской губы 6, где по данным авиаразведки количество однолетних льдов возрастает до 4 баллов, а также отмечается серый и серо-белый лед, по-видимому, с гладкой поверхностью. Самые высокие значения σ^0 зарегистрированы с севера от о. Завьялова от

вытянутой в меридиональном направлении области 7 с изрезанными границами. На видимом изображении можно указать (и то ориентировочно) только восточную границу этой области. Возможно, большая яркость области 7 обусловлена наличием здесь блинчатого и сильно торошенного серого и серо-белого льда.

Граница льда (за исключением района к востоку от 153° в. д.) — неровная, с квазипериодическими мезомасштабными колебаниями, которые при слабом ветре, возможно, отражают меандрирование течений в данном районе моря. Характерный размер неоднородностей ~ 35 км в зоне 3 и ~ 55 — 60 км в зоне 8. Положение границы льда к северу от 55° с. ш. примерно соответствует положению 200-метровой изобаты.

Южнее области 1 определение положения кромки льда по видимому изображению становится невозможным из-за мощной фронтальной облачности циклона. Однако на РЛ-изображении лед дешифрируется уверенно, несмотря на заметный рост яркости водной поверхности из-за увеличения скорости юго-восточных ветров до 15 — 20 м/с. В результате ледяной покров в области 9, который, как и в областях 2 и 3, состоит преимущественно из серых и серо-белых льдов (рис. 3.5 в), выглядит заметно темнее фона. У западного побережья Камчатки (у дальнего края полосы обзора) по положительному РЛ-контрасту распознается полоса серых и серо-белых льдов 10. В нижней части (область 11) качество РЛ-изображения ухудшается из-за помех.

4. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ

Время и районы образования льда, процессы роста и исчезновения ледяного покрова в том или ином бассейне зависят от океанографических и метеорологических факторов. Для начала процесса кристаллизации необходимо прежде всего, чтобы температура поверхности воды была близка или ниже точки замерзания. Так как точка замерзания уменьшается с ростом солёности, то низкая солёность поверхностных вод будет способствовать более раннему образованию льда. Важным фактором является толщина слоя воды, охваченного конвекцией, так как замерзание воды может происходить, когда весь перемешанный слой охладится до значения, близкого к точке замерзания. Чем больше толщина этого слоя, тем позже начинается формирование льда. Необходимо учитывать и движение воды, поскольку сильные течения (в том числе и приливного происхождения) задерживают начало образования льда и способствуют уменьшению его концентрации. Поэтому в относительно замкнутых бассейнах со слабыми движениями воды процессы образования и развития льда идут интенсивнее. Требуют учета и другие факторы, например атмосферные условия, поток тепла, поступающий с более глубоких горизонтов воды, и др.

После образования ледяного покрова наряду с продолжающимся влиянием океанографических факторов (течения) усиливается воздействие атмо-

сферы, которое вызывает дрейф льда, изменение характеристик поверхности и потоков тепла при выпадении снега, таяние и рекристаллизацию снежного покрова и др.

Особенность дальневосточных морей в том, что процесс льдообразования в них происходит в течение всей зимы как внутри уже существующих ледяных массивов и в прикромочной зоне, так и в прибрежных районах, откуда сгонными ветрами и течениями ранее возникший лед выносится в другие районы.

Процесс прерывается или замедляется только в периоды влияния глубоких циклонов, которое сопровождается штормовыми ветрами, значительным выносом тепла и активным перемешиванием поверхностных слоев морской воды.

Зимой при ветрах, дующих в сторону открытого моря, в прикромочной зоне формируются длинные (1 — 10 км и больше) полосы плавучего льда шириной $\sim 0,1$ — 1 км. Длинные оси полос ориентированы примерно под прямым углом к ветру. Полосы дрейфуют быстрее, чем основной массив, и тают в более теплых водах. На спутниковых изображениях полосы прослеживаются на расстояниях до 50 — 100 км от кромки, расстояние между полосами меняется от ~ 6 до ~ 12 км. Размеры льдин в полосах 10 — 20 м, толщина льда 1 — 5 м. Полосы льда поглощают и отражают энергию волн. Образование

и дрейф ледяных полос являются эффективным механизмом, определяющим положение кромки льда, так как обеспечивают его быстрый экспорт из прикромочной зоны и таяние.

Другой интересной особенностью прикромочной зоны, обнаруженной на основе спутниковой информации, являются узкие концентрированные потоки плавучего льда в форме протуберанцев с циклоническими или антициклоническими завихрениями на конце, берущие начало от самой кромки льда и направленные поперек прикромочной зоны на расстояние до 100 км в сторону от открытого моря. Такие особенности существенно чаще

наблюдаются в весенний период, когда начинается таяние льда и взлом припая [17].

Межгодовая изменчивость ледовитости дальневосточных морей значительна и тесно связана с изменением крупномасштабной циркуляции атмосферы.

4.1. Охотское море

Для поверхностных вод Охотского моря характерна значительная горизонтальная изменчивость. Она формируется под воздействием стока холодных пресных вод с побережья и потока теплых соленых

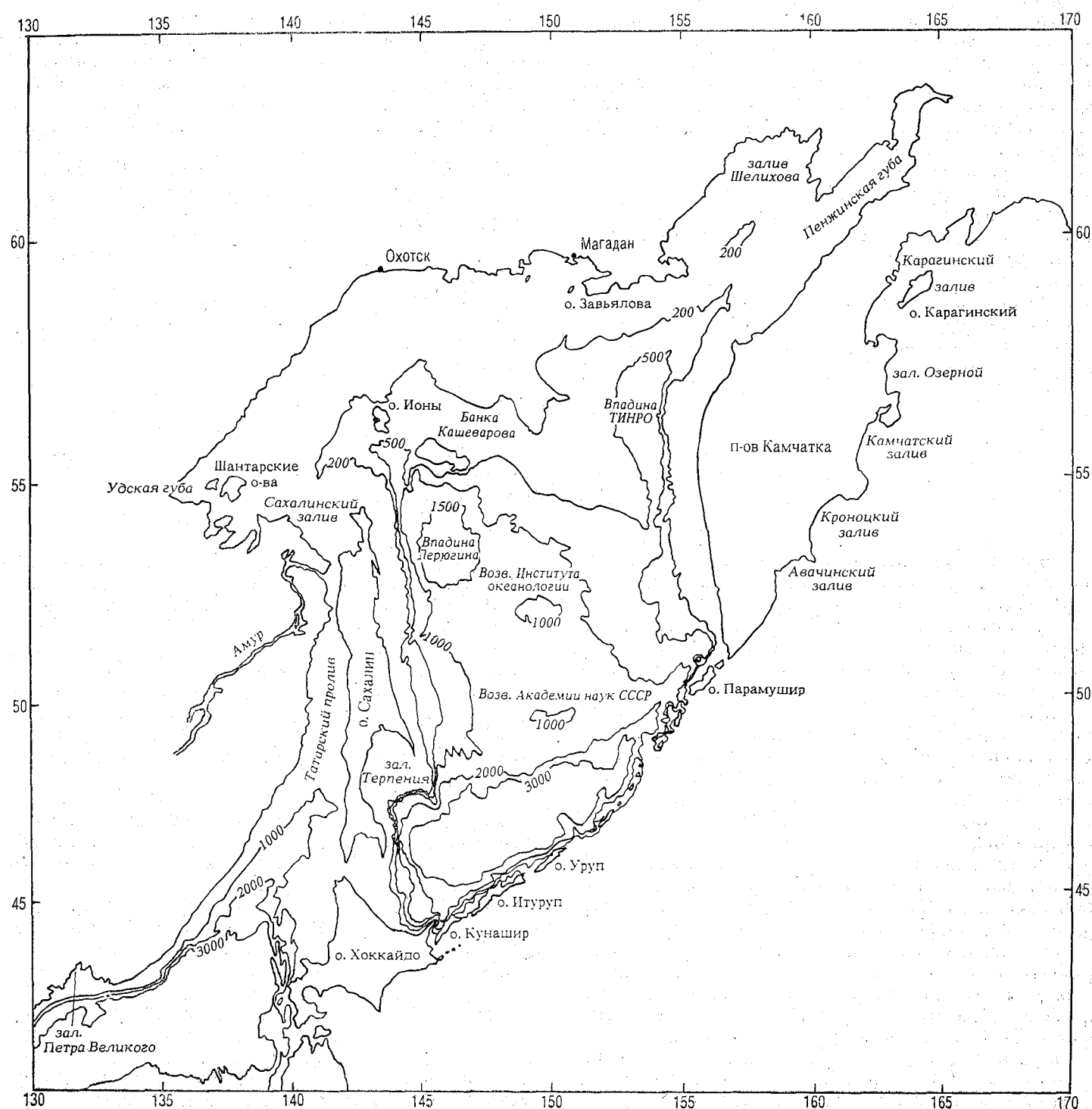


Рис. 4.1. Карта Охотского моря.

вод, поступающих из Тихого океана через Курильские проливы. Тихоокеанские воды по мере движения на север вдоль побережья Камчатки смешиваются с охотоморскими, охлаждаются и становятся менее солеными. Помимо основного циклонического круговорота воды, охватывающего все море, существуют замкнутые циркуляции меньших масштабов в зал. Шелихова, в Тугурском заливе, над банкой Кашеварова и в южной части моря [14]. Более детальная структура движения вод стала вырисовываться в последние годы, чему во многом способствовали спутниковые измерения. В частности, на спутниковых ИК (по полю температуры воды) и видимых (по полю битого льда) изображениях были выявлены многочисленные циклонические и антициклонические образования, имеющие часто спиралевидную и грибовидную форму [3, 7, 17]. По всей видимости, основной фактор, определяющий движение воды в Охотском море, — это топография дна (рис. 4.1).

Топография дна определяет также и районы, где начинается образование льда, поскольку в Охотском море конвекция охватывает всю водную толщу [8]. К главным батиметрическим особенностям моря относятся три относительно глубоких бассейна: Курильская котловина (глубина ~ 3000 м), впадина Дерюгина (глубина ~ 1300 м) и впадина ТИНРО (максимальная глубина ~ 990 м), и сравнительно мелководные (< 200 м) шельфовые области, которые занимают обширные пространства в северной части.

Раньше всего (примерно в середине ноября) лед образуется в зал. Шелихова, затем — в северо-западной части моря в районе Шантарских островов. Вслед за тем начинается образование льда вдоль северных и западных границ и, наконец, у побережья Камчатки. К началу января лед покрывает западную треть площади моря, оставшиеся две трети практически свободны ото льда. К концу января вдоль всех трех главных береговых линий (западной, северной и восточной) ледяной покров (хотя бы слабый) присутствует. В дальнейшем кромка льда перемещается к центру бассейна. Холодное сточное течение, идущее вдоль восточного берега Сахалина, выносит далеко на юг большие массы серо-белых и однолетних льдов, что нередко создает тяжелые затруднения для плавания в прол. Лаперуза и южных Курильских проливах даже для судов усиленного ледового класса. Через проливы Кунаширский, Екатерины, Фриза плавучие льды выносятся в Тихий океан, где постепенно тают. Площадь покрытия Охотского моря льдом достигает максимума в марте.

К характерным особенностям ледяного покрова моря следует отнести существование нескольких зон постоянного разрежения льда в открытых и прибрежных районах [6, 19]. Прибрежная полынья над северо-западной частью континентального шельфа появляется под действием сильных северо-западных ветров. В этом районе постоянно происходит формирование начальных и молодых льдов, которые в дальнейшем дрейфуют в юго-восточном направлении. В открытых районах моря области разрежения льда наблюдаются над банкой Кашеварова (площадь $S \approx 20 \dots 30$ тыс. км²), у восточного побережья Сахалина ($S \approx 30$ тыс. км²), западнее Камчатки над восточным склоном впадины ТИНРО ($S \approx 10$ тыс. км²) и в ряде других мест.

В центре зон разрежения в открытых районах моря обычно наблюдаются однолетние льды (тонкие и средней толщины) сплоченностью 1—3 балла, в среднем же вся зона окружена 9—10-балльным

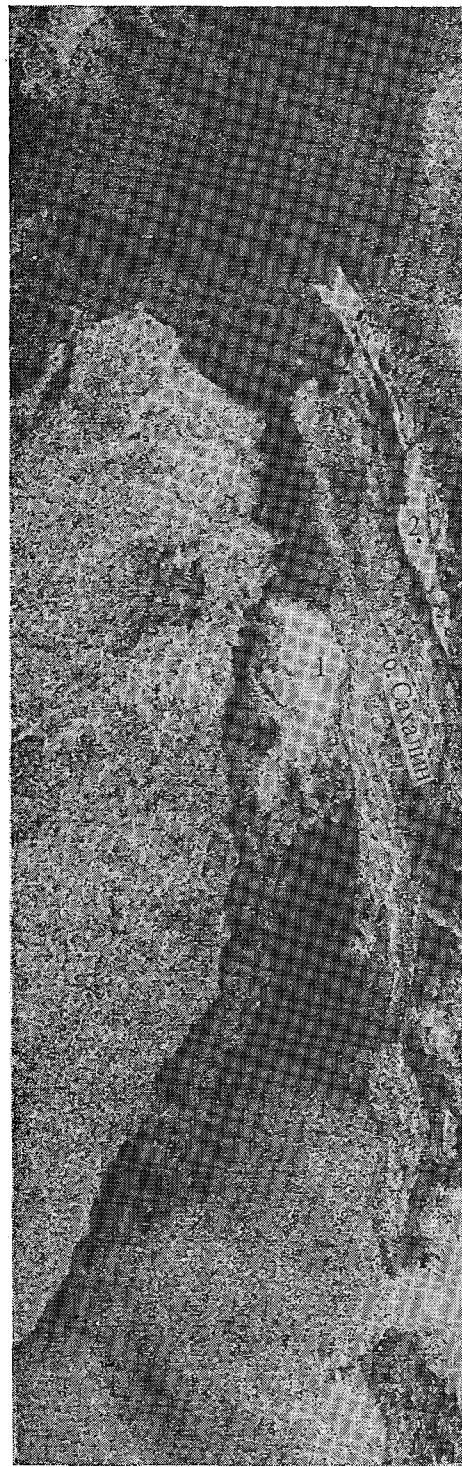


Рис. 4.2. РЛ-изображение ледяного покрова Японского моря и Татарского пролива за 9 ч 50 мин 4 марта 1987 г. («Космос-1766»).

льдом, в состав которого входит 5—7 баллов однолетнего льда [6]. Зоны разрежения и характер распределения в них льда хорошо распознаются на спутниковых видимых, ИК- и РЛ-изображениях.

Отступление кромки происходит в основном в той же последовательности, но в обратном по-

женность с Охотским морем и Тихим океаном, орографические факторы.

Map of the Bering Sea (БЕРИНГОВО МОРЕ) showing the Kamchatka Peninsula (п-ов Камчатка), Aleutian Islands (Алеутские острова), and Alaska Peninsula (п-ов Аляска). The map includes latitude and longitude lines, depth contours (200m), and labels for various geographical features like the Kamchatka Peninsula, Aleutian Islands, and Alaska Peninsula. It also shows the locations of the Kamchatka Peninsula, Aleutian Islands, and Alaska Peninsula.

нием из временной симметрии последовательностей роста и разрушения льда является более раннее, чем в других местах у побережья, исчезновение льда в Пенжинской губе. (По всей видимости, это обусловлено влиянием стока рек и приливами, которые достигают здесь большой интенсивности.) Асимметрия в ходе процессов проявляется и в том, что, в отличие от таяния, которое происходит монотонно, процесс роста льда иногда прерывается таянием, отступанием кромки. Основная причина короткопериодных вариаций положения кромки — глубокие циклоны, пересекающие Охотское море.

кого. По средним многолетним данным продолжительность периода со льдом в зал. Петра Великого 120—130 дней, в Татарском проливе — от 40—80 дней в южной части до 140—170 дней на севере. В центральных и южных районах моря льда не бывает. Общая ледовитость Японского моря даже в суровые зимы не превышает 8—10 %. В Татарском проливе в период максимального развития ледяной покров занимает до 70—80 %, а в зал. Петра Великого — до 80—95 % его площади.

Таяние льда начинается обычно в первой половине марта. Первыми очищаются ото льда открытые районы зал. Петра Великого и побережье Приморья. Кромка льда в Татарском проливе

Японское море, как и другие дальневосточные моря, находится под активным воздействием муссонной циркуляции, интенсивность которой зависит от характера взаимодействия сибирского антициклона и алеутского минимума. Наряду с этим на ледовую обстановку его отдельных частей существенное влияние оказывает значительная меридиональная протяженность моря, его сопря-

16

едленно отступает на север. Море полностью освобождается ото льда в апреле — начале июня.

В Японском море отмечаются все виды льдов — от начальных до однолетних. В начале зимы преобладают ниласовые и серые льды, в середине — серо-белые и белые, а весной после таяния тонких молодых льдов на поверхности моря остаются в основном серо-белые и белые льды. В течение зимы сплоченность льда на большей части Татарского пролива 9 баллов.

РЛ-изображение льдов на севере Японского моря иллюстрирует рис. 4.2. Сильно изрезанная кромка льда уверенно дешифрируется практически на всем ее протяжении, несмотря на значительные вариации яркости морской поверхности. Хорошо видна асимметрия в распределении ледяного покрова: вдоль побережья Приморья лед отмечается намного южнее, чем у побережья Сахалина. Тон изображения льдов в Татарском проливе меняется от темно-серого до ярко-белого. Высокие значения τ^0 от области 1 (а также от области 2 у восточного побережья Сахалина) обусловлены формированием сильно рассеивающего снежно-ледяного поверхностного слоя под влиянием циклического изменения температуры воздуха, влажности снега и, возможно, и других факторов.

4.3. Берингово море

Большая протяженность Берингова моря, при-зущие ему морфометрические и гидрологические особенности, влияние Тихого и Северного Ледовитого океанов обуславливают значительные различия в ледовом режиме его отдельных районов. На севере моря дрейфующий лед отмечается в течение 8—10 мес, а после очень суровых зим — и на протяжении всего лета, в то время как в южной части моря плавучие льды за весь период наблюдений не отмечались. Количество льда у побережья Камчатки значительно меньше, чем у берегов Аляски.

Основным фактором, определяющим распределение льда на поверхности моря, так же как и в Охотском море, но в значительно большей степени, является топография дна. Главная батиметрическая особенность моря состоит в наличии двух обширных, почти одинаковых по площади зон: шельфовой, расположенной на севере и северо-востоке, и абиссальной (с глубинами 1000 м и более) с ярко выраженным свалом глубин между ними, занимающих почти 90 % площади моря (рис. 4.3).

Образование льда начинается в мелководных, распресненных речным стоком прибрежных районах Анадырского залива, Берингова пролива и, вероятно, зал. Нортон. Появившиеся на переохлажденной поверхности моря ледяное сало, шуга, а при выпадении снега — снежура преобладающими северными ветрами выносятся на юг со средней скоростью 17—20 км/сут, а у берега вновь образуется лед. На ТВ-, ИК- и РЛ-изображениях в течение всей зимы у северных берегов моря, а также и о. Св. Лаврентия хорошо заметны полыньи и зоны тонких льдов.

При удалении от берега начальные формы льда смерзаются, возрастают толщина и размеры льда. Южная граница их распространения определяется положением термодинамического предела, за которым происходит таяние льда. По мере того как растаявшая вода охлаждает верхний слой моря,

кромка смещается к югу. Максимальное распространение льда по акватории моря обычно ограничивается 200-метровой изобатой.

Таким образом, в отличие от Охотского моря, где льдообразование происходит повсеместно, рост

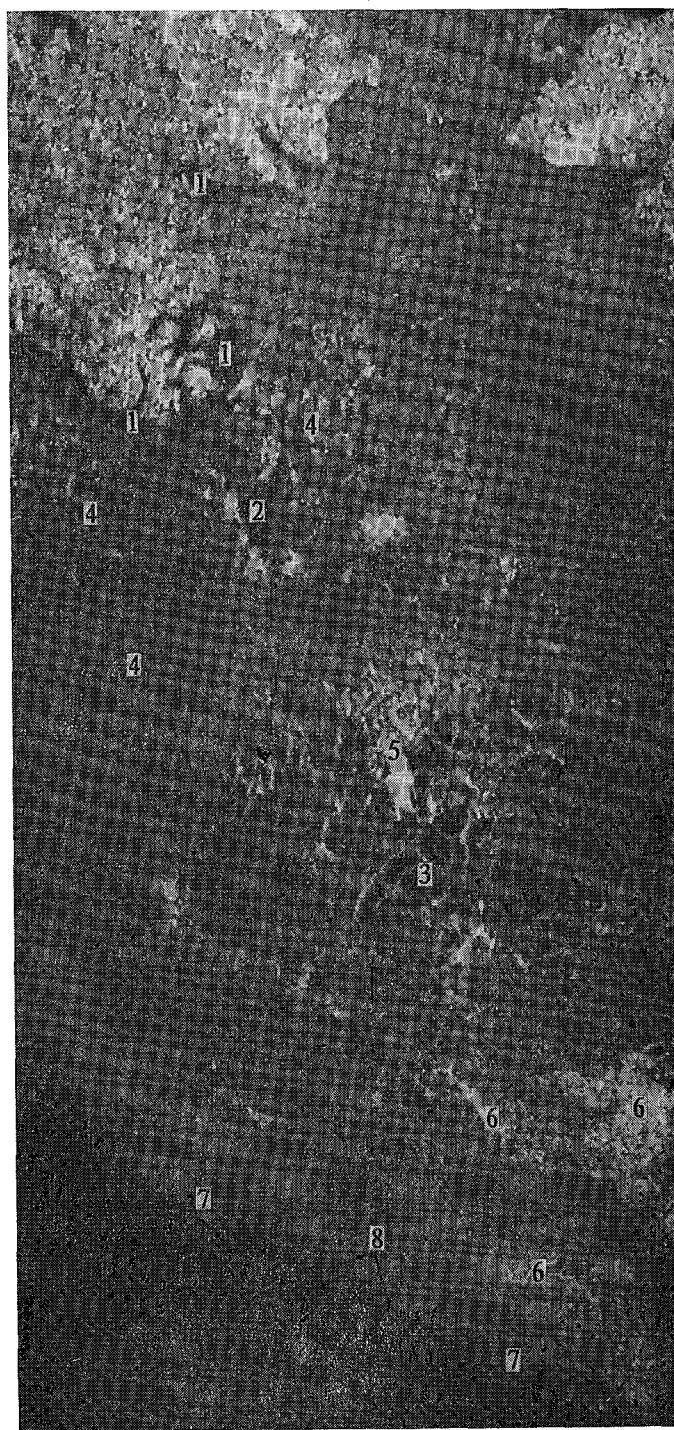


Рис. 4.4. Увеличенное РЛ-изображение ледяного покрова Берингова моря за 6 ч 10 мин 10 марта 1987 г. («Космос-1766»).

ледовитости Берингова моря обеспечивается за счет активного образования льда в северных районах и последующей транспортировки его на юг. Подобные процессы напоминают движение ленты конвейера.

В северо-восточной части моря при южных ветрах движение ленты конвейера может смениться на противоположное. В результате совместное действие течения и ветра вызывает дрейф льда из

Берингова моря в Чукотское. Такие условия наблюдаются более часто весной.

Обычно зимний ледяной покров простирается от Берингова пролива на юг примерно на 1000 км — до края континентального шельфа. Кромка льда проходит от Бристольского залива до южной части Анадырского залива (рис. 4.3). Межгодовая изменчивость положения на юге коррелирована с прохождением циклонов через этот район. Периоды повышенной штормовой активности характеризуются меньшей ледовитостью. В середине зимы кромка льда может сместиться на большие расстояния (~ 100 км) за короткие промежутки времени (~ 2 сут) — как реакция на сильные ветры.

Лед в Беринговом море не представляет собой сплошного ледяного массива, а состоит из ледяных полей, обломков и битого льда толщиной до 2 м (встречаются также небольшие по площади участки со льдом толщиной 5—10 м — следствие процессов наслоения и торошения). Согласно наледным наблюдениям однолетние льды Берингова моря разделяются на две группы: белые льды со средней толщиной $h \approx 0,6$ м и образовавшиеся в результате наслоения льды средней толщины $sh \approx 1,2$ м. Средняя толщина слоя снега на этих льдах 5—10 см. По мере продвижения к кромке ледяные поля белого льда уменьшаются в размерах, дробятся. Одновременно возрастает количество серого льда, окружающего эти поля. Снег на сером льде отсутствует. Поверхность льда покрыта слоем инея с очень высокой концентрацией рассола (до $\sim 260\%$).

Площадь, занимаемая льдами, увеличивается до марта—апреля, после чего возрастающая инсоляция, рост температуры воздуха и южные ветры способствуют его быстрому разрушению и смещению кромки льда на север. Прежде всего разрушение льда происходит в прибрежных районах, где он тает под влиянием стока рек и ветрами и течениями уносится в открытое море.

РЛ-изображение ледяного покрова центральной части Берингова моря в период, близкий к максимальной ледовитости, приведено на рис. 4.4. Минимальный уровень рассеянных РЛ-сигналов отмечается в нескольких зонах у побережья (1 — припай с гладкой поверхностью) и внутри ледяного покрова (2 — начальные виды льда). Темным тоном характеризуются и гигантские ледяные поля однолетних льдов тонких и средней толщины (они обозначены цифрой 3). Эти поля хорошо видны благодаря ярким ободкам вокруг них, что обусловлено высокими значениями σ^0 от находящихся там ниласовых и серых льдов. Яркость однолетних льдов в областях 4 несколько выше, чем у гигантских ледяных полей 3, что, по всей видимости, отражает различия в степени шероховатости поверхности. Значительные по площади зоны ниласовых и серых льдов 5 и 6 имеют такие же и более высокие значения σ^0 , чем у полей многолетнего льда в Чукотском море. Сплоченность ледяного покрова в пределах полосы обзора спутникового радиолокатора составляет в основном 9—10 баллов. В прикромочной зоне 7 она уменьшается до 3—6 баллов и ниже. Граница распространения льда на фоне спокойной морской поверхности 8 определяется уверенно.

5. ДЕШИФРИРОВАНИЕ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ МОРСКИХ ЛЬДОВ

Из анализа данных спутниковых и самолетных РЛ-измерений следует, что значения σ^0 начальных, молодых и однолетних льдов сильно изменчивы и простая связь между σ^0 и типом льда отсутствует. Поэтому при дешифрировании РЛ-изображений следует учитывать географическое положение, синоптические условия и состояние моря в исследуемом районе, местное время и сезон проведения измерений, направление облучения поверхности и диапазон изменения угла падения РЛ-сигналов в пределах рассматриваемого участка, степень сфокусированности антенны (резкость изображения), наличие помех, а также особенности обработки информации на борту спутника. Правильность дешифрирования РЛ-изображений возрастает при одновременном использовании спутниковых измерений в видимом и ИК-участках спектра, синоптических карт, в том числе и полученных за предшествующие сроки.

При обсуждении результатов зондирования морских льдов РЛС БО типа «Космос-1500» их оказалось целесообразным разделить на три группы. В первой группе объединены начальные виды льда и темный нилас. Эти льды на фоне морской поверхности, как правило, обнаруживаются по отрицательным РЛ-контрастам или вообще не обнаруживаются. В то же время участки, покрытые

шугой и снежурой, могут обладать положительным РЛ-контрастом — особенно при маловетреной погоде.

Для светлого ниласа и серых льдов (вторая группа) характерен очень широкий диапазон изменения уровня рассеянных РЛ-сигналов; что определяется степенью шероховатости их поверхности. При формировании этих льдов в спокойных условиях поверхность их гладкая и значения σ^0 обычно невелики. В противоположность этому блины из светлого ниласа и серого льда имеют большое количество неоднородностей сантиметрового размера и поэтому на РЛ-изображениях выглядят ярко.

Наконец, третью группу составляют серо-белые и однолетние льды. Зимой РЛ-контрасты этих льдов, как правило, невелики. Однако в весенний период, когда покрывающий их снежный покров становится влажным, значения σ^0 возрастают, что резко упрощает анализ ледовой обстановки по РЛ-изображениям.

5.1. Начальные виды льда и темный нилас

Начальные виды льда (сало, шуга, снежура) и темный нилас образуются на поверхности дальневосточных морей на протяжении всего холодного

периода у побережья, в прикромочной зоне, в полыньях и разводьях внутри ледяных массивов. Они меняют отражательные и излучательные характеристики морской поверхности, что позволяет их

ствует данным ледовой разведки. На РЛ-снимке эта граница выглядит изрезанной, что, вероятно, отражает локальные особенности образования льда и циркуляции воды.

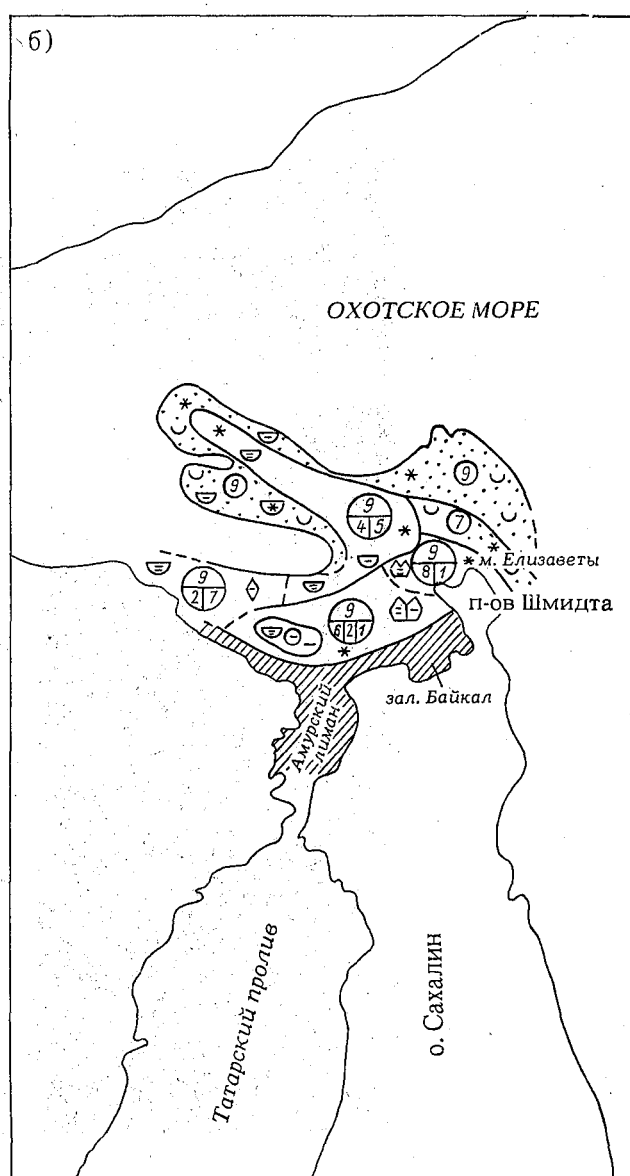
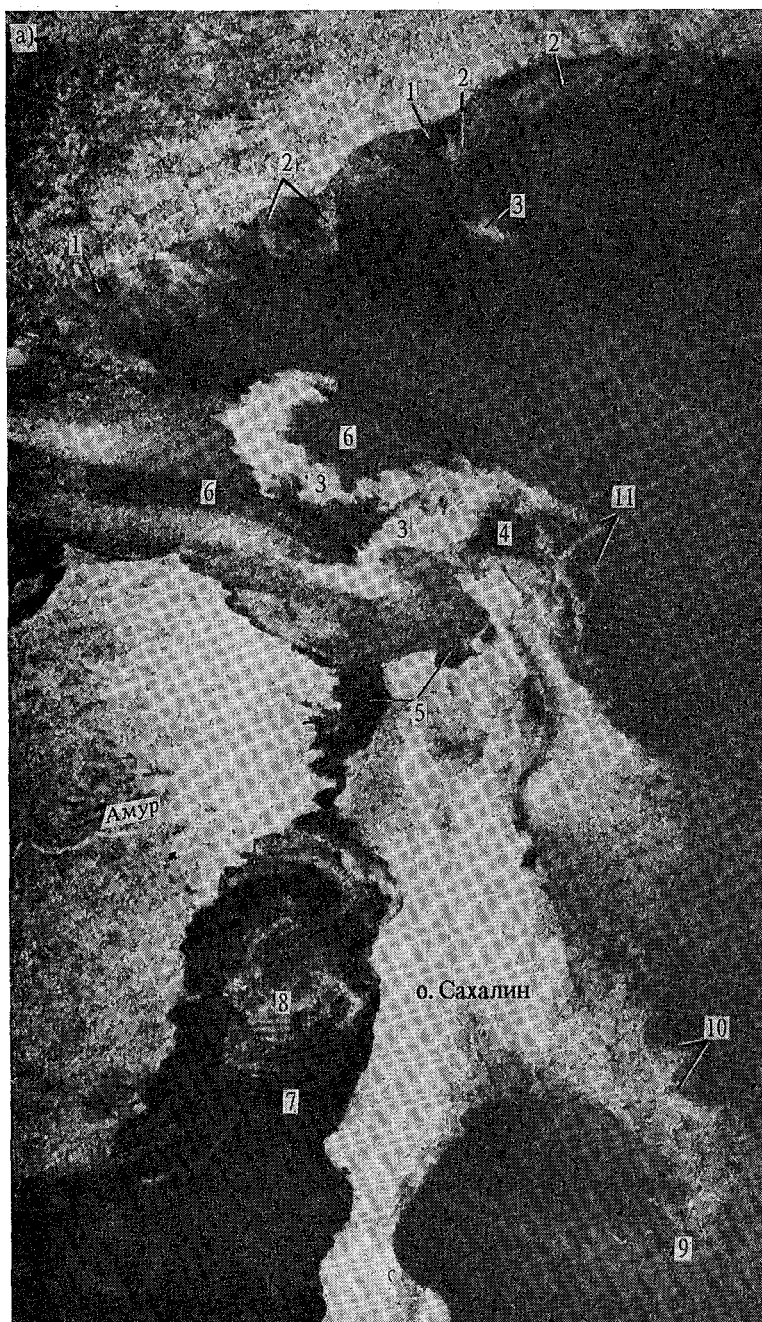


Рис. 5.1. РЛ-изображение северо-западной части Охотского моря и Татарского пролива в период становления ледяного покрова, полученное ИСЗ «Космос-1500» в 5 ч 45 мин (а), и карта ледовой авиаразведки (б) за 12 декабря 1985 г.

обнаруживать визуально с береговых пунктов, с судов и самолетов, а также при определенных условиях с помощью самолетных и спутниковых РЛС БО. На РЛ-изображениях участки, покрытые ледяным салом и темным ниласом, имеют, как и спокойная поверхность моря, темный тон. На фоне взволнованной поверхности, а также других типов льда они выделяются по отрицательным РЛ-контрастам.

На РЛ-изображении (рис. 5.1 а) у северо-западного побережья Охотского моря хорошо заметны зоны 1, где формируются начальные виды льда и нилас. Граница льда расположена на расстоянии ~ 20—30 км от берега, что примерно соответ-

ствует данным ледовой разведки. На РЛ-снимке эта граница выглядит изрезанной, что, вероятно, отражает локальные особенности образования льда и циркуляции воды.

В районах 2 бортнаблюдатели отмечают битые серые, ниласовые и блинчатые льды, которые сформировались в результате быстрого выхолаживания поверхностного слоя воды под действием низких (около -20°C) температур воздуха при слабых ветрах. Такая погода наблюдалась в рассматриваемом районе более недели, что, в частности, вызвало образование льда в открытом море (области 3).

Еще одна область 4, покрытая начальными видами льда, расположена к северу от м. Елизаветы. Таким же темным тоном отображается и припай однолетнего льда в Амурском лимане и в зал. Байкал 5. В областях 6 начальные виды

льда, по всей видимости, еще не сформировались (см. карту ледовой разведки, рис. 5.1 б). Более высокий уровень рассеянных РЛ-сигналов обусловлен здесь действием умеренных (5—8 м/с) ветров северо-западного направления. В то же время из-за отсутствия ветра не удается оконтурить районы с начальными видами льда в Татарском проливе (7),

так как тон изображения морской поверхности к югу от ледового вихря (8) тоже темный.

Рассмотрим РЛ-изображения, на которых зарегистрированы начальные виды льда у кромки льда в середине зимы. На фрагментах РЛ-изображений (рис. 5.2 а и б) в северной части Охотского моря выделяются темные полосы 1 и отдельные

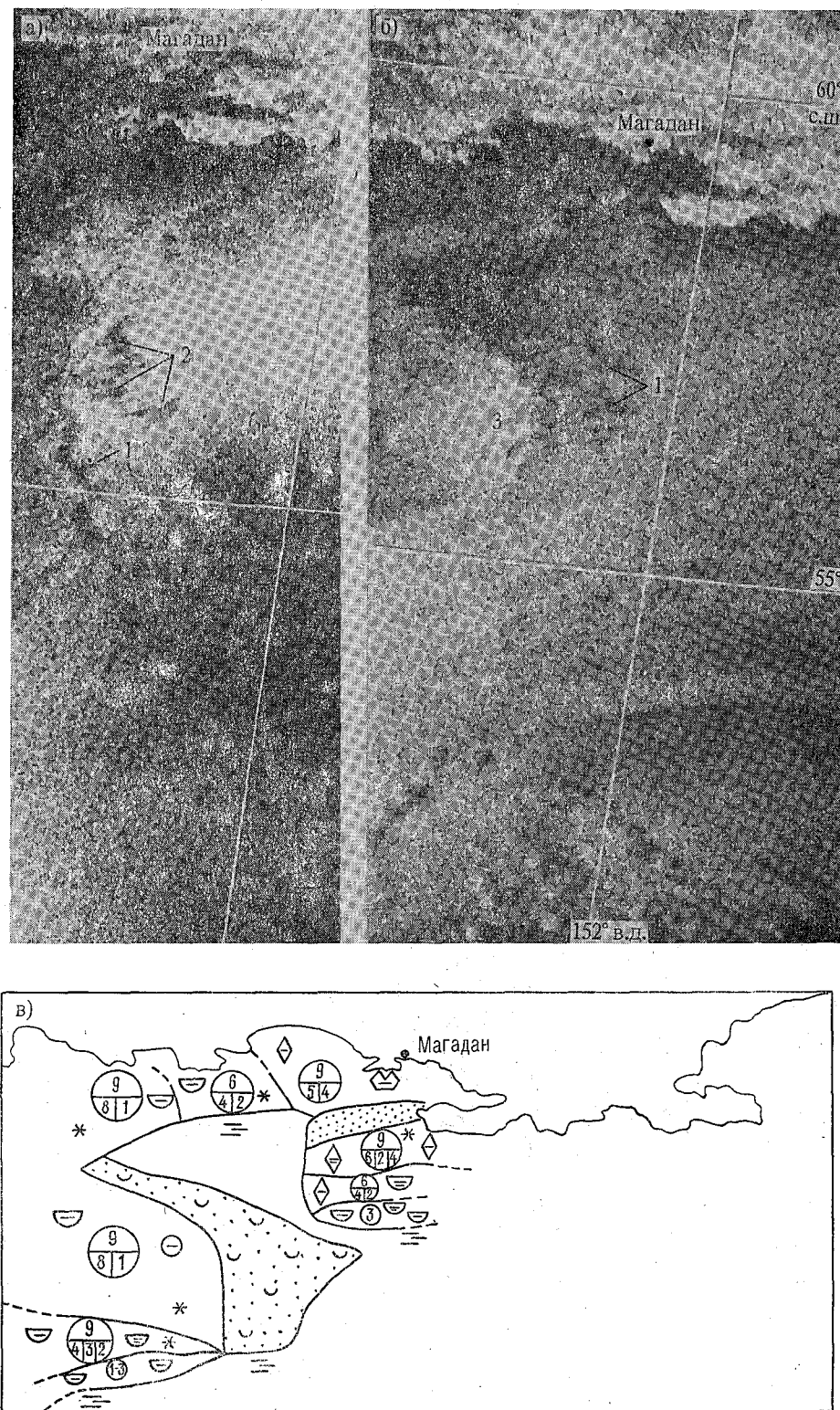


Рис. 5.2. РЛ-изображения прикромочной ледовой зоны северной части Охотского моря, полученные ИСЗ «Космос-1500» в 21 ч 40 мин 25 января (а) и в 0 ч 15 мин 6 января 1985 г. (б) и карта ледовой авиаразведки за 6 января (в).

темные пятна 2. По всей видимости, низкий уровень рассеянных РЛ-сигналов в этих областях обусловлен гашением волн ряби ледяным салом. Хорошей наблюдаемости участков с ледяным салом способствуют северо-восточные ветры ($W \approx 10 \dots 12$ м/с).

(рис. 5.2 б), полосе 1 соответствует положение кромки, состоящей из начальных видов льда. Западнее кромки на расстоянии $\sim 40\text{—}50$ км значения σ^0 резко возрастают. Это означает, что в зоне 3 количество элементарных неоднородностей санти-

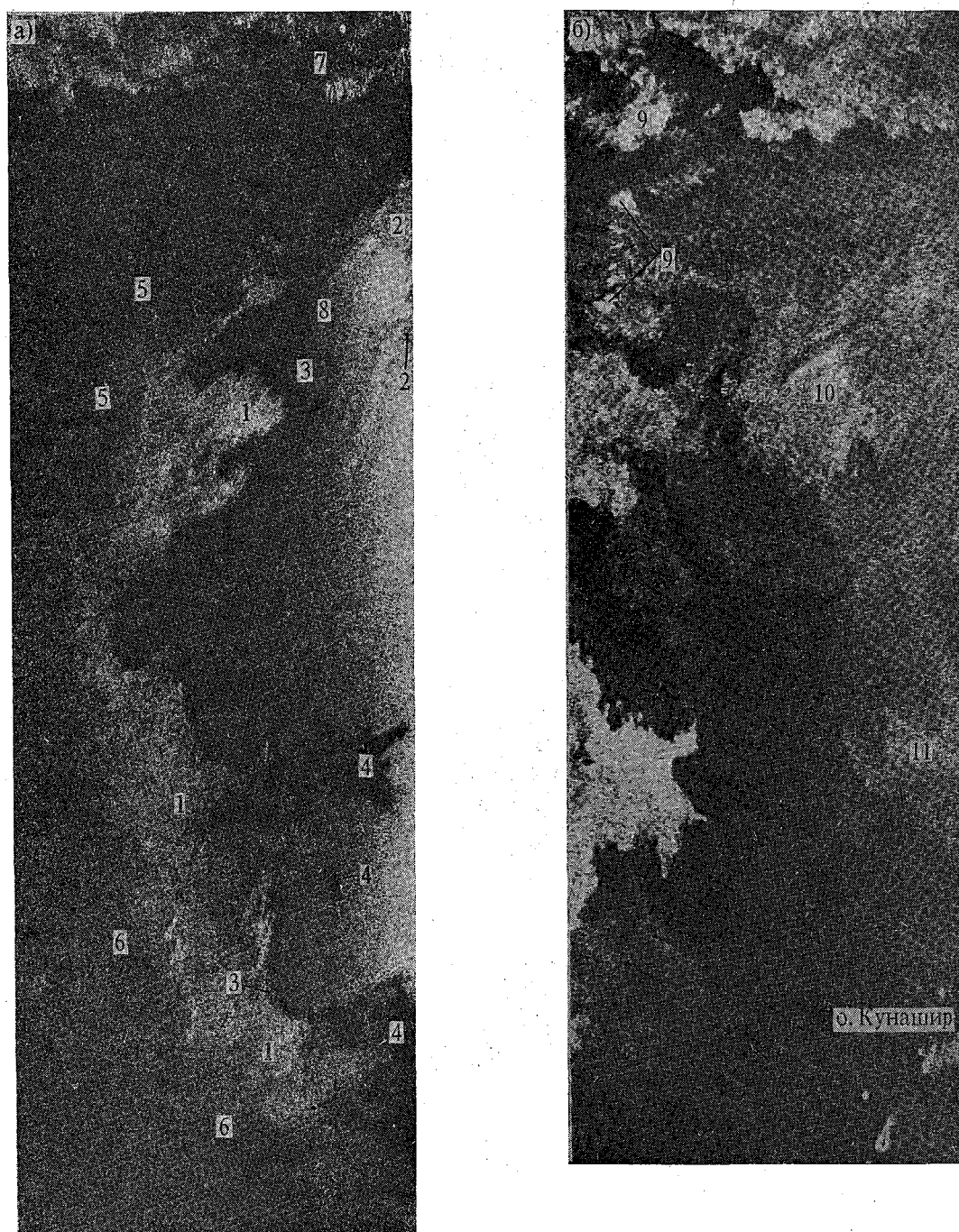


Рис. 5.3. РЛ-изображения центральной части Охотского моря во время продолжающегося образования льда, полученные ИСЗ «Космос-1766» в 17 ч 32 мин 20 февраля (а) и в 23 ч 31 мин 22 февраля 1988 г. (б).

(При сильных ветрах — более 12—15 м/с — образование сала затруднено из-за сильного перемешивания. Однако около кромки льда образование ледяного сала возможно и в подобных условиях.) Ширина темной полосы у кромки льда меняется от ~ 3 до ~ 10 км на рис. 5.2 б и от ~ 3 до ~ 5 км на рис. 5.2 а.

По данным ледовой авиаразведки (рис. 5.2 в) выполненной в тот же день, что и РЛ-съемка

метровых размеров значительно. Можно предположить, что в зоне 3 расположен блинчатый лед с размерами блинов примерно 40—60 см. Отметим, что по ТВ-изображению за 7 января 1985 г. («Метеор-2 (8)», 3 ч 38 мин) определить положение кромки не удастся, однако граница серых льдов видна довольно отчетливо. Спутниковые видимые и ИК-изображения за сроки, близкие к РЛ-зондированию, указывают на северо-восточное направление

ветра — по ориентации гряд кучевой облачности над свободными ото льда участками морской поверхности.)

Низкие температуры воздуха при слабых и умеренных ветрах способствуют быстрому образованию и развитию ледяного покрова в сторону открытой воды. Положение кромки льда и ее РЛ-кон-

граница ее сильно изрезана. Наиболее вероятной причиной повышенной яркости области 1 является преобладание мелкобитой фракции, состоящей из серых и ниласовых (в том числе — блинчатых) льдов различной сплоченности.

Яркость участка 2 прикромочной зоны примерно такая же, как и области 1, однако он выглядит

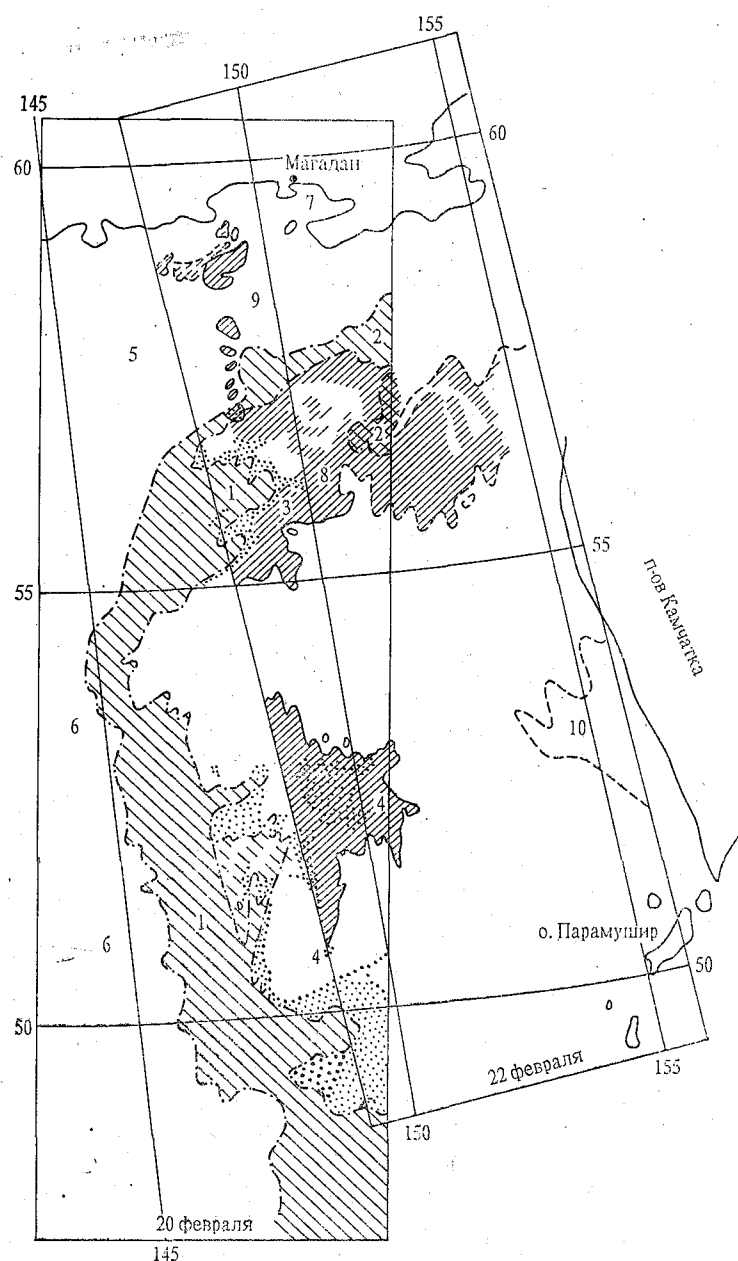


Рис. 5.4. Схема дешифрирования РЛ-изображений центральной части Охотского моря, полученных ИСЗ «Космос-1766» 20 и 22 февраля 1988 г.

траст претерпевают в таких условиях быстрые изменения. Подобная ситуация наблюдалась 20—22 февраля в центральной части Охотского моря. Рассмотрим два РЛ-изображения, полученные с интервалом ~ 35 ч (рис. 5.3) в условиях, когда преобладали северные и северо-западные ветры со скоростью 5—10 м/с при температуре воздуха —7... 12°C. На РЛ-изображении за 20 февраля (рис. 5.3 а) кромка протянулась с севера на юг примерно на 1000 км. Прикромочная зона 1 обладает повышенными рассеивающими свойствами,

темнее фона из-за увеличения скорости ветра. Поле ветра неоднородно: видны полосы переменной яркости, ориентированные по ветру. По отрицательному РЛ-контрасту на фоне взволнованной морской поверхности выделяются зоны с начальными видами льда: полоса 3 и пятна 4. Их темный тон свидетельствует о наличии ледяного сала, которое эффективно гасит рябь [2, 4, 24]. К прикромочной зоне примыкают серо-белые, белые и тонкие однолетние льды, для которых характерен темно-серый (области 5) и серый (области 6) тон РЛ-изобра-

жения. Льды в Тауйской губе 7 представлены, по-видимому, начальными и ниласовыми формами и имеют поэтому темный тон.

За время до второй РЛ-съемки кромка льда сместилась в южном и восточном направлениях на расстояние от 30—40 до 100—150 км (см. схему на рис. 5.4). Начальные виды льда в областях 3 и 4

к полуострову акватория Охотского моря находились последовательно под влиянием двух глубоких циклонов, прохождение которых сопровождалось резким повышением температуры воздуха до 0—5 °С, выпадением мокрого снега и увеличением скорости ветра. На РЛ-изображении за 11 февраля 1985 г. (рис. 5.5) область с сильными восточными

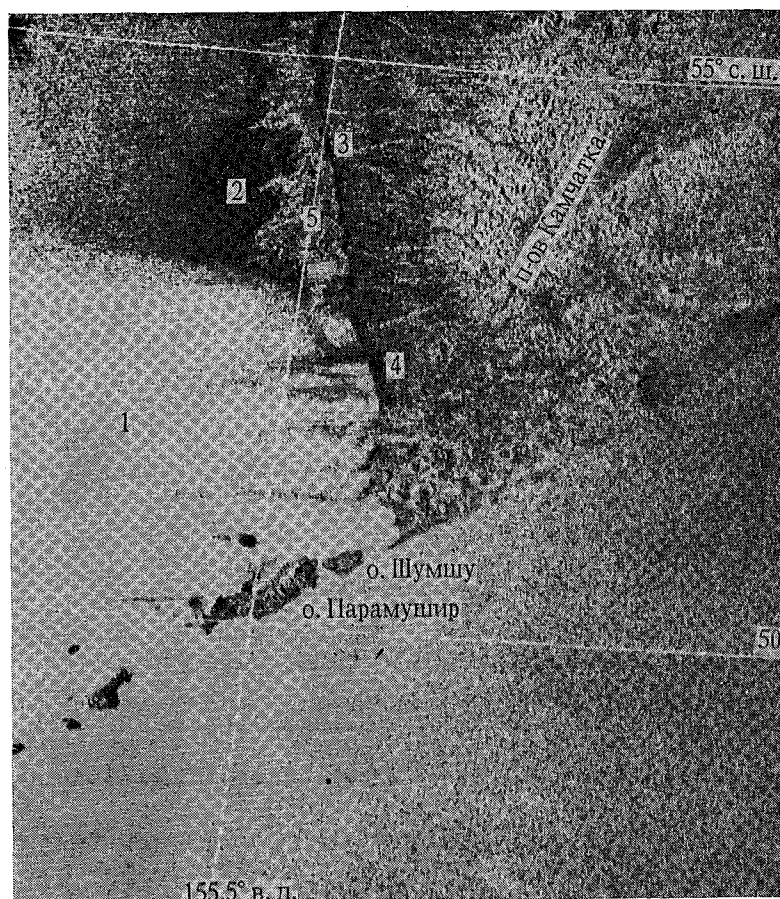


Рис. 5.5. РЛ-изображение ледовой обстановки у юго-западного побережья Камчатки при сильном ветре за 11 ч 20 мин 11 февраля 1987 г. («Космос-1766»).

трансформировались, по-видимому, в блинчатый лед, отличающийся высокими значениями УЭПР (рис. 5.3 б). Площадь зон с высокими значениями σ^0 оказалась при этом существенно больше площади темных зон 3 и 4 на рис. 5.3 а. Пространство открытой воды 8 между областями 2 и 3 также оказалось покрытым льдом, который имеет сильно шероховатую (рассеивающую) поверхность. Образование и трансформация льда происходили и внутри ледяного покрова: об этом свидетельствует, в частности, цепочка ярких пятен 9 (блинчатый лед?), протянувшаяся из западной части Тауйской губы на юг. Повышенными рассеивающими свойствами отличается и область к северо-востоку от области 8. (Западный край этой области виден и на рис. 5.3 а на фоне очень шероховатой поверхности моря: он обозначен цифровой 2.) О продолжающемся образовании льда к западу от Камчатки свидетельствует область 10.

Необходимость учета синоптической информации при интерпретации РЛ-изображений проиллюстрируем на следующем примере. 8—11 февраля 1985 г. южная часть Камчатки и прилегающая

ветрами 1 характеризуется ярким белым тоном, а зона затишья 2 — темным. Узкая темная полоса 3 вдоль побережья соответствует, по данным береговых станций, ледяному салу и шуге. Аналогичная полоса 4 в зоне действия циклона представляет собой область со слабыми ветрами, так как наблюдавшиеся здесь ранее льды в этих условиях быстро растаяли.

На этом же рисунке хорошо заметна изрезанная полоса 5, внешняя граница отмечает область распространения серо-белых льдов. Большая яркость полосы обусловлена, по всей видимости, значительным повышением влажности покрывающего лед слоя снега.

При слабых ветрах и низких температурах воздуха процесс образования льда продолжается в феврале—марте, а в отдельных случаях и в апреле. Рассмотрим РЛ-изображение за 25 февраля 1987 г. (рис. 5.6). На протяжении недели над центральными и восточными районами Охотского моря температура воздуха держалась ниже — 20 °С. Следствием этого был рост площади ледяного покрова. Граница массива плавучих льдов располагалась на

60°

с. ш.

Магадан

1

2

3

4

5

6

7

55°

П-ОБ Камчатка

152,5° В. Д.

существенно более высокими значениями УЭПР, что объясняется наличием здесь серых и ниласовых льдов с преобладанием мелких фракций. Узкая (шириной около 3—7 км) темная полоса 3, протянувшаяся вдоль побережья примерно на 350 км, по наблюдениям береговых гидрометстанций занята начальными видами льда (сало, шуга). Обрамляющая ее со стороны моря серая полоса 4 состоит, скорее всего, из разновидности льда, переходных (как по форме, так и по виду) между начальными и следующими их категориями.

и в области 5. В то же время район 6, который также характеризуется низким уровнем рассеянных РЛ-сигналов, представляет собой свободную ото льда поверхность моря (по данным авиаразведки). Отсутствие здесь льда объясняется притоком относительно теплых тихоокеанских вод. В области 7 изображение искажено из-за помех.

3

1

2

П-ов Камчатка

о. Шумшу

о. Парамушир

155° В.Д.

50°

в начале марта способствовал активному разрушению и таянию льда вдоль западного побережья Камчатки к югу от 56° с. ш. Установившиеся впоследствии низкие температуры воздуха вновь вызвали образование ледяного сала и шуги, которые постепенно трансформировались в полосу серых льдов 1, расположенную параллельно побережью. Эти льды хорошо различаются на близких по сроку ТВ-изображениях. Полоса 2 льдов начальных видов не обнаруживается ни радиолокационной, ни оптической аппаратурой ИСЗ, но отмечается береговыми гидрометстанциями. Выше широты $54,5^{\circ}$ с. небольшим РЛ-контрастом обладают битые серобелые льды 3.

Отражательная способность ниласовых льдов в видимом и ближнем ИК-диапазонах выше, чем у морской поверхности, что позволяет обнаруживать

их в ряде случаев на спутниковых изображениях среднего разрешения. На изображениях малого разрешения они практически не видны.

На РЛ-изображениях тон участков с ниласовыми льдами обычно варьирует от темно-серого до светло-серого — в зависимости от состояния поверх-

ложение, что крайние участки полосы обладают значительно большей шероховатостью. Не исключено, однако, что средняя, более узкая часть полосы *A* нанесена летчиком-наблюдателем ориентировочно (что возможно при большом расстоянии между галсами), а в действительности лед в этом

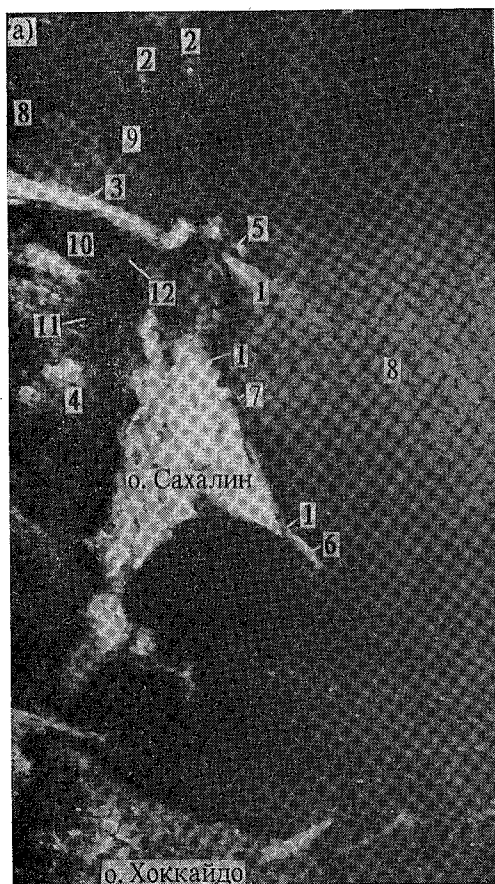
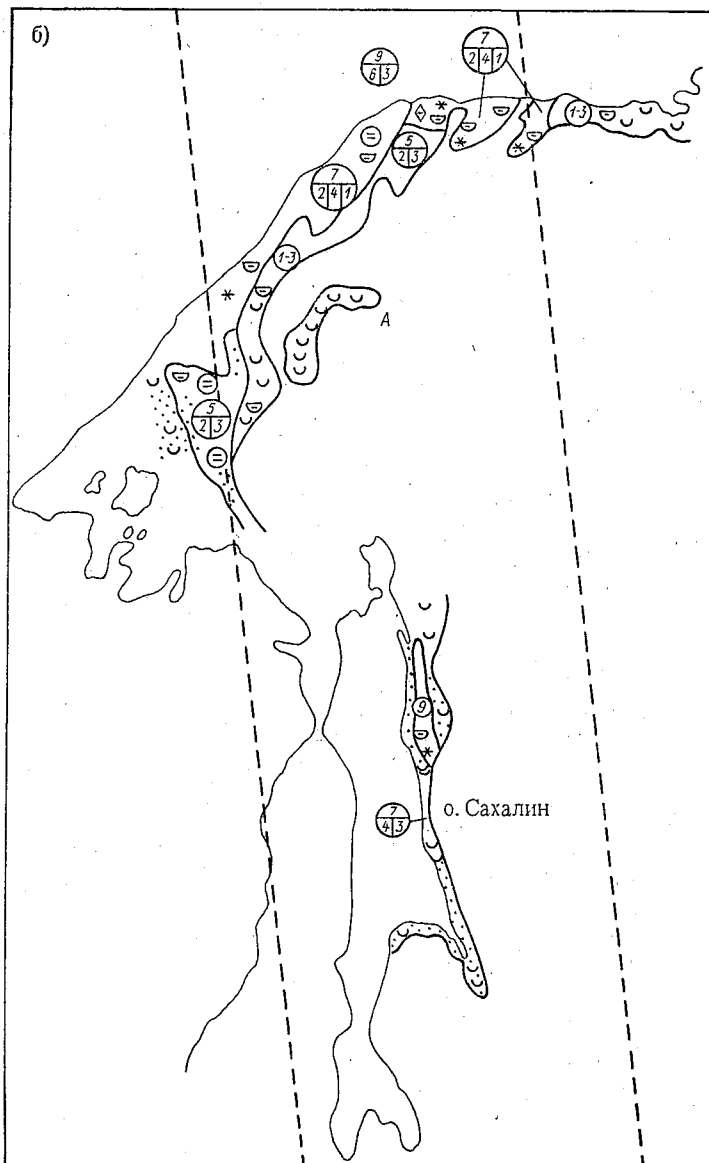


Рис. 5.8. РЛ-изображение части Охотского моря и Татарского пролива за 1 ч 25 мин («Космос-1500») (а) и карта ледовой авиаразведки (б) 15 декабря 1983 г.



ности. Минимальные значения σ^0 отмечаются для полей ниласа с ровной поверхностью. Рост σ^0 обусловлен увеличением степени наслоенности и раздробленности. Максимальные значения σ^0 имеют образовавшиеся из светлого ниласа блинчатые льды. Тон их на РЛ-изображениях меняется от светло-серого до белого.

На РЛ-изображении (рис. 5.8 а) вдоль северо-восточного побережья Сахалина и в прибрежных частях заливов просматривается узкая темная полоса 1, где по данным авиаразведки (рис. 5.8 б) отмечены начальные виды льда и нилас [13]. Яркие пятна 2 соответствуют на карте ледовой авиаразведки краям изогнутой полосы блинчатого льда А. Авиаразведка не выявила различий, которые привели к тому, что центральная часть полосы не видна на РЛ-изображении, а края обладают заметным РЛ-контрастом. Можно высказать предпо-

ложение, что крайние участки полосы обладают значительно большей шероховатостью. Не исключено, однако, что средняя, более узкая часть полосы *A* нанесена летчиком-наблюдателем ориентировочно (что возможно при большом расстоянии между галсами), а в действительности лед в этом

Очень ярко на РЛ-изображении выглядит сужающаяся к востоку полоса 3 шириной 30—35 км, протянувшаяся через Сахалинский залив. В северо-восточной части залива полоса поворачивает на 90°. Северная граница полосы совпадает с границей льда по данным авиаразведки. Такой же примерно уровень рассеянных РЛ-сигналов отмечается в северо-западной части Татарского пролива (область 4), восточнее п-ова Шмидта (север Сахалина, область 5, которая располагается в пределах темного конуса — ветровой тени) и у п-ова Терпения (область 6.) К северу от п-ова Терпения (область 7) РЛ-контрасты образующегося ледяного покрова ниже.

Во время РЛ-измерений отмечались ветры северо-западных направлений, о чем можно судить по ориентации полос слоисто-кучевообразной облачности на близких по срокам видимых и ИК-изображениях. Свободная ото льда поверхность моря под действием этих ветров также становится шероховатой, что вызывает заметное повышение уровня рассеянных РЛ-сигналов (области 8 и 9). Полосовая

кие температуры воздуха ($-12... -20^{\circ}\text{C}$) и небольшой силы ветер ($3-7\text{ м/с}$). По данным авиаразведки в рассматриваемом районе зарегистрированы начальные виды льда, нилас и блинчатый лед. В связи с этим можно предположить, что темный тон участков, примыкающих к областям 2 и 3, обусловлен наличием здесь ледяного сала.

Рассмотрим северо-западную часть изображе-

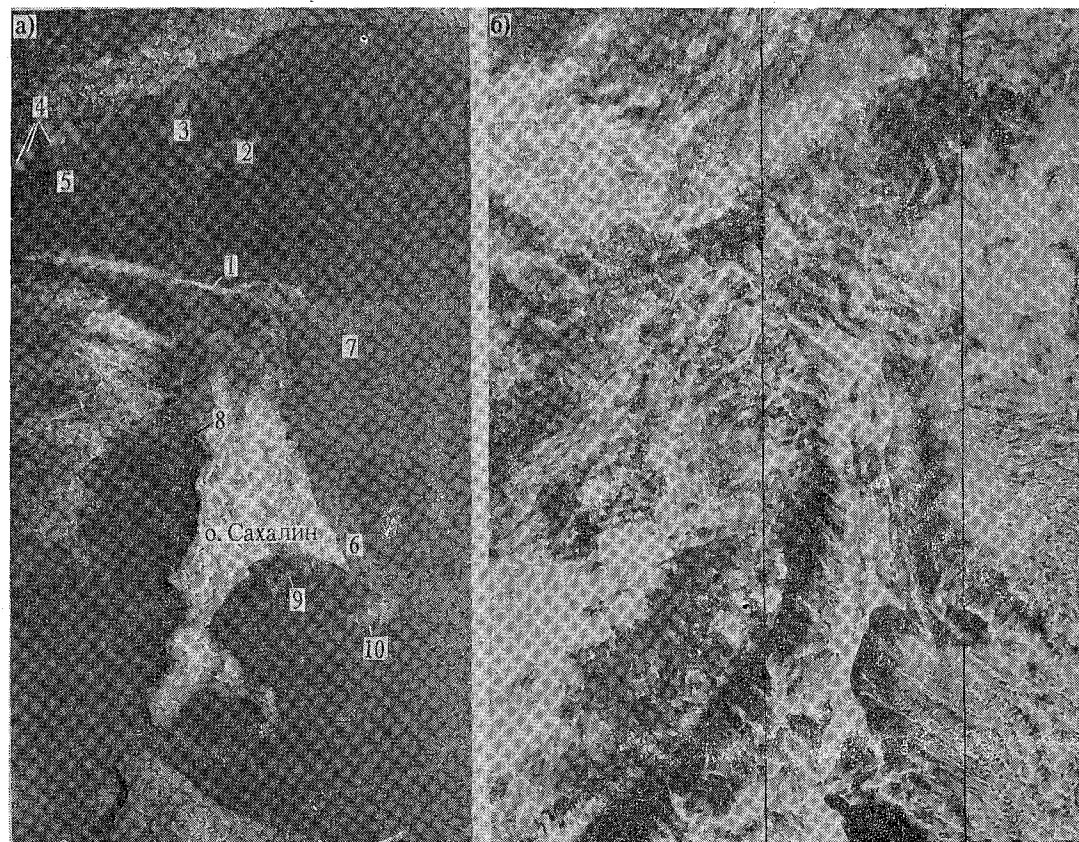


Рис. 5.9. Радиолокационное (а) и видимое (б) изображения Охотского моря за 1 ч 50 мин 18 декабря 1983 г. («Космос-1500»).

структура области 9 обусловлена вариациями скорости приводного ветра под облачными грядками вследствие валиковой конвекции.

Рассмотрим изображения льдов в Амурском лимане. Примыкающая к побережью темная область 10 отмечает зону припая с гладкой поверхностью льда, покрытого слоем снега высотой меньше $7-10\text{ см}$, что видно из сопоставления с изображением МСУ-М. Темно-серая зона 11, продолжающаяся в Сахалинском заливе, соответствует, по данным МСУ-М за 15, 18 и 19 декабря, более заснеженному припаю. В восточной части Сахалинского залива между припаем и полосой 3 находятся серые и серо-белые льды 12, обладающие заметным рассеянием вследствие большей толщины и, возможно, торосистости.

Из сопоставления РЛ-изображений за 18 декабря (рис. 5.9 а) и за 15 декабря (рис. 5.8 а) видно, что ширина яркой полосы 1 в Сахалинском заливе уменьшилась до $7-15\text{ км}$. Произошли и другие изменения. В частности, ледяные поля 2 объединились друг с другом и с общим массивом льда на западе. Значительным РЛ-контрастом обладают граничащие с открытой водой участки ледяных полей 2 и 3, где, по всей видимости, идет процесс льдообразования, чему способствуют низ-

кие температуры воздуха ($-12... -20^{\circ}\text{C}$) и небольшой силы ветер ($3-7\text{ м/с}$). По данным авиаразведки в рассматриваемом районе зарегистрированы начальные виды льда, нилас и блинчатый лед. В связи с этим можно предположить, что темный тон участков, примыкающих к областям 2 и 3, обусловлен наличием здесь ледяного сала.

Рассмотрим северо-западную часть изображе-

ния. Светлые пятна 4 на РЛ-изображении отмечают положение начальных видов льда. На видимом изображении (рис. 5.9 б) в этих районах видны темные и темно-серые по тону участки. На яркость тонкого ледяного покрова на изображении МСУ-М решающее влияние оказывают толщина и влажность снежного покрова. На РЛ-изображении хорошо различима спиралевидная структура 5. Несколько хуже просматривается она на снимке МСУ-М. На изображении МСУ-М вдоль восточного побережья Сахалина видна полоса льда, в прикромочной зоне которого наблюдаются участки с различной сплоченностью льда. Поперек вытянутых по ветру ледяных гряд отмечается квазипериодическое чередование областей сгущения и разрежения льда с периодом около 3 км .

Особенности строения прикромочной зоны видны и на РЛ-изображении в области 6, где скорость ветра за более возвышенными участками побережья меньше. Здесь морская поверхность менее шероховата и граница льда регистрируется по РЛ-контрасту увереннее. У северо-восточного побережья Сахалина 7 граница льда не видна, так как уровни рассеянного РЛ-сигнала от взволнованной морской поверхности и от льда оказываются близкими.

В Татарском проливе повышенным РЛ-контрастом обладает граница припая 8, что вызвано или торошением льда, или образованием начальных видов льда с сильными рассеивающими свойствами. Ширина светлой полосы 8 3—5 км.

Примечательной особенностью РЛ-изображения за 31 января 1984 г. (рис. 5.10 а) являются яркие области 1. Максимальные контрасты зафиксированы в прикромочной зоне, которая располагается

это связано с увеличением размеров блинов при их смерзании и намерзании по мере перехода светлого ниласа в следующую возрастную градацию — серый лед. Так как поверхность серого льда обычно влажная от рассола, а снежный покров или отсутствует, или незначителен, то участки серого льда с трудом обнаруживаются на спутниковых изображениях малого разрешения. На изображениях среднего разрешения они регистрируются более надежно. Рас-

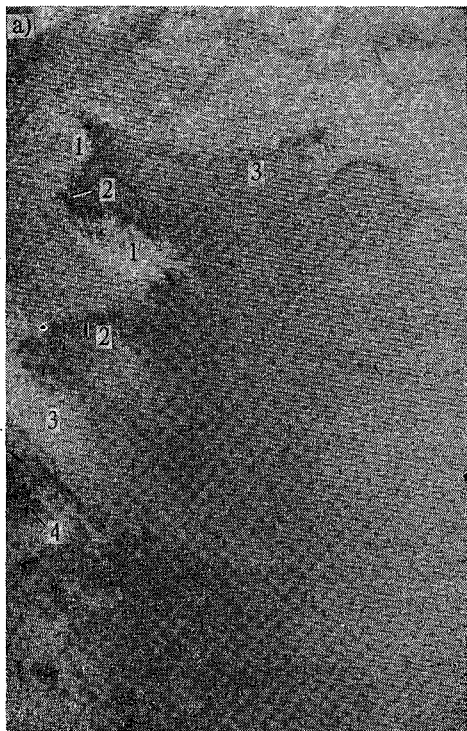
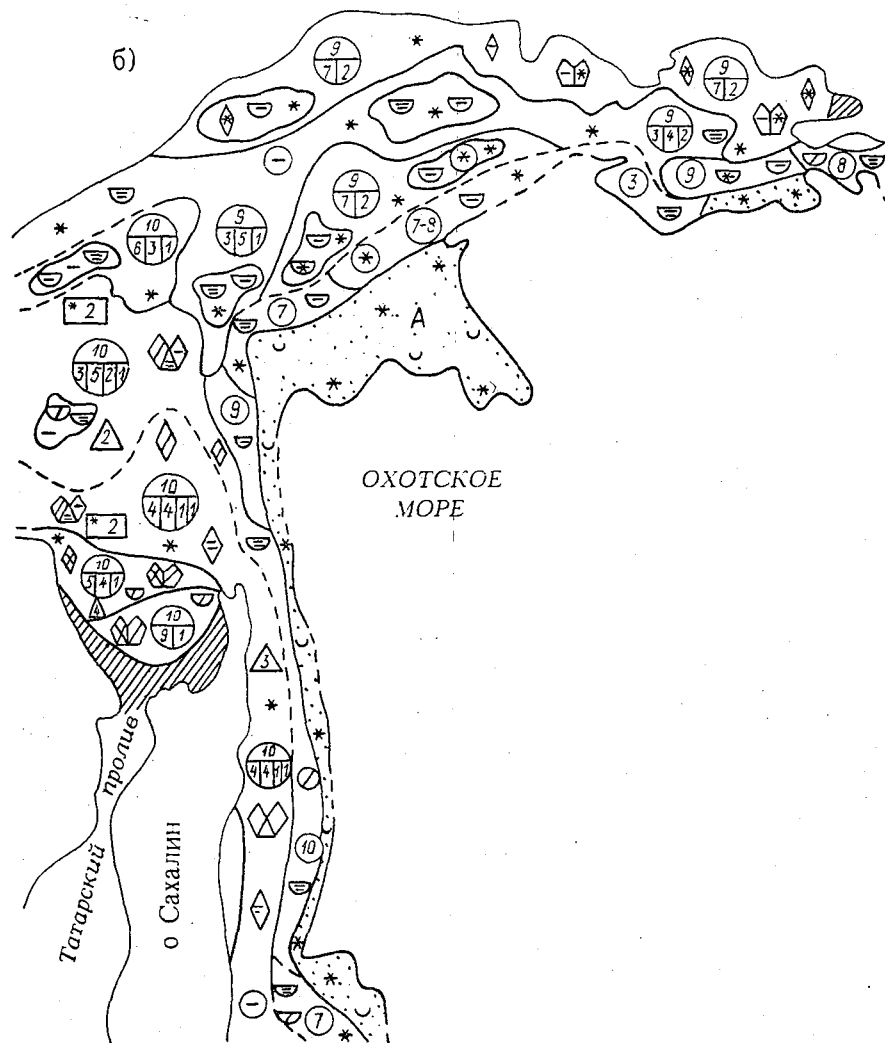


Рис. 5.10. РЛ-изображение северной части Охотского моря за 19 ч 45 мин 31 января 1984 г. (а) и обзор ледовой обстановки за III декаду января 1984 г. (б).



существенно дальше в открытом море, чем в середине декабря (рис. 5.8 а и 5.9 а). Значительные по площади участки в прикромочной зоне заняты, по данным авиаразведки, начальными видами льда и темным ниласом (на рис. 5.10 б они обозначены буквой А). В оптическом диапазоне яркости темного ниласа, начальных видов льда и воды слабо отличаются друг от друга, что не дает возможности различать их на снимках МСУ-М. Граница распространения льда 2 из-за малой скорости ветра, а скорее всего и из-за наличия у кромки ледяного сала регистрируется достаточно уверенно, что следует из сравнения с декадной картой (рис. 5.10 б). В области 3 ветры более сильные, что препятствует определению положения кромки льда. Появление темного пятна 4, возможно, обусловлено гашением ряби ледяным салом.

К западу и северу от областей 1 значения σ^0 морского льда уменьшаются. По всей видимости,

смотрим в связи с этим радиолокационное и видимое изображения участков Охотского моря, примыкающих к западному побережью Камчатки. В конце декабря 1984 г. в рассматриваемом районе располагались серые и ниласовые льды. Они протянулись полосой шириной от ~ 10 до ~ 25 км вдоль побережья. На РЛ-изображении (рис. 5.11 а) зона серых льдов 1 хорошо видна как со стороны моря, так и со стороны берега, от которого она отделена узкой (~ 2—3 км) полосой льдов начальных видов 2. На видимом изображении (рис. 5.11 б) с трудом различимая на фоне темной морской поверхности полоса льдов имеет другие очертания. Это объясняется тем, что яркость ниласовых льдов, входящих в состав этой полосы, ниже порога, который может быть зарегистрирован аппаратурой МСУ-М.

К западу от Камчатки вариации яркости РЛ-изображения обусловлены действием ветра. Вари-

ции скорости ветра коррелированы с положением облачных спиралей циклона, центр которого не попадает в полосу обзора РСЛ БО (рис. 5.11 б).

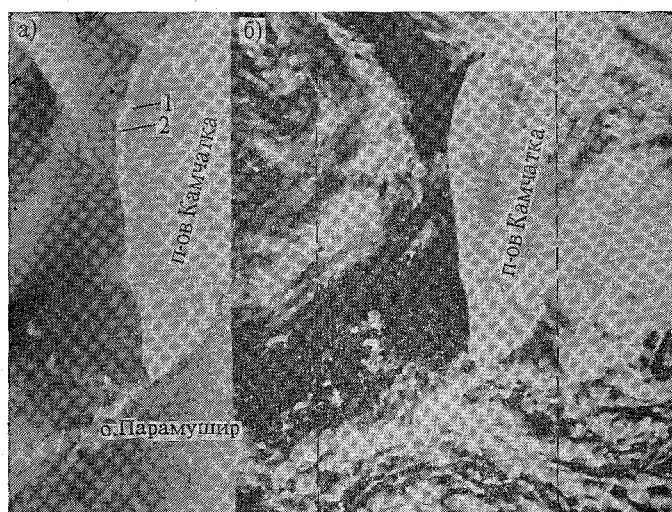


Рис. 5.11. Радиолокационное (а) и видимое (б) изображения ледяного покрова у западного побережья Камчатки за 1 ч 15 мин 28 декабря 1984 г. («Космос-1500»).

В отличие от Охотского, в Беринговом море ниласовые льды у кромки практически не встречаются. Они образуются у побережья, откуда сильные северные ветры сгоняют их на юг. Рассмотрим

РЛ-изображения северо-западной части Берингова моря, полученные во второй половине января 1987 г. 16 января (рис. 5.12 а) прикромочная зона 1 шириной 20—25 км выделялась по повышенному РЛ-контрасту. Граница распространения льда хорошо заметна на фоне морской поверхности, где в пределах почти всей ширины полосы обзора скорость ветра невелика. В Анадырском заливе в основном отмечаются белые и серо-белые льды сплоченностью 9—10 баллов (область 2). Тон их на РЛ-изображении меняется от темно-серого до серого. Элементы структуры (полюньи, разводья, гигантские ледяные поля) не проявляются. В зал. Креста выделяется по темному тону изображения область 3, занятая припайными льдами с гладкой поверхностью. Темная прямоугольная особенность 4, повторяющая очертания побережья, отмечает участок моря, который, по всей видимости, покрыт начальными видами льда. К ней примыкает обладающая большой яркостью полоса 5, где, скорее всего, располагаются ниласовые льды. Высокий уровень рассеянных РЛ-сигналов от этой области можно объяснить наличием большого количества элементарных рассеивателей (блинчатый лед с поперечником блинов ~40—60 см; солевые цветы на поверхности льда). О небольшой толщине льда у южного побережья Чукотки свидетельствуют и спутниковые ИК-изображения. Практически на всех ИК-изображениях, полученных в отсутствие облачности, холодное (светлое) побережье обрамляет теплая (темная) полоса. По мере удаления от побережья тон ИК-изображения становится более

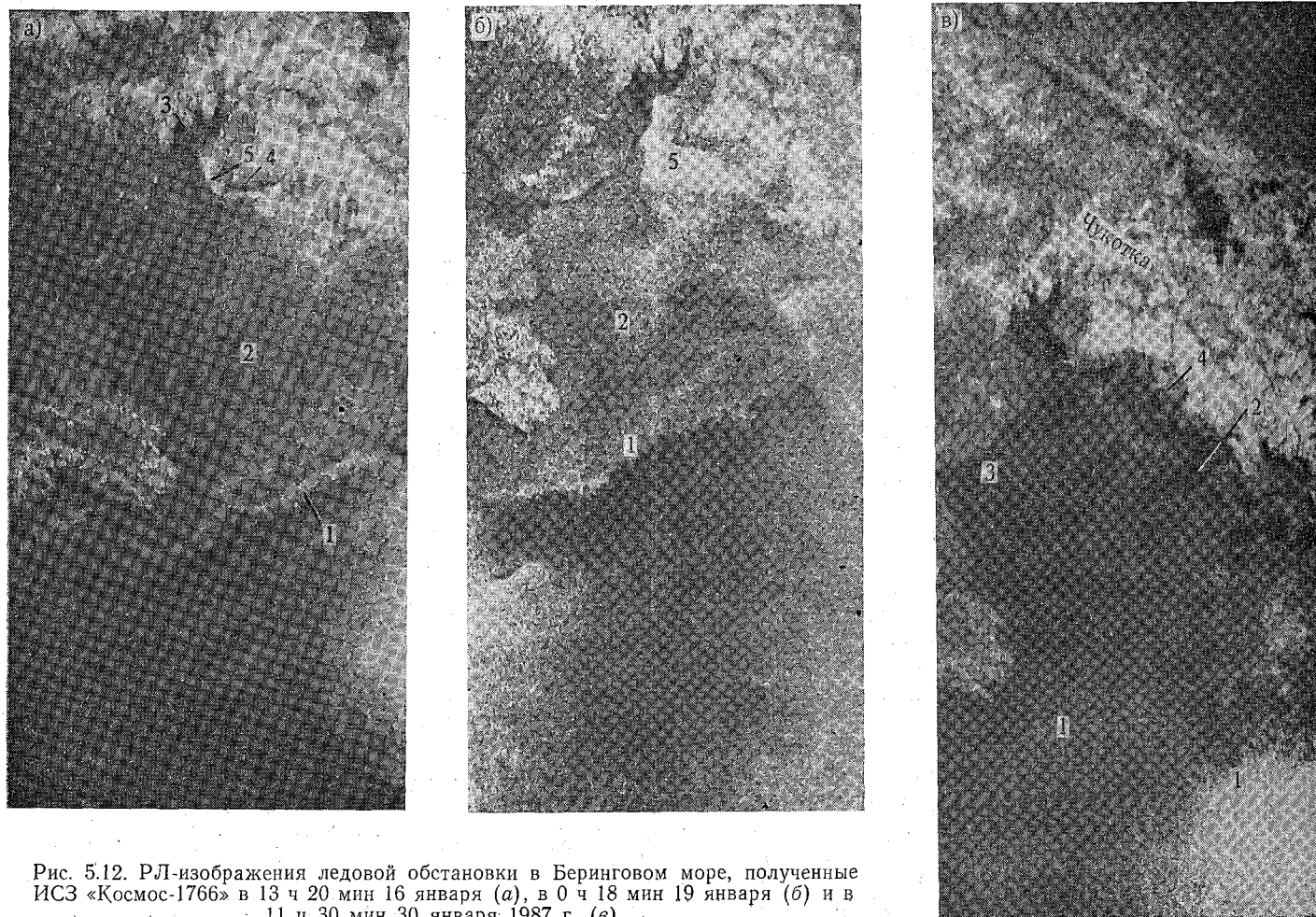


Рис. 5.12. РЛ-изображения ледовой обстановки в Беринговом море, полученные ИСЗ «Космос-1766» в 13 ч 20 мин 16 января (а), в 0 ч 18 мин 19 января (б) и в 11 ч 30 мин 30 января 1987 г. (в).

светлым, что свидетельствует об увеличении толщины ледяного (и снежного) покрова.

Через три дня положение кромки льда 1 несколько изменилось (рис. 5.12 б). Как и 16 января, она хорошо различима на фоне спокойной морской поверхности. Наибольшие изменения произошли к югу от зал. Креста: выросла площадь 5, занятая льдом, который характеризуется высокими значениями σ^0 . Отмеченная особенность была видна и на другом РЛ-изображении, полученном примерно на 13 ч позже.

РЛ-зондирование 30 января было произведено, когда над рассматриваемым районом действовали северо-восточные ветры, обусловленные циклоном, центр которого располагался над восточными Алеутскими островами. Меняющаяся в пределах полосы обзора скорость ветра вызывает изменения яркости морской поверхности (рис. 5.12 в), что затрудняет определение положения кромки льда 1. Уверенно границу льда 1 можно провести только в области сильных ветров. К западу от этой зоны граница льда видна менее отчетливо из-за примерного равенства значений σ^0 морского льда и взволнованной морской поверхности. В полосе льда, прилегающей к побережью Чукотки, значения σ^0 меняются в широких пределах. Так, например, в области 2 значения σ^0 ниже, чем у серо-белых однолетних льдов 3 Анадырского залива, а в областях 4 — выше. На карте ледовой разведки за 30 января отмечаются в этой полосе нилас и большие поля, обломки серого льда.

5.3. Серо-белые и однолетние льды

На акваториях дальневосточных морей серо-белые и однолетние льды появляются в декабре и по мере развития ледяного покрова занимают все большую площадь. Весной с началом таяния относительная доля этих льдов становится еще больше, так как в первую очередь разрушаются более тонкие молодые льды. В отсутствие облачности дешифрирование серо-белых и однолетних льдов по ТВ- и ИК-изображениям осуществляется уверенно, особенно по изображениям, полученным МСУ-С. В то же время дешифрирование их по РЛ-изображениям требует учета многих дополнительных факторов, меняющихся в зависимости от стадии развития ледяного покрова (см. раздел 3.2).

Представление о РЛ-контрастах серо-белых и однолетних льдов в условиях устойчивой холодной погоды (стадия II) можно получить из анализа рис. 5.13. Так как процесс образования льда в северо-западной части Охотского моря начинается в ноябре, то к концу декабря здесь уже наблюдаются серо-белые и однолетние тонкие льды. На рис. 5.13 они отображаются темно-серым тоном (области 1). Сплоченность льда в этих областях 9—10 баллов; границы между отдельными ледяными полями не видны. Изменение яркости изображения в окрестности зон 1 обусловлено, по всей видимости, действием двух факторов: вкраплениями серого и блинчатого льда и процессами торошения и наслоения льда (области 2). Еще выше яркость у участков 3 и 4. На первом из них рост уровня рассеянных РЛ-сигналов связан с переходом от ниласовых льдов (темные участки 5 у побережья) к серому и блинчатому льдам. Повышенные значения σ^0 в области 4, так же как и резкие контрасты

яркости в прикромочной зоне 6, вероятно, обусловлены циклоническим круговоротом воды над банкой Кашеварова и зыбью, приходящей из открытых районов моря, в результате чего в прикромочной

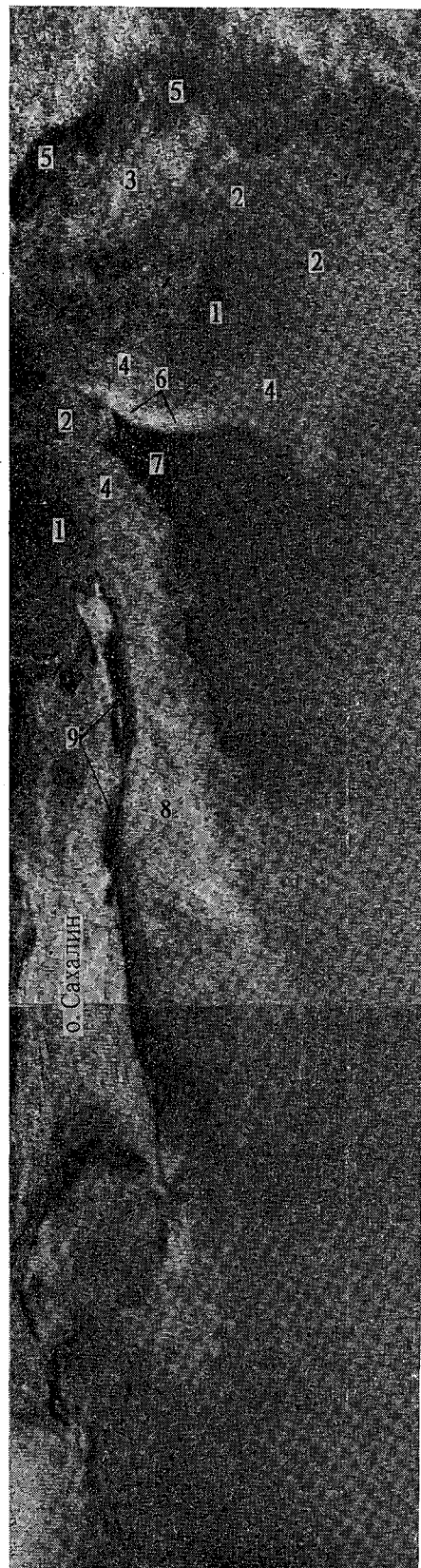


Рис. 5.13. РЛ-изображение западной части Охотского моря в начале зимы за 7 ч 29 мин 26 декабря 1987 г. («Космос-1766»).

зоне располагаются относительно сплоченные и сильно шероховатые серо-белые и однолетние льды, принесенные сюда с севера и запада. Образование начальных видов льдов в области 7 маловероятно из-за постоянного подъема к поверхности более теплых глубинных вод.

Значительные РЛ-контрасты отмечаются и восточнее Сахалина 8, где, по данным авиационных ледовых разведок, обычно в это время года отмечаются битые торосенные серо-белые и однолетние

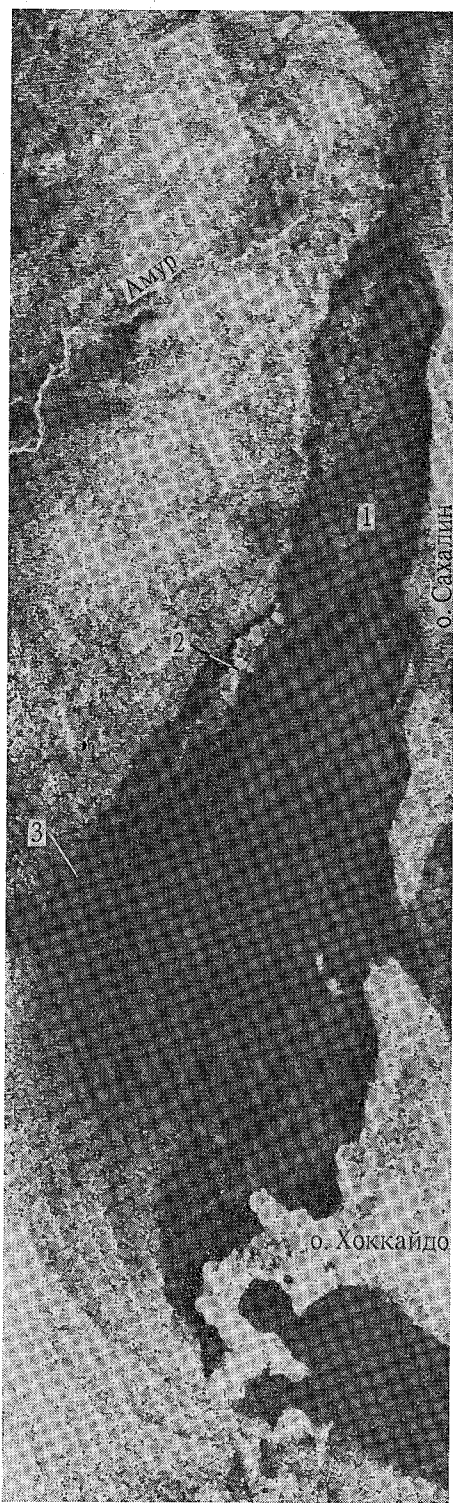


Рис. 5.14. РЛ-изображение ледяного покрова в Татарском проливе за 1 ч 25 мин 16 февраля 1988 г. («Космос-1766»).

тонкие льды, дрейфующие из района Шантарских островов под влиянием Восточно-Сахалинского течения, а также ниласовые и серые льды, образовавшиеся в разводьях. Яркость изображения резко уменьшается в прибрежной зоне 9, где зимой практически постоянно образуется прибрежная полынья. Понижение значений σ^0 при приближении к кромке льда происходит из-за уменьшения общей сплоченности льда и меньшего количества молодых льдов (образование льда затруднено).

Яркость однолетних льдов на РЛ-изображениях центральной части Берингова моря (рис. 4.4, область 4) и в Анадырском заливе (рис. 5.12, область 2) примерно такая же, как и областей 1 и 2 на рис. 5.13.

Во второй половине зимы серо-белые и однолетние льды покрывают обширные пространства Охотского моря (см., например, рис. 5.3, область 3). Как и на рис. 5.13, сплоченность льда достигает 9—10 баллов, отдельные ледяные поля на РЛ-изображении часто не различимы.

Ледяной покров Татарского пролива начиная примерно с января также в основном состоит из серо-белых и однолетних тонких льдов (рис. 5.14). РЛ-контраст этих льдов (область 1) невелик, и поэтому граница лед — вода определяется с трудом. Вдоль побережья Приморского края заметна полоса более молодых льдов. Значения σ^0 молодых льдов меняются в широких пределах, и на фоне морской поверхности они выглядят как ярче (2), так и темнее (3) ее. В нижней части РЛ-изображения, к западу и к югу от о. Хоккайдо, яркость возрастает из-за усиления ветра.

Дешифрирование полей белого льда облегчается в тех случаях, когда по краям их располагаются гряды торосов, а промежутки между полями покрыты начальными, ниласовыми и серыми льдами. (Такая ситуация складывается в Охотском и Беринговом морях со второй половины зимы под влиянием термических и динамических факторов). В результате массивы серо-белых и белых льдов образуют на РЛ-изображениях характерную структуру в виде темных пятен, окруженных яркими тонкими ободками (рис. 4.4, область 3; рис. 6.2, области А; рис. 6.8, области 4, 5). На синхронных видимых изображениях распределение яркости противоположное: ледяные поля выглядят ярко-белыми, а незаснеженные начальные и ниласовые льды между ними — темными. Таким образом, РЛ-и видимое спутниковые изображения представляют собой как бы негатив и позитив.

Анализ РЛ-изображений серо-белых и однолетних льдов показал, что изменение их яркости за короткий промежуток времени может быть значительным (рис. 5.15). За 60 ч, разделяющих два РЛ-изображения, яркость больших по площади участков ледяного покрова Охотского моря заметно понизилась, что может быть объяснено действием как метеорологических (изменение температуры воздуха, сильные ветры), так и технических (изменение режима фотообработки, расфокусировка антенны, изменение направления РЛ-облучения на 180° и др.) факторов. Максимальной яркостью характеризуется свободная ото льда сильно шероховатая из-за действия ветра поверхность моря 1. Большим РЛ-контрастом на окружающем фоне обладает и вытянутая в меридиональном направлении зона 2, где в промежутках между серо-белыми

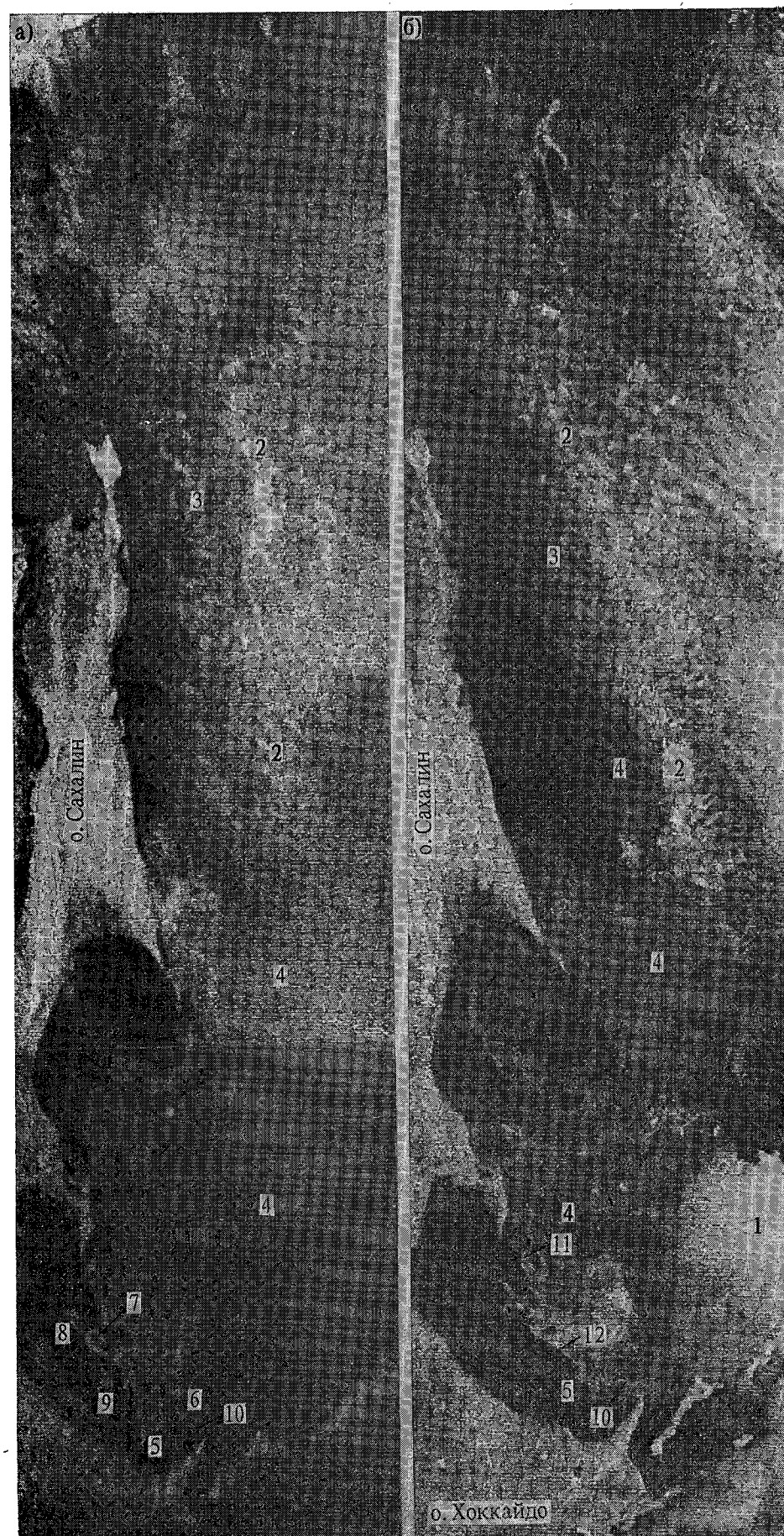


Рис. 5.15. РЛ-изображения западной части Охотского моря в середине зимы за 4 ч 59 мин 15 января (а) и 16 ч 57 мин 17 января 1988 г. (б) («Космос-1766»).

и однолетними льдами присутствуют льды более ранних возрастных градаций. Ближе к Сахалину эти льды становятся более сплоченными и поэтому значения σ^0 уменьшаются (область 3). Серо-белые и белые льды, вынесенные Восточно-Сахалинским течением на юго-западную часть Охотского моря, изображаются темно-серым и серым тоном (4). Эти льды серьезно затрудняют транспортные операции на море и представляют угрозу для судоходства. Области 5—12 на рис. 5.15 характеризуют ледовую обстановку между островами Сахалин и Хоккайдо — см. раздел 7.2.

на севере 3, что, по всей видимости, отражает меньшую степень разрушенности. Сравнение изображений на рис. 5.17 а и б показывает, что площадь ледяного покрова существенно сократилась. Уменьшение площади льда, правда менее значительное, видно и при сравнении рис. 5.17 б и в. Отчетливо выделяется пространство освободившейся ото льда поверхности моря у побережья Хабаровского края 4.

Интересно проследить за изменением значений σ^0 от полосы припая 5 в Сахалинском заливе б. На рис. 5.17 а северную границу припая отмечает при-

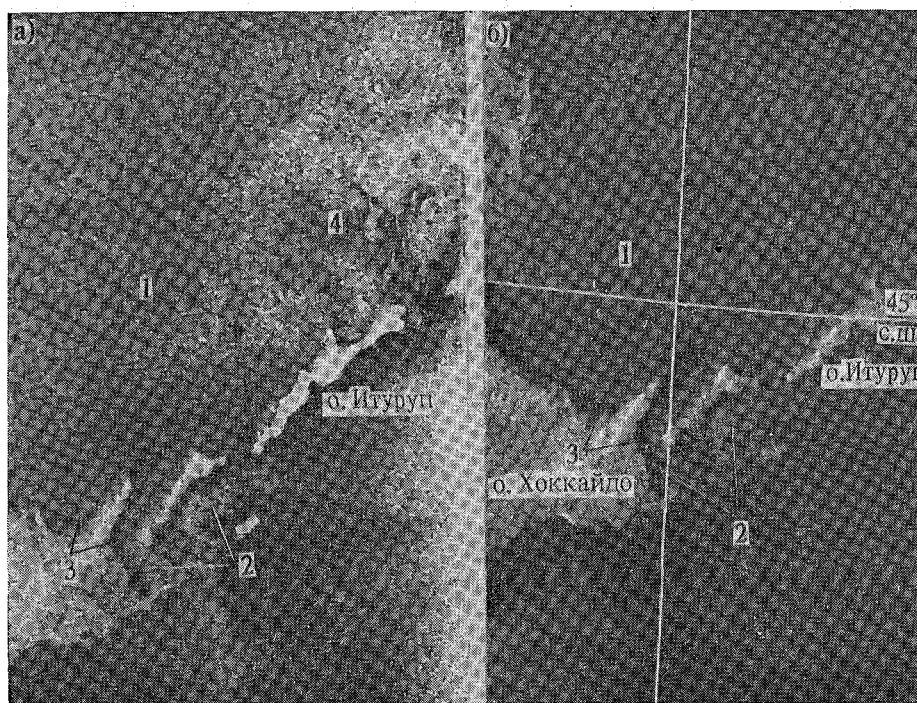


Рис. 5.16. Ледовая обстановка в южной части Охотского моря в конце зимы за 10 ч 05 мин (а) и 21 ч 49 мин 11 марта 1988 г. (б) («Космос-1766»).

Дешифрирование серо-белых и однолетних льдов, когда в покрывающем их снежном покрове начинает присутствовать свободная вода (стадии III—V), облегчается из-за увеличения значений σ^0 . На рис. 5.16 приведены фрагменты двух РЛ-изображений, полученных со сдвигом в ~12 ч. Для массивов серо-белого и однолетнего льда 1 характерен серый тон. Хорошо видны выносы льда 2 через проливы Кунаширский и Екатерины. Заметным РЛ-контрастом обладают образовавшаяся вдоль северного и восточного берегов о. Хоккайдо полынья 3 и вихревые структуры 4 к северу от прол. Фриза.

При разрушении льда под действием солнечной радиации и роста температуры воздуха увеличивается шероховатость его поверхности. Процесс разрушения ледяного покрова иллюстрирует последовательность РЛ-изображений одного и того же района Охотского моря (рис. 5.17). На первом из них хорошо видны различия в сплоченности льда (ср. области 1 и 2). Заметно уменьшились по сравнению с РЛ-изображением этого района в январе (рис. 5.15) вариации яркости серо-белых и однолетних льдов одинаковой сплоченности. Наиболее темный тон у участков ледяного покрова

мыкающая к ней темная полынья 7. Тон изображения припайных льдов такой же, как и у плавающих 8, хотя в более ранние сроки припай выглядел более темным. Через три недели Сахалинский залив стал освобождаться от льда (рис. 5.17 б). Яркость припая к этому времени заметно возросла и стала примерно такой же, как и льдов к востоку от Сахалина 9. Еще выше яркость припая 5 на рис. 5.17 в. На невозмущенной ветром поверхности Сахалинского залива контрастно выделяются различные по размерам поля однолетнего льда 10.

Для юго-западной части Охотского моря характерны круговороты воды, которые хорошо проявляются в поле пассивного трассера — плавающих льдов 11.

В заключение данного раздела подчеркнем следующее важное для приложений обстоятельство. Слежение за перемещением на последовательных спутниковых изображениях существующих довольно долго обширных и гигантских полей серо-белого и белого льда служит основой для оценки направления и скорости перемещения льда [1]. Погрешность оценки характеристик дрейфа определяется точностью географической привязки и про-

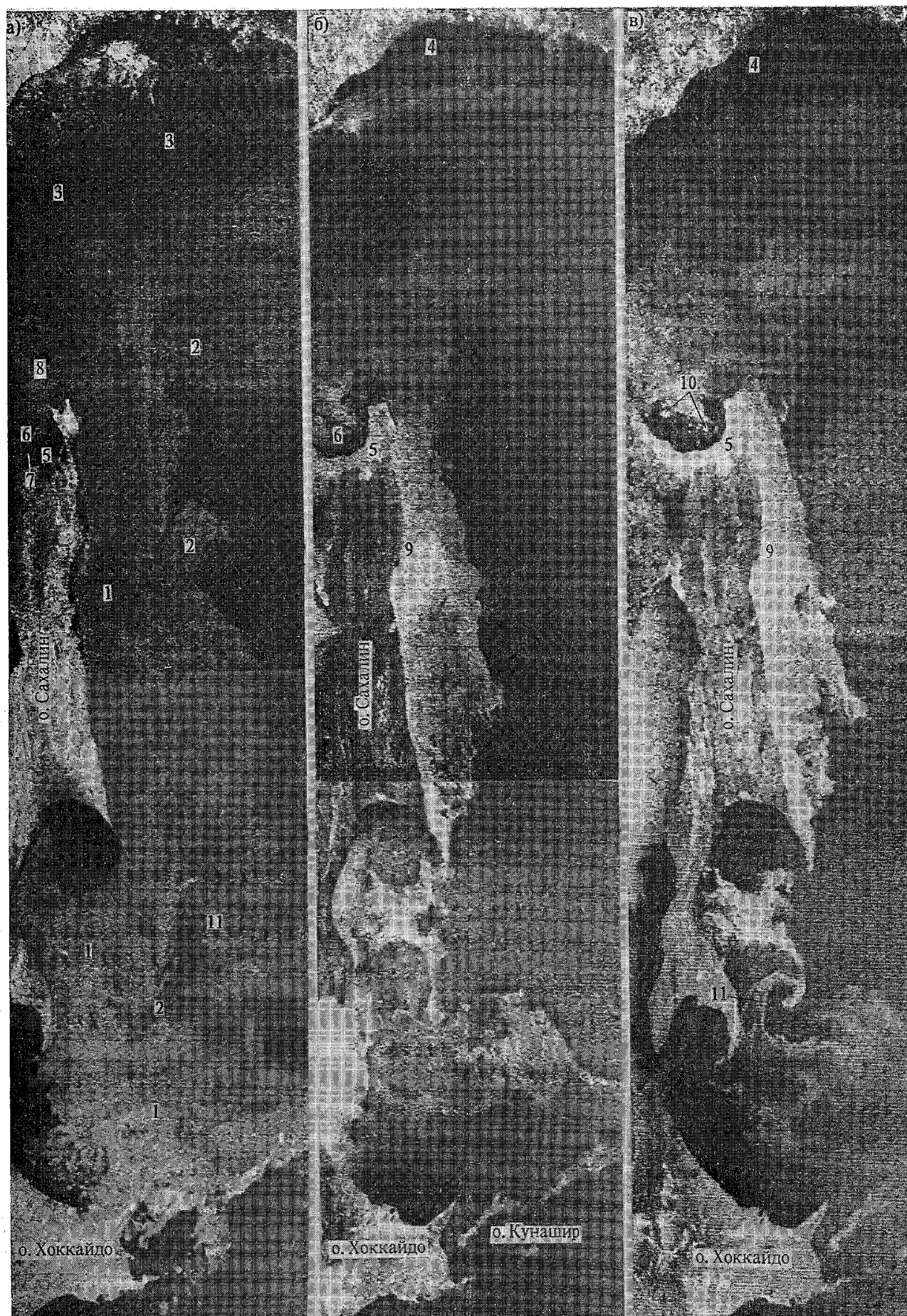


Рис. 5.17. РЛ-изображения ледяного покрова западной части Охотского моря весной 1988 г. («Космос-1766»).

а — 19 ч 13 мин 31 марта; б — 16 ч 45 мин 20 апреля; в — 16 ч 24 мин 23 апреля,

межутком времени между двумя съемками. Благодаря обилию островов и изрезанности береговой черты дальневосточных морей географическая привязка может быть осуществлена довольно точно, особенно если воспользоваться содержащимися в [10] рекомендациями по выбору шага подачи каретки фототелеграфного аппарата «Изотоп», что

обеспечивает равномерность РЛ-изображений по кадру и по строке. Более частое определение местоположения ледяных полей-трассеров и при большем их количестве может быть достигнуто, если для анализа ледовой обстановки использовать не только радиолокационные, но и оптические спутниковые изображения.

6. ДИНАМИКА ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

6.1. Структура и динамика прикромочной зоны на РЛ-изображениях

Одной из важнейших характеристик ледовой обстановки является положение кромки льда, поскольку у кромки сосредоточена хозяйственная деятельность человека. Так как под влиянием синоптических возмущений и течений прикромочная зона претерпевает быстрые изменения, для оперативного определения положения кромки используются различные наблюдательные средства. Только их комплексный анализ позволяет свести к минимуму погрешности в определении положения кромки.

По данным авиационных ледовых разведок за 11—15 января 1986 г. в прикромочной зоне центральной части Охотского моря сплоченность льда менялась от 1—3 до 10 баллов. Менее сплоченные льды состояли преимущественно из серых и серо-белых льдов. В ледяных массивах сплоченностью 9—10 баллов заметная доля приходилась на тонкие однолетние льды.

15 января с ИСЗ «Космос-1500» были получены РЛ- и видимое изображения Охотского моря (рис. 6.1 а, б). Еще одно видимое изображение — аппаратурой МСУ-С — было получено на 1 ч 15 мин позже.

При анализе только РЛ-изображения можно предположить, что кромка льда совпадает с границей РЛ-контраста, расположенной примерно вдоль 147° в. д. до 53° с. ш. и затем отклоняющейся к северо-западу. Однако заметное (до 50—100 км) различие спутниковых радиолокационных и самолетных визуальных данных о положении кромки требует проведения дополнительного анализа. Из сопоставления РЛ-изображения с видимыми («Космос-1500», МСУ-М и «Метеор-Природа», МСУ-С) следует, что граница РЛ-контраста 1 к северу от $\sim 54^\circ$ с. ш. совпадает с положением гряды плотной облачности 1. Гряда заканчивается на $\sim 54^\circ$ с. ш., 147° в. д., приобретая циклоническую закрученность. В этой зоне (2) ветры спадают и тон изображения темный. Лед на видимых изображениях (рис. 6.1 б, МСУ-С) появляется на $1-1,3^\circ$ к западу от гряды 1 и его граница 3 повторяет форму облачной полосы. Между кромкой льда и грядой (область 4) ветры более сильные, именно они вызывают повышение яркости в этой области на РЛ-изображении. На изображении МСУ-С здесь видны близко расположенные гряды из мелких кучево-образных облачных элементов, начинающиеся от разломов и трещин. На РЛ-изображении положение кромки льда 3 соответствует переходу от

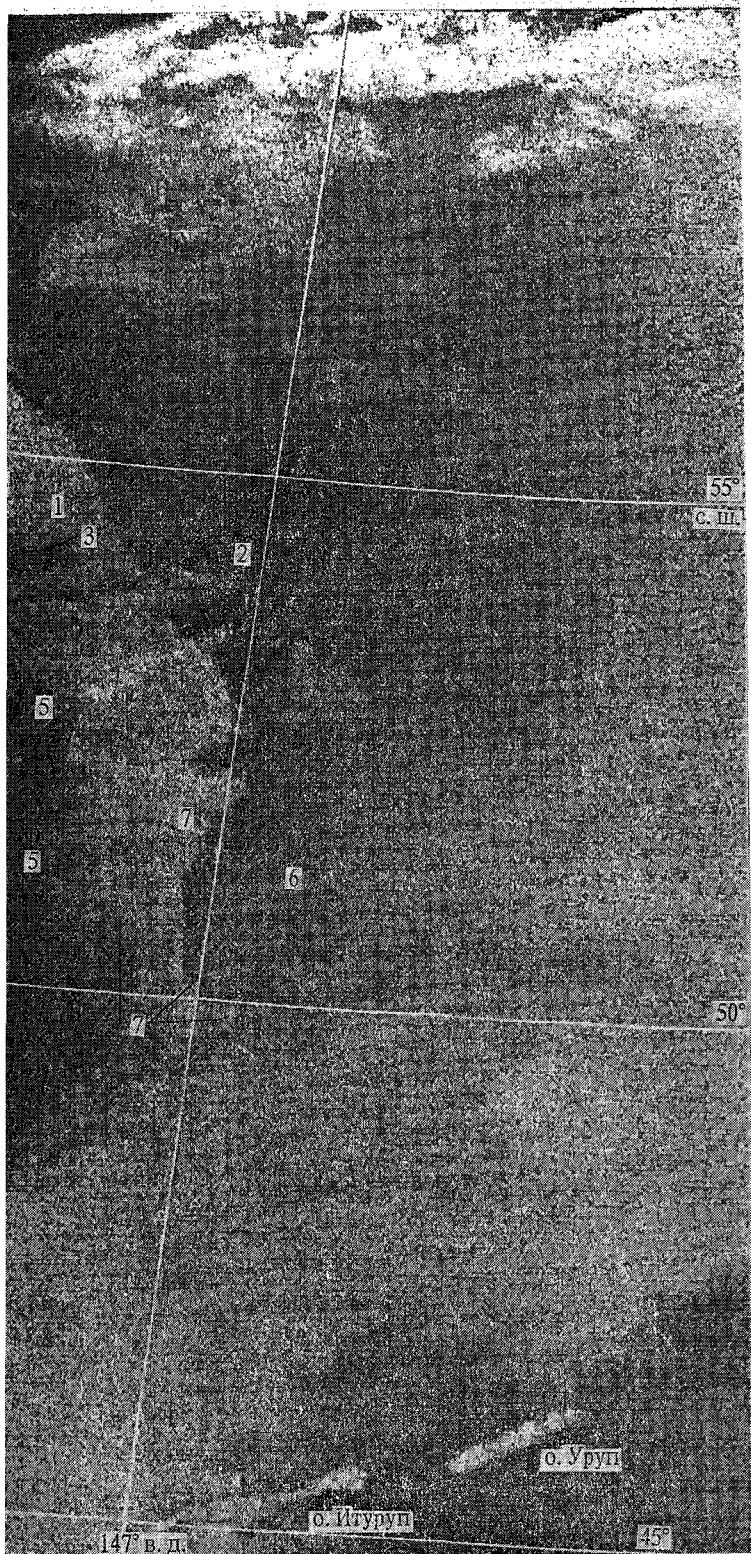
светло-серой области 4 (вода) к темно-серой области 5 (лед).

К югу от $\sim 53^\circ 30'$ с. ш. ледяной покров на видимых изображениях не просматривается из-за облачности. Тон РЛ-изображения в области 6 достаточно однороден. В поле облачности также отсутствуют ярко выраженные особенности, подобные гряде 1. Поэтому можно с большей уверенностью считать, что граница 7 отмечает положение кромки льда. Смещение ее к западу по сравнению с данными авиаразведки, скорее всего, произошло под действием северо-восточных ветров.

При слабых ветрах, а особенно при ветрах, дующих со стороны льда, структура прикромочной зоны, в отличие от рис. 6.1 а, носит сложный характер. В пределах зоны появляются многочисленные регулярно расположенные полосы. Длина полос достигает 40—60 км, а расстояние между ними меняется от ~ 5 до $\sim 10-12$ км. Ширина полос в ряде случаев, по всей видимости, не превышает разрешающей способности РЛС БО. Ориентация полос определяется преимущественно направлением ветра, и поэтому они могут быть ориентированы как в широтном, так и в меридиональном направлении. Сказанное иллюстрирует РЛ-изображение за 26 января 1985 г. (рис. 6.2 а). Измерения проводились, когда над большей частью акватории преобладали слабые ветры, о чем свидетельствует темно-серый тон изображения (область 1). Только к югу от $45^\circ 30'$ с. ш. отмечались более сильные ветры северо-западного направления (область 2). Полосы льда 3, состоящие преимущественно из серо-белых и белых льдов, видны практически вдоль всей прикромочной зоны. От границы сплоченного ледяного массива они простираются главным образом в широтном направлении на 15—30 км.

Прикромочная зона 4 отличается высокими значениями УЭПР. Существенно ниже значения σ^0 у полей серо-белого и тонкого однолетнего льда к северо-востоку от Сахалина (область 5). На РЛ-изображении этого же района, полученном через 12 дней (рис. 6.2 б), ледяные поля 1 занимают большую площадь. Согласно данным авиаразведки, они имеют сплоченность 9—10 баллов и заснеженность 1—2 балла. В области 2, которая характеризуется светло-серым тоном, преобладают светлый нилас, серый и серо-белый лед сплоченностью 9—10 баллов.

Значительную по площади область 3 к востоку от Сахалина занимают плавучие льды различной сплоченности и форм. Этой области на РЛ-изображении соответствует пятнистая структура с широ-



ким интервалом изменения яркости. Минимальной яркостью обладают обширные и гигантские ледяные поля преимущественно овальной формы с поперечником до 40 км. Причиной низких значений σ^0 является гладкая поверхность полей. Поля окружены незаснеженными льдами, для которых характерны повышенные значения σ^0 .

Оценим характеристики дрейфа по перемещению ледяного поля А. За период 26 января — 7 февраля оно сместилось в юго-восточном направлении на ~ 400 км, что при условии постоянства скорости дрейфа дает 30—35 км/сут. Погрешность оценки

5*

характеристик дрейфа определяется точностью географической привязки и промежутком времени между двумя съемками. Более частое определение местоположения ледяных полей-трассеров и при большем их количестве может быть достигнуто, если для анализа ледовой обстановки использовать не только РЛ-, но и оптические спутниковые изображения. Тем самым может быть реализована возможность всепогодной оценки направления и скорости дрейфа различных частей ледяного массива.

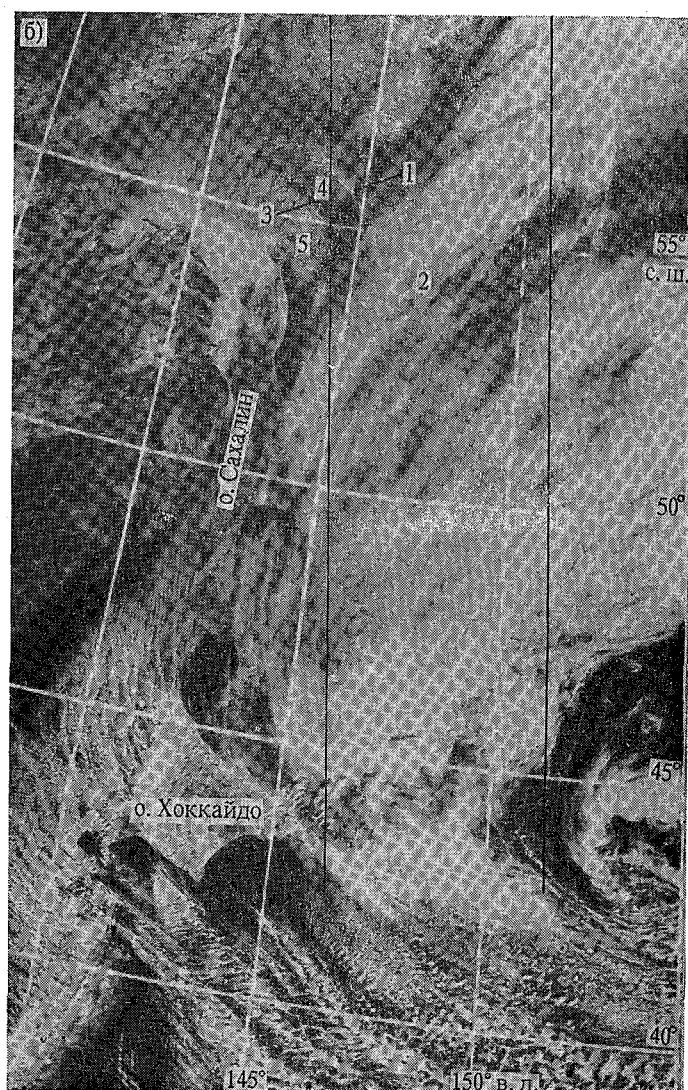


Рис. 6.1. Радиолокационное (а) и видимое (б) изображения Охотского моря за 1 ч 05 мин 15 января 1986 г. («Космос-1500»).

Весьма динамичными районами, где происходит быстрое изменение РЛ-контрастов, являются область у северо-восточного побережья Сахалина и зал. Терпения. В северной части залива 26 января (см. рис. 6.2 а) располагалась зона 6, откуда лед был отогнан. К югу от нее видна область формирования льда 7, окруженная серыми и серо-белыми льдами 8 как местного происхождения, так и вынесенными сюда Восточно-Сахалинским течением. 7 февраля (см. рис. 6.2 б) вариации яркости РЛ-изображения были невелики, так как весь залив в основном был покрыт серо-белыми льдами.

35

Процесс образования льда идет и у восточного побережья Сахалина (область 9) и в прикромочной зоне 4 (рис. 6.2а). Распределение яркости здесь неравномерное, отдельные области отличаются более высокими рассеивающими свойствами.

Фективно рассеивающих РЛ-сигналы, можно судить и по данным авиаразведки, зафиксировавшим здесь сжатие льда до 2—3 баллов.

Из анализа спутниковых изображений Охотского моря следует, что полосы льда в прикромоч-

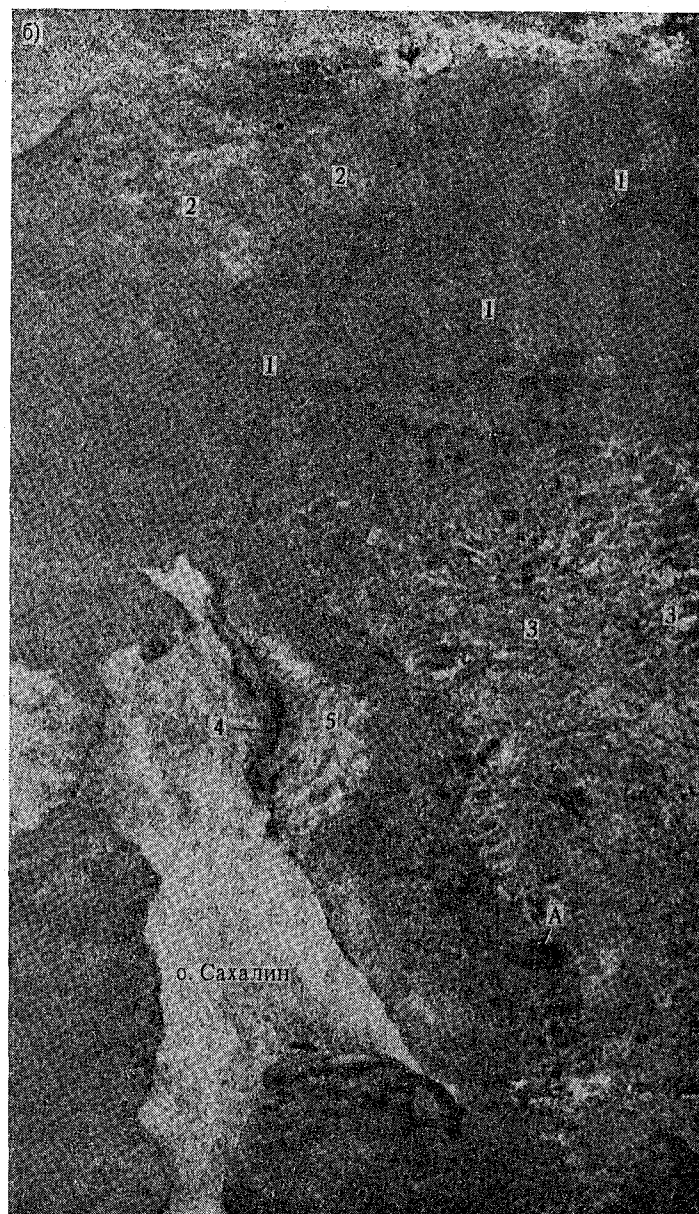
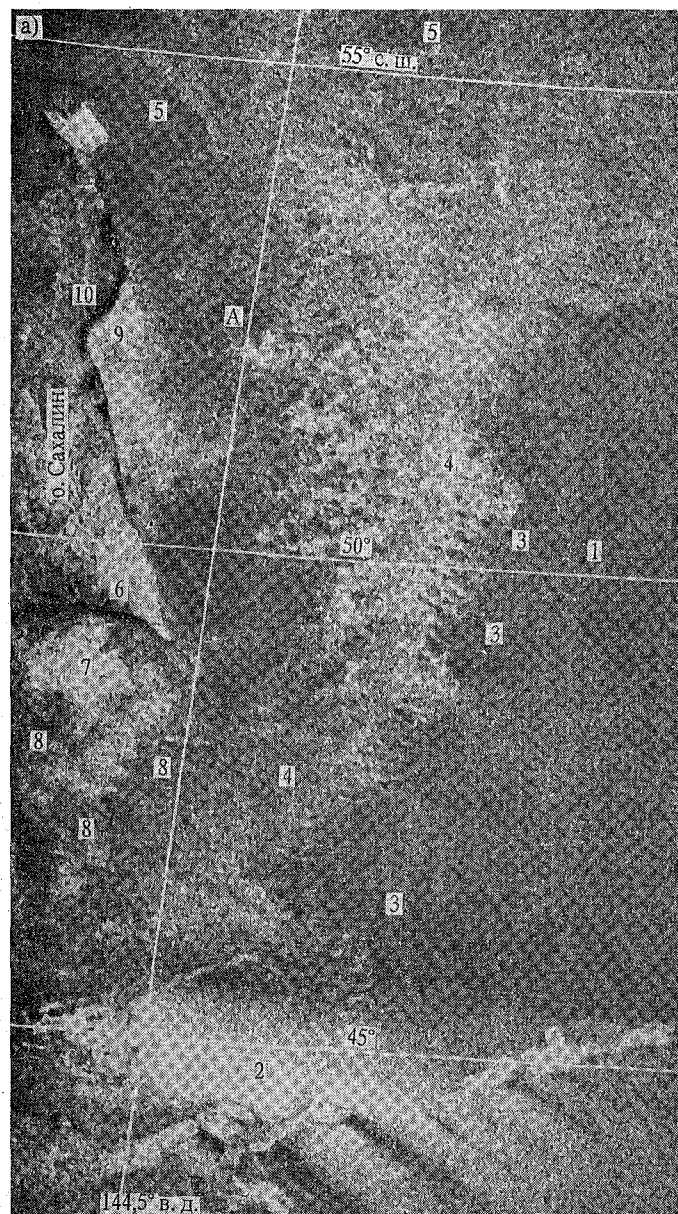


Рис. 6.2. РЛ-изображения Охотского моря за 22 ч 05 мин 26 января (а) и 20 ч 50 мин 7 февраля 1985 г. (б) («Космос-1500»).

Сравнение РЛ-изображения с близкими по срокам видимыми и ИК показывает, что на оптических изображениях различия обнаружить не удастся.

В темной полосе 10 у северо-восточного побережья Сахалина лед или отсутствует, или представлен своими начальными формами (рис. 6.2а). 7 февраля размеры и формы прибрежной полыньи несколько изменились (область 4 на рис. 6.2б). К темной полосе 4 примыкает яркая дугообразная сужающаяся к северу область 5. Так как в области 5 регулярно отмечается разрежение льда [6], повышенная яркость РЛ-изображения может быть связана с образованием в зонах разрежения молодых льдов с шероховатой поверхностью. О наличии большого количества неоднородностей, эф-

ной зоне более часто простираются в широтном направлении — как на рис. 6.2а. Преимущественно меридиональное направление ледяных полос между ~ 50 и $\sim 54^\circ$ с. ш. (область 1) видно на рис. 6.3. При слабых ветрах (область 2) структура кромки регистрируется уверенно. Этому способствуют и высокие значения σ^0 прикромочной зоны: даже у дальнего (левого) края полосы обзора уровень РЛ-сигналов, рассеянных ледяным покровом, заметно превышает фоновые значения. Южнее 50° с. ш. определить положение кромки без привлечения дополнительной информации затруднительно из-за сильного северо-западного ветра (о направлении ветра можно судить по ветровым теням за о. Уруп). По всей видимости, кромка

проходит примерно по меридиану северной оконечности о. Уруп, разделяя светло-серую зону 3 (лед различной сплоченности) и светлую область 4 (вода).

В прикромочной зоне при отрицательных температурах воздуха продолжается процесс формирова-

ния льда, РЛ-контрасты которого на фоне морской поверхности могут быть значительны (рис. 6.2). Этот контраст становится еще более заметным в тех случаях, когда в полосе воды у кромки льда образуется ледяное сало (рис. 5.2, 5.3).

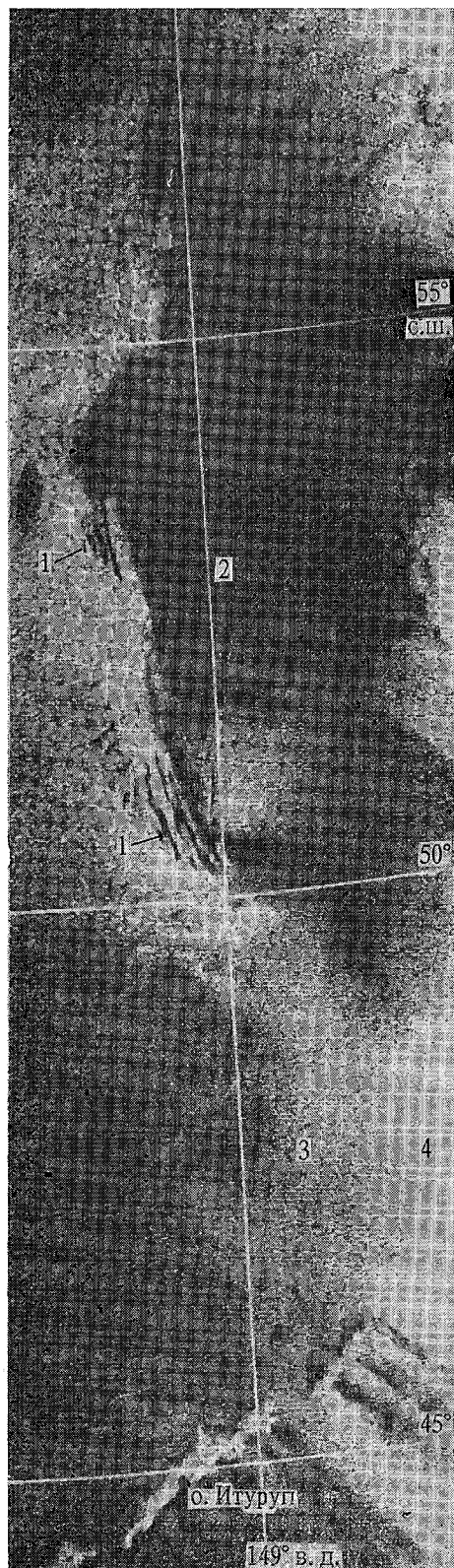


Рис. 6.3. РЛ-изображение ледяного покрова центральной части Охотского моря за 12 ч 50 мин 17 февраля 1988 г. («Космос-1766»).



Рис. 6.4. РЛ-изображение западной части Охотского моря при таянии ледяного покрова за 14 ч 20 мин 26 апреля 1987 г. («Космос-1766»).

В Охотском море ширина переходной зоны, где сплоченность меняется от 1—3 до 9—10 баллов, может составлять несколько десятков километров. В поле плавучего морского льда наряду с общим переносом могут иметь место вихреобразные движения воды. На РЛ-изображении (рис. 6.4) граница лед — вода прослеживается очень хорошо в пределах всей полосы обзора, что обусловлено ростом рассеивающих свойств снежно-ледяных покровов

за счет изменения их структуры и увеличения влажности. В прикромочной зоне видны многочисленные полосы и вихрь 1 в районе банки Кашеварова. Вихри, выступы, полосы и другие неоднородности (помимо рис. 6.4 см., например, рис. 3.4, 4.2, 5.17) заметно ускоряют таяние льда в весенний период. Процесс таяния идет и у побережья. На РЛ-изображении (рис. 6.5) у северо-западного побережья

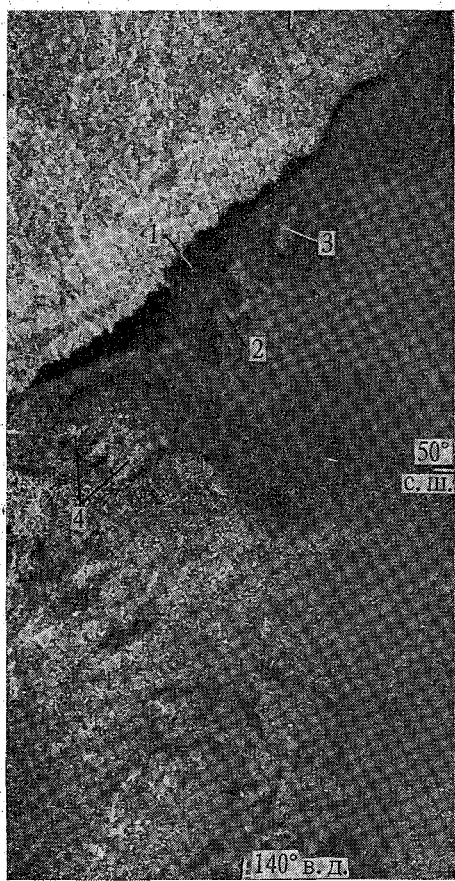


Рис. 6.5. РЛ-изображение северо-западной части Охотского моря при таянии ледяного покрова за 15 ч 05 мин 24 апреля 1987 г. («Космос-1766»).

Охотского моря темным тоном отображается полоса свободной ото льда воды 1. Кромка льда 2 сильно изрезана, видны выступы и впадины, а также отдельные крупные ледяные поля 3 (см. также этот район на рис. 5.17 в). Цифрой 4 обозначены Шантарские острова. Структура кромки льда у западного побережья Камчатки зарегистрирована на рис. 3.5 а, 5.5, 5.11 а.

Регулярное РЛ-зондирование одних и тех же районов дает возможность следить за изменением положения, структуры и РЛ-контрастов границы льда и прикромочной зоны под действием ветра и течений. Рассмотрим ледовую обстановку в центральной части Охотского моря в конце февраля — начале марта 1987 г. Согласно авиационным и спутниковым наблюдениям, 24—25 февраля граница льда проходила примерно вдоль 151° в. д. Через три дня кромка располагалась на 100—200 км западнее (рис. 6.6) *. Столь значительное смещение

* Ледовая обстановка к северу от 53° с. ш. видна на РЛ-изображении за 25 февраля 1987 г. (рис. 5.6).

произошло под влиянием сильных восточных и северо-восточных ветров, обусловленных циклоном, центр которого 25—27 февраля находился над южной частью моря вблизи побережья Сахалина. Так, по судовым данным, 25 февраля в области 50—52° с. ш., 152—156° в. д. отмечался восточный ветер со скоростью $W = 12 \dots 15$ м/с; 26 февраля в области ~53—54° с. ш., 151—152° в. д. скорость ветра восточного направления также была 15 м/с; 28 февраля в области ~54—56° с. ш., 149—150° в. д. при северо-восточном направлении $W = 12 \dots 15$ м/с. К югу от ~52° с. ш. ветер ослабел, о чем говорит темная область 1 на рис. 6.7 а. Участки льда, граничащие с открытой водой, отличаются повышенной яркостью, чему способствуют темные полосы 2, обусловленные, по-видимому, ледяным салом. Яркость прикромочной зоны при прочих равных условиях зависит от сплоченности льда. На рис. 6.7 а можно выделить область 3 серого тона, где сплоченность льда можно оценить в 6—7 баллов; ярко-белую 4 и светло-серую 5 области, где сплоченность возрастает до 9—10 баллов. Данные ледовой разведки отмечают здесь мелко- и крупнобитый лед, обломки ледяных полей и большие поля серого льда, ниласа, блинчатый лед. Дальше от кромки появляются большие поля серо-белого льда, а в глубине массива — гигантские и обширные ледяные поля однолетнего льда — тонкого и средней толщины. Примечательной особенностью является волновой характер кромки льда между ~50 и 54° с. ш.

На РЛ-изображении за 3 марта (рис. 6.7 б) кромка льда отчетливо видна от ~50 до 57° с. ш. В прикромочной зоне отмечаются многочисленные полосы льда, а также области с открытой водой в форме темных полос и пятен. В области 1 (центр циклона) скорость ветра не превышает 5 м/с, возрастая к северу до 10 м/с (направление — северо-восточное) и к югу до 12—20 м/с (направление северо-западное, западное, юго-западное). Очертания кромки такие же, как и при измерениях 28 февраля, однако за трое суток под влиянием течения и ветров северных направлений крупномасштабные особенности кромки сместились на юг на ~80—85 км. Это дает среднюю скорость дрейфа ~0,3 м/с. Изменилась и структура поля яркости РЛ-изображения. По-видимому, это связано с повышением температуры воздуха (в области 50—57° с. ш. она варьировала в пределах от —3 до 2°С), увеличением содержания в снегу свободной воды, а следовательно, и с изменением характеристик рассеяния [19, 27, 28].

За следующие трое суток наиболее заметные изменения произошли к северу от ~52°30' с. ш., где смещение границы льда в западном направлении составило ~50—100 км (рис. 6.6, 6.7 в, г). Вблизи 55° с. ш. над банкой Кашеварова располагается область разрежения ледяного покрова, где видны полосы льда. Южнее отмечаются небольшие циклонические вихри, образовавшиеся, по-видимому, из-за сдвига скорости вблизи кромки. Вариации яркости сплошного ледяного покрова сравнительно невелики, за исключением зон постоянного обновления льда [6, 19]. К ним относятся область 1 на севере Охотского моря у прибрежной полыньи, ярко-белая полоса 2 шириной от 20 до 40 км у восточного побережья Сахалина и зал. Терпения 3. 9 марта (через 60 ч) основные особенности

строения ледяного покрова сохранились. Перемещение в западном направлении было невелико. Мезомасштабные образования (выступы) на кромке сдвинулись на юг примерно на 70 км, что дает среднюю скорость дрейфа $\sim 0,3$ м/с, т. е. такую же, как и за период 28 февраля — 3 марта.

Областям 2 и 4 на рис. 6.8 соответствуют области 4 и 5 на РЛ-изображении за 28 февраля (рис. 6.7а).

Из анализа РЛ-изображения за 26 февраля (рис. 6.6) и других видов контактной и дистанционной информации следует, что область 5 занята обширными и гигантскими полями серо-белых и

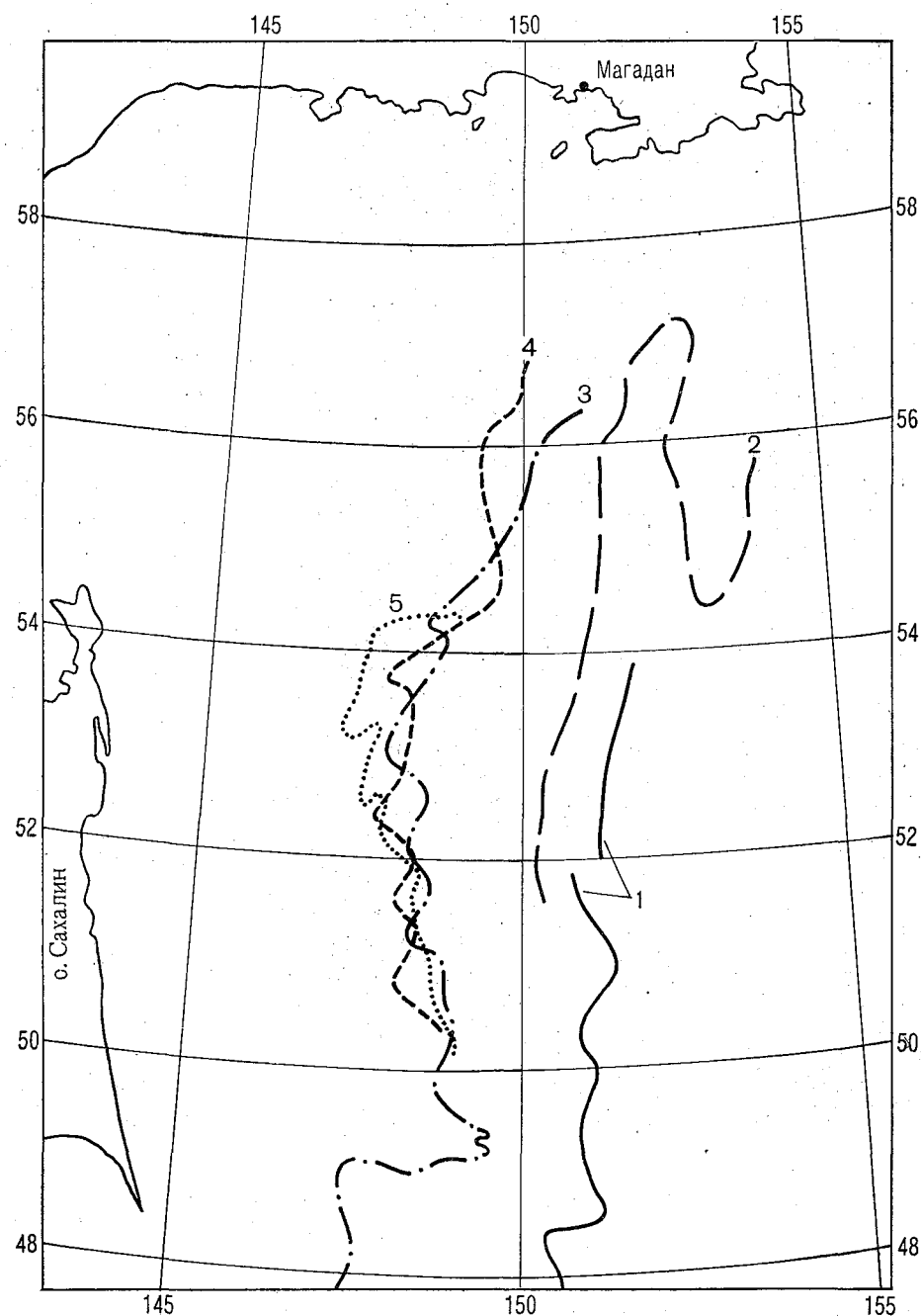


Рис. 6.6. Положение кромки льда в центральной части Охотского моря 24 февраля — 6 марта 1987 г.

1 — по данным авиаразведки за 24 и 25 февраля; 2 — по спутниковым оптическим изображениям за 25 февраля; 3, 4, 5 — по данным РЛ-зондирования с ИСЗ «Космос-1766» за 28 февраля, 3 и 6 марта соответственно.

Необходимость использования разных видов информации для слежения за динамикой ледовой обстановки демонстрирует рис. 6.8. Резкая граница 1 может быть неправильно интерпретирована как отделяющая сильно шероховатую морскую поверхность 2 от сплошного серо-белого и белого льда 3. На самом деле граница льда 26 февраля располагалась намного восточнее, как это видно из рис. 6.6.

белых льдов, окруженных яркими ободками из ниласовых и серых льдов. В области 6 — тонкие однолетние льды. Высокие значения УЭПР области 7 в зал. Терпения, скорее всего, обусловлены наличием здесь мелкобитых ниласовых и серых льдов, включая блинчатый. Темный тон имеют прибрежные полыньи 8 у северо-восточного побережья Сахалина и в северной части зал. Терпения.

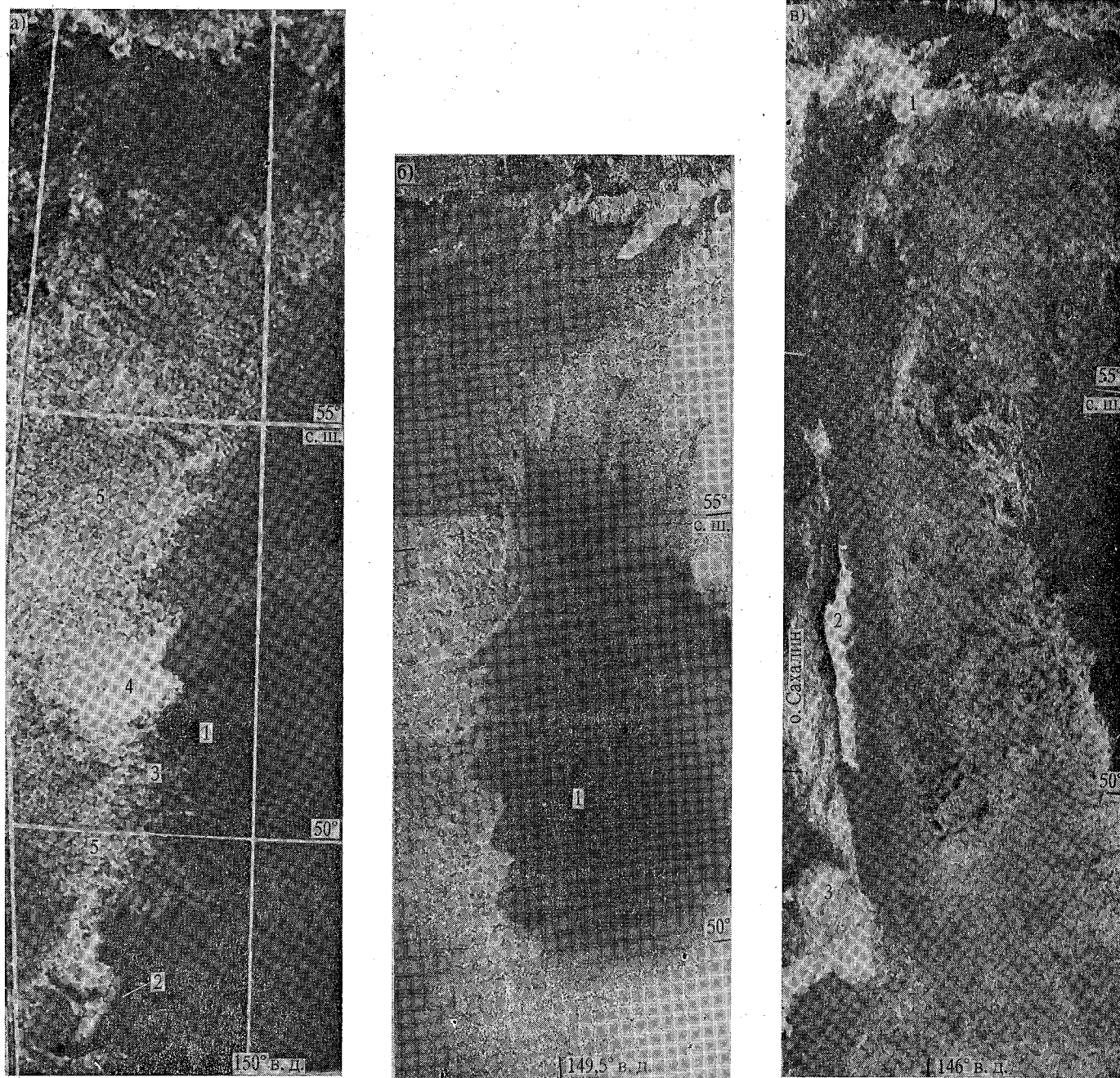


Рис. 6.7. РЛ-изображения центральной части Охотского моря («Космос-1766»).
а — 21 ч 27 мин 28 февраля 1987 г.; б — 9 ч 27 мин 3 марта; в — 20 ч 55 мин 6 марта.

6.2. Вихревые образования в поле битого льда

Под воздействием течений, топографии дна и атмосферных возмущений, а также вследствие процессов в прикромочной зоне в океане генерируются разнообразные вихревые структуры. Довольно часто вихревые движения сопровождаются теми или иными изменениями поверхностного слоя океана, которые могут быть зарегистрированы по данным спутникового зондирования в различных спектральных интервалах. На РЛ-изображениях трассером движения воды служат плавучие льды, которые обладают заметным РЛ-контрастом на фоне морской поверхности. Рассмотрим РЛ-изображения тех участков дальневосточных морей, где

присутствуют плавучие льды, а вихревые движения воды отличаются большой устойчивостью. К таким районам относятся банка Кашеварова, зал. Терпения, северная часть Татарского пролива, юго-западная часть Охотского моря, акватория у восточного побережья Камчатки [6, 7, 17, 34].

У восточного побережья Камчатки лед появляется только в более суровые зимы. Как правило, он не образует сплошного покрова, а состоит из битого льда различной сплоченности, который переносится на юг Камчатским течением. Конфигурация побережья Камчатки и особенности топографии дна района вызывают меандрирование Камчатского течения, появление антициклонического по знаку сдвига скорости течения при обтекании полу-

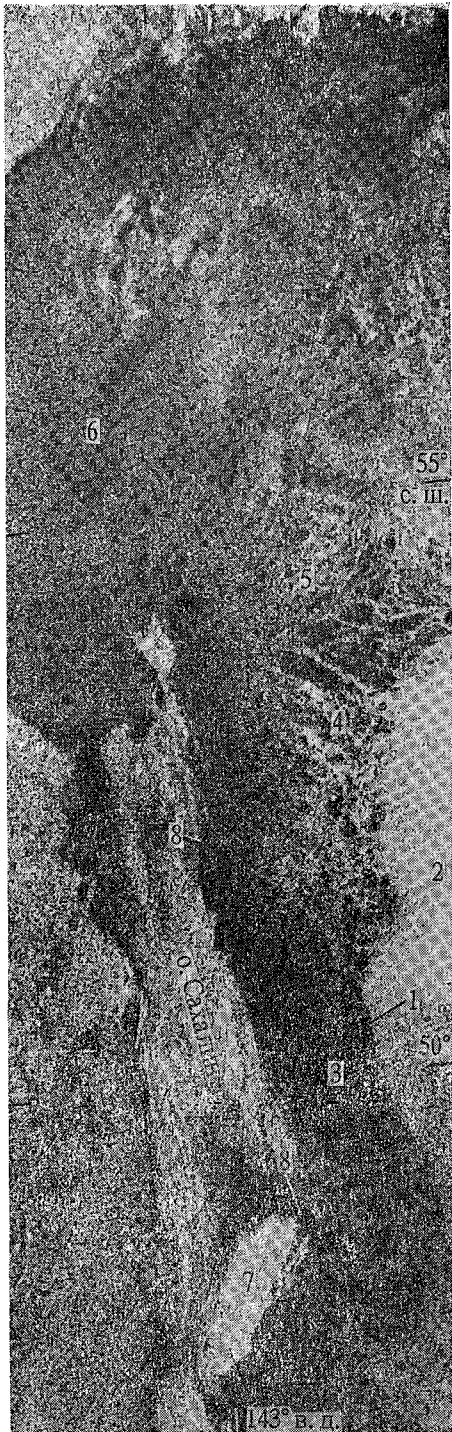


Рис. 6.8. РЛ-изображение западной части Охотского моря за 10 ч 30 мин 26 февраля 1987 г. («Космос-1766»).

островов (Камчатского, Кроноцкого, Шипунского) и образование на границе сдвига скорости так называемых «подветренных» вихрей. Вихри имеют выраженную спиралевидную структуру, их горизонтальные размеры составляют 70—150 км. Вихри смещаются в южном и юго-западном направлении со средней скоростью 1—5 км/сут. Они неоднократно регистрировались на спутниковых ИК- и видимых изображениях [3, 18, 34].

На рис. 6.9 виден ледовый вихрь в центре Камчатского залива. Диаметр вихря 2 равен 60 км,



Рис. 6.9. РЛ-изображение ледового вихря у восточного побережья Камчатки за 20 ч 35 мин 30 января 1985 г. («Космос-1500»).

что сопоставимо с шириной течения. Вихрь, состоящий из серо-белых льдов, имеет спиралевидную структуру и закручен по часовой стрелке (антициклон—АЦ). По РЛ-изображениям за предыдущие сроки можно проследить за процессом формирования вихря. Льды в виде полосы шириной ~10—20 км появились также вдоль побережья Кроноцкого и Авачинского заливов. На РЛ-изображении тон этих участков, где отмечались серые и серо-белые льды сплоченностью 6—8 баллов, меняется от темно-серого до светло-серого (области 2 и 3 соответственно). Яркая полоса 4 шириной 3—7 км в Карагинском заливе — начальные виды льда. В зал. Шелихова темно-серым тоном отображаются белые льды 5. Мелкобитые серые льды 6 рассеивают РЛ-сигналы сильнее и на РЛ-изображении выглядят ярче.

Спиралевидная структура вихря 1 в центре Кроноцкого залива хорошо просматривается на РЛ-изображении за 9 марта 1988 г. (рис. 6.10 а). Поперечный размер вихря около 100 км. О направлении движения воды в вихре можно судить по конфигурации полос льда различной сплоченности. Ширина темно-серой полосы менее сплоченного льда 2 7—15 км, длина около 100 км. Полоса серо-белых битых льдов 3 протянулась вдоль побережья Камчатского залива. К югу от м. Камчатского и к северу от о. Карагинского также заметны скопления льда (области 4 и 5 соответственно). Пенжинскую губу и южную часть зал. Шелихова занимают битые серые льды (область 6 серого тона). В северной части зал. Шелихова располагаются преимущественно белые льды (область 7), характеризующиеся более низкими значениями σ^0 .

Только вблизи побережья выделяется повышенным уровнем рассеяния РЛ-сигналов зона 8, где по данным ледовой разведки зарегистрирован блинчатый лед, светлый иласс и серый лед.

На РЛ-изображении, полученном через трое суток (рис. 6.10 б), в Камчатском и Кроноцком

ледовая обстановка осталась примерно такой же, о чем можно судить по положению границ зон с различной яркостью.

Вихревые структуры наблюдаются на РЛ-изображениях и после начала таяния льда (рис. 6.11). Сплоченность льда и его коэффициент

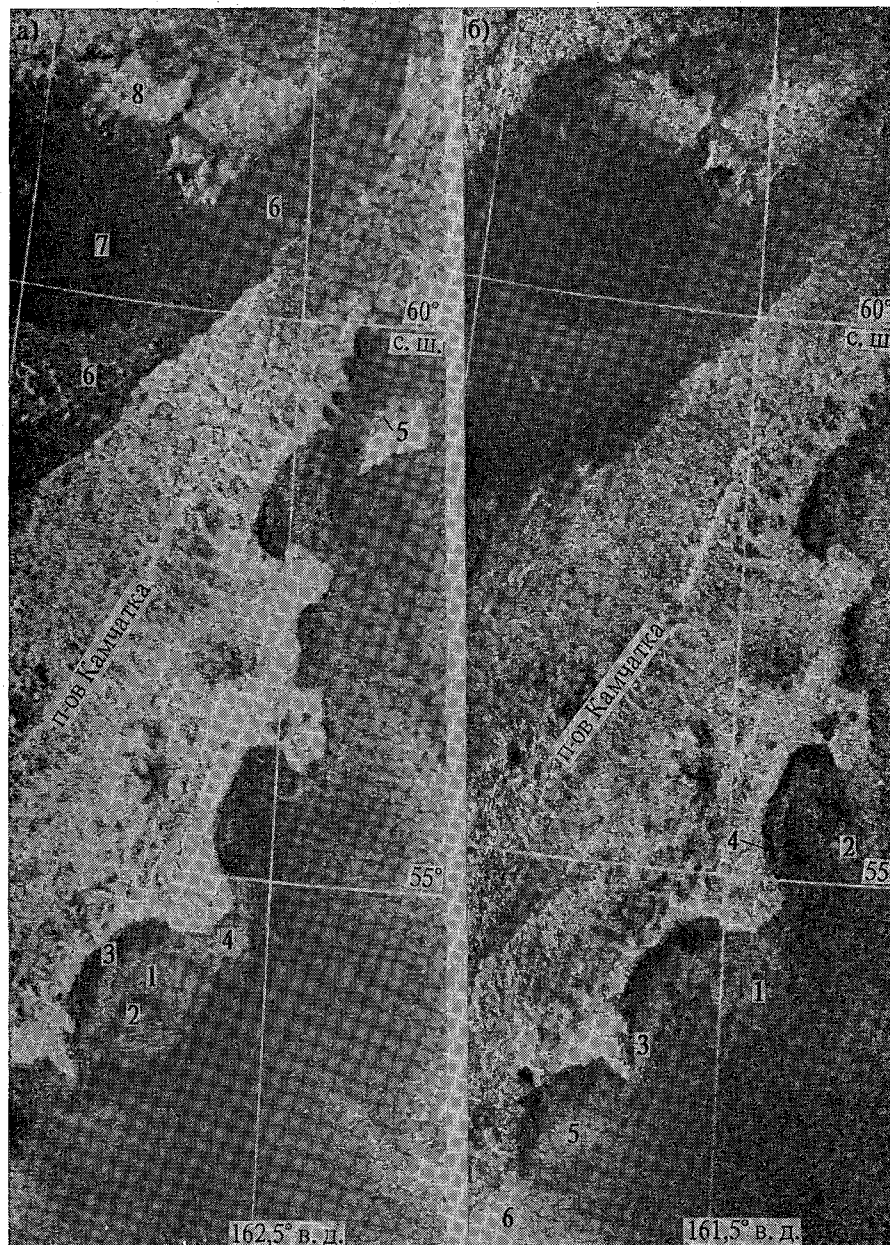


Рис. 6.10. РЛ-изображения ледовых вихрей у восточного побережья Камчатки весной 1988 г. («Космос-1766»).

а — 20 ч 55 мин 9 марта; б — 20 ч 33 мин 12 марта.

заливах видны вихри 1 и 2 и полосы 3 и 4 битого льда. Как и в предыдущих случаях, вихри имеют антициклоническое вращение и вихревую структуру. Из сравнения рис. 6.10 а и б следует, что оба вихря представляют собой новые образования. Вихрь 1 (рис. 6.10 а) за трое суток, по всей видимости, диссипировал. (Не исключено, однако, что остатки этого вихря наблюдаются на рис. 6.10 б в виде структуры 5.) Светлое пятно 6 к югу от Авачинского залива, скорее всего, обусловлено действием ветра. В Пенжинской губе и зал. Шелихова

рассеяния таковы, что спираль 1 в зал. Озерном обладает заметным РЛ-контрастом даже у дальнего края полосы обзора. Размер спирали составляет примерно 70 на 120 км; полоса льда шириной от 2 до 7 км закручена против часовой стрелки. Лед у побережья Карагинского залива 2 имеет примерно такую же УЭПР, как и в спирали, что говорит об их общем происхождении. Кромка льда 3 дешифрируется в основном уверенно, в отличие от береговой черты 4 и о. Карагинского 5, РЛ-контраст которых низок. Граница берега в зал. Шелихова видна

лучше. Лед сохраняется в северо-восточной части Пенжинской губы (область 6) и к западу от м. Тайгонос (область 7).

Таяние снега вызвало резкое изменение яркости на РЛ-изображении Камчатки. Уменьшение значе-

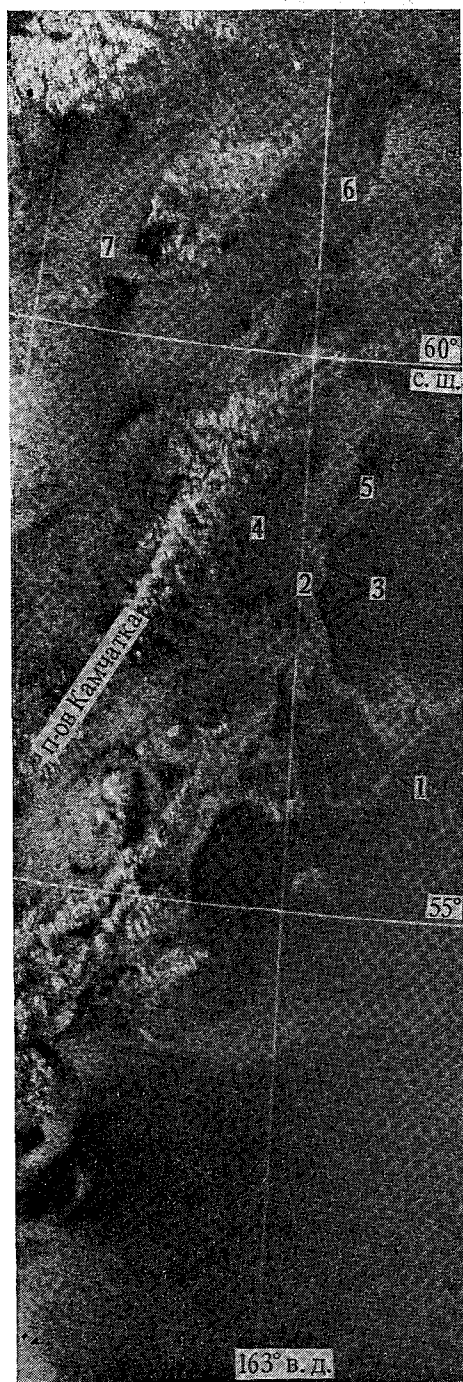


Рис. 6.11. РЛ-изображение ледового вихря у восточного побережья Камчатки за 13 ч 10 мин 27 апреля 1987 г. («Космос-1766»).

ний σ^0 от тающего снега привело к повышению РЛ-контраста горных хребтов, где снег остается сухим (ср. рис. 6.9, 6.10 и 6.11).

Во второй половине января — апреле плавающие льды выносятся на юг Охотского моря и далее через Курильские проливы — в Тихий океан. В этом районе на спутниковых ИК-изображениях, получен-

ных осенью, были выявлены спиралевидные вихри — как циклонические, так и антициклонические [3]. Вихревые и грибовидные структуры отмечались и на видимых изображениях, в частности в поле битого льда, что явилось предметом детальных исследований в [1, 17].

В середине марта 1986 г. кромка льда располагалась вблизи южных Курильских островов (рис. 6.12). Вихрь 1 закручен по часовой стрелке.



Рис. 6.12. Вихревая структура в поле битого льда на юге Охотского моря («Космос-1500»), 17 ч 50 мин 13 марта 1986 г.

Размер этого АЦ около 130—140 км, ширина спиралей меняется от 4—6 до 20—25 км. Узкая полоса 2 подходит к центральной части вихря с юга. Длина этой закручивающейся полосы достигает 250 км. Как и на рассмотренных ранее РЛ-изображениях (рис. 6.2 и др.), прикромочная зона 3 шириной несколько десятков километров характеризуется более высокими значениями σ^0 по сравнению со льдами большей толщины 4.

Таяние льда весной сопровождается уменьшением его сплоченности, что создает более благоприятные условия для отображения особенностей циркуляции вод по сравнению с более ранними сроками, когда сплоченность льдов в юго-западной части моря обычно составляет 9—10 баллов (см. рис. 5.16). В апреле 1987 и 1988 гг. в районе, расположенном между 45 и 49° с. ш. и 144 и 151° в. д., на спутниковых видимых, ИК- и РЛ-изображениях неоднократно регистрировались грибовидные и спиралевидные образования в поле битого льда. Два РЛ-изображения были получены 9 апреля 1987 г. (рис. 6.13). Восточная часть района с вихрями лучше отобразилась на рис. 6.13 а, а западная — на рис. 6.13 б, т. е. в каждом случае

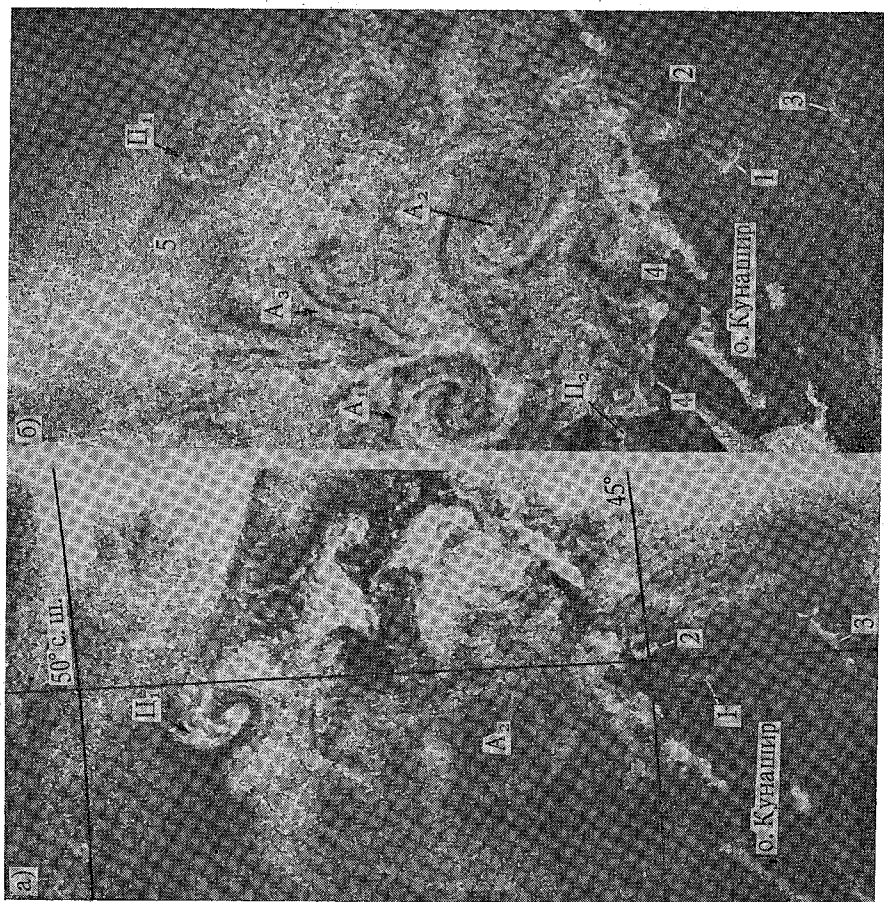
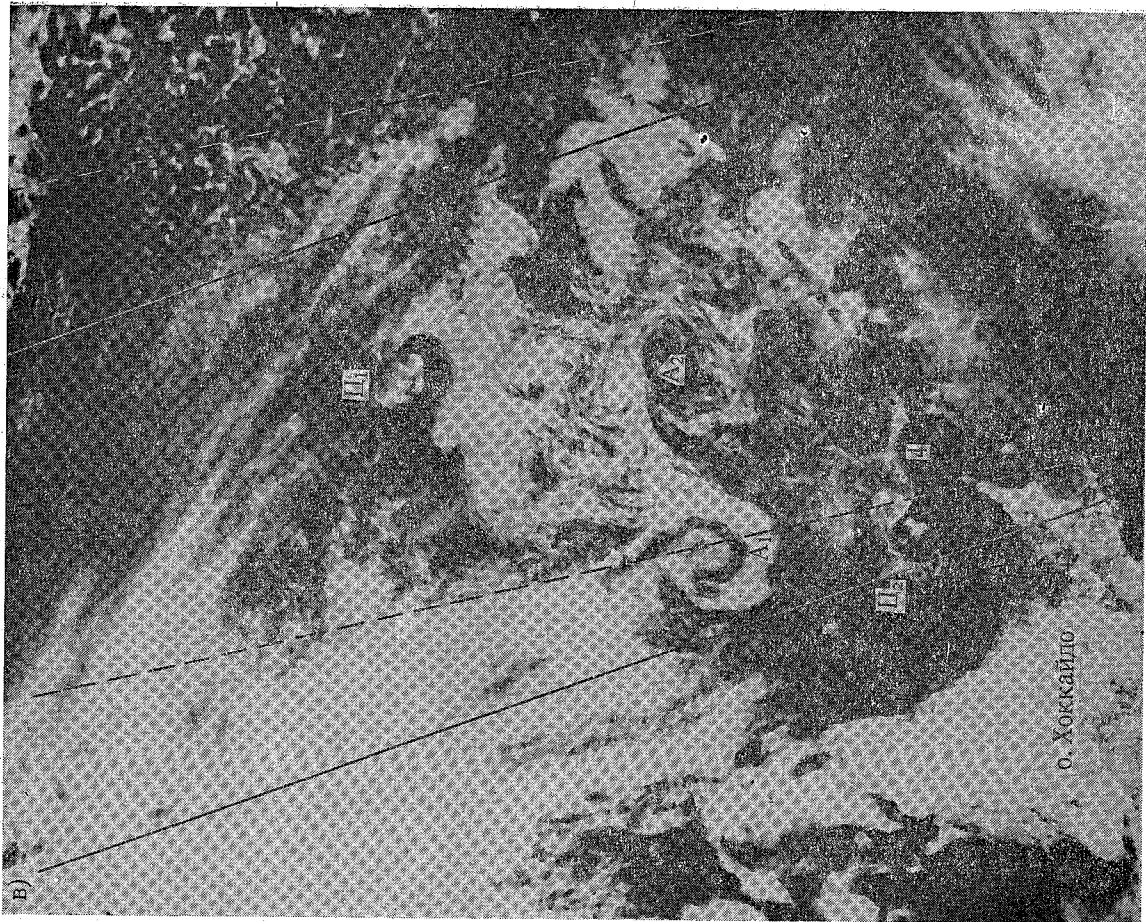


Рис. 6.13. Радиолокационные (а, б) и видимые (в) изображения вихревых и грибовидных структур в поле битого льда в юго-западной части Охотского моря, полученные ИСЗ «Космос-1766»
 а — 4 ч 45 мин; б — 16 ч 45 мин 9 апреля; в — 8 апреля 1987 г.

более пригодной для дешифрирования оказалась ближняя к радиолокатору часть изображения. На рис. 6.13 б хорошо виден антициклонический спиральный вихрь A_1 с центром примерно на $56,5^\circ$ с. ш., 145° в. д. Диаметр вихря — 120 км. В пределах вихря отчетливо различимы полосы сплоченного и разреженного льда, что подтверждает и анализ изображений, полученных МСУ-М спутника «Космос-1766» 7 и 8 апреля (рис. 6.13 в). Второй АЦ (A_2) несколько большего размера расположен к востоку от первого. Центральная область вихря, где лед более разрежен, имеет более темный тон изображения, чем периферийная, как на РЛ-, так и на видимом изображениях.

Спираль A_2 является частью грибовидного течения, что значительно лучше видно на изображении МСУ-М за 7 апреля. На рис. 6.13 б видны струя течения и циклонический вихрь, размер которого меньше, чем A_2 . Этот циклонический вихрь в свою очередь входит в состав второй вихревой пары, создавая вместе с первой компактную «упаковку» 1-го типа [17]. Сравнение спутниковых изображений (как РЛ-, так и оптических) за последовательные сроки показывает, что картина распределения плавучих льдов формируется под воздействием круговоротов воды различных масштабов. Так, например, за сутки 7—8 апреля 1987 г. отмечалось не только движение льда в вихрях, но и поворот струи 3 против часовой стрелки на 15° .

Менее отчетливая спиральная структура характерна для вихря A_3 . В нем также видно чередование полос льда различной сплоченности шириной несколько километров. Его центральная часть, где льда заметно меньше, на РЛ-изображении выглядит темнее.

На севере рассматриваемой акватории выделяется циклонический спиральный вихрь C_1 . «Голова» спирали размером 15 на 20 км имеет более высокую яркость, чем спиральная полоса, что свидетельствует о большей сплоченности льда в ядре (рис. 6.13 а). При сопоставлении изображений на рис. 6.13 в, а и б можно проследить за эволюцией вихря C_1 , в частности за изменением концентрации льда в различных его частях. На РЛ- и видимом изображениях можно идентифицировать еще несколько вихревых и грибовидных структур различных размеров и находящихся на различных стадиях развития. Таков, например, циклонический вихрь C_2 размером 60 км у границы полосы обзора

спутникового радиолокатора. Он хорошо заметен и на видимом изображении. Не исключено, что C_2 представляет собой циклонический компонент грибовидной пары (антициклонический вихрь из-за разреженности льда виден плохо).

На изображении МСУ-М (рис. 6.13 в) плавучий лед к югу от вихря A_1 выглядит темным, что, возможно, связано с более выраженными процессами таяния и увлажнения поверхности. В то же время на РЛ-изображении яркость льдов в вихре A_1 и к югу от него практически одинаковая. Обращает на себя внимание резкая граница 4 к северу от о. Кунашир.

Наличие столь резкой границы, по всей видимости, обусловлено действием течения и (или) ветра. Совсем иначе выглядит лед к востоку от Сахалина: прикромочная зона 5 состоит из большого количества ледяных полос, протянувшихся на несколько десятков километров. Их положение и форма лучше видны на изображении МСУ-М.

Под влиянием северо-восточных ветров и течений лед через проливы Екатерины и Фриза дрейфует в Тихий океан. Зоны концентрации льда обозначены на рис. 6.13 а, б, цифрами 1—3.

Ледовые вихри в юго-западной части Охотского моря можно обнаружить и на ряде других РЛ-изображений (см. рис. 5.15—5.17, 6.7 а, 7.12 в).

В заключение укажем на ледовые вихревые образования в других районах, которые также запечатлены на РЛ-изображениях. Антициклонический вихрь в северной части Татарского пролива (рис. 5.1, область 8) обычно проявляется на изображениях, полученных в начале зимы. В дальнейшем с увеличением толщины льда РЛ-контрасты, отобразившие движение воды в период образования ледяного покрова, пропадают.

О круговороте воды в окрестности банки Кашеварова свидетельствует конфигурация ледяных полей, с разной степенью отчетливости видная на рис. 5.17 а, 6.4, 7.11 в, г.

Антициклоническое закручивание дрейфующих льдов у м. Терпения проявляется на рис. 5.8 (область 6) и 5.9 а (область 4). Противоположное направление циркуляции имеет полоса льда 5 шириной около 5 км в центральной части зал. Терпения. Антициклонический круговорот, захватывающий значительную часть зал. Терпения, просматривается на рис. 5.13 (область 10) и 5.15 (область 5).

7. СОСТАВЛЕНИЕ ЛЕДОВЫХ КАРТ НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОГО АНАЛИЗА ДИСТАНЦИОННОЙ И КОНТАКТНОЙ ИНФОРМАЦИИ

7.1. Карты ледовой обстановки

Данные РЛ-зондирования являются ценным дополнением, а в ряде случаев и основным источником сведений, используемых при анализе ледовой обстановки. Карты ледовой обстановки на Охотском и Беринговом морях, подготовленные на основе спутниковых измерений, выпускаются регулярно, начиная с зимы 1986-87 г. Карты транслиру-

ются в эфир 2—4 раза в неделю с момента образования ледяного покрова.

Из предыдущего изложения следует, что оценивать необходимые для составления карт параметры ледяного покрова (возраст, сплоченность, положение кромки и др.) только на основе РЛ-данных не представляется возможным ввиду многообразия факторов, влияющих на уровень рассеянных поверхностью РЛ-сигналов. Дополнительные ограни-

чения обусловлены значительно меньшей шириной полосы РЛ-обзора по сравнению с ТВ и ИК, большими интервалами времени между последовательными РЛ-съемками одного и того же района, сильной изменчивостью яркости фона (морской поверхности). Однако, несмотря на отмеченные трудности и ограничения, РЛ-изображения неоднократно служили единственным источником данных для определения положения кромки ледяного покрова. Такие ситуации прежде всего возникали в тех случаях, когда интересующие районы были закрыты облачностью, а также в середине зимы в Беринговом море и на севере Охотского моря, где низкая высота солнца существенно сокращает время, доступное для ТВ-съемки.

Рассмотрим последовательные этапы принятой в ДВ РЦПОД методики подготовки карт ледовой обстановки путем комплексного анализа дистанционных и контактных измерений. При анализе используются следующие виды наблюдений: ТВ-изображения в режиме НП2 с ИСЗ «Метеор-2», ИК-изображения с ИСЗ НОАА, изображения, полученные РЛС БО и МСУ-М с ИСЗ типа «Космос-1766», изображения МСУ-С с ИСЗ «Метеор-Природа», данные ледовой авиаразведки, японские факсимильные ледовые карты, синоптические карты, карты ледовой обстановки за предыдущие сроки.

За основу при составлении карт берутся негативные изображения ТВ НП₂ и РЛС БО, для которых характерны малые геометрические искажения. ТВ-или РЛ-негатив вставляется в рамку универсального топографического проектора (УТП) и проектируется на бланк карты масштаба 1:5 000 000. Увеличение изображения подбирается таким образом, чтобы совместить опознавательные ориентиры (береговую линию, острова и др.) изображения и карты. На бланк карты карандашом наносятся отдешифрированные по изображению положение кромки льда, границ зон с различной сплоченностью, формами и возрастом льда, а также границы облачных полей.

При наличии изображений МСУ-М и (или) МСУ-С в 2—4 спектральных интервалах производится визуальный анализ и уточнение положения и характеристик выделенных на карте зон. Так, спутниковые изображения МСУ-С с разрешением ~ 250 м позволяют лучше определить возраст и сплоченность льда. Определению возраста помогает сопоставление изображений в видимом, ближнем и дальнем ИК-диапазонах [9, 16]. Поскольку изображениям МСУ-С присущи значительные геометрические искажения, уточнение границ зон следует производить с осторожностью, ориентируясь на береговую черту.

При дешифрировании РЛ-изображений учитывается синоптическая ситуация: прежде всего, данные о направлении и скорости ветра и температуре воздуха, а также мезо- и макромасштабная структура облачности (по спутниковым оптическим изображениям).

В тех случаях, когда по спутниковым изображениям положение кромки, сплоченность и другие характеристики льда определяются неоднозначно, используются данные авиационной разведки.

После окончательного оформления тушью готовая карта передается по факсимиле потребителям.

В период сложной ледовой обстановки ледовые карты для Татарского пролива и прол. Лаперуза выпускаются в масштабе 1:2 500 000.

На рис. 7.1 приведена карта ледовой обстановки за 16—17 марта 1988 г. Поскольку центральная и южная части Охотского моря были закрыты облачностью, положение кромки льда было нанесено по РЛ-изображению (рис. 7.2). Кромка хорошо видна в районе со слабыми ветрами 1. Между 54 и 56° с. ш. и 148 и 151° в. д. (область 2) яркость РЛ-изображения уменьшается, что обусловлено наличием разводий и меньшей сплоченностью льда. Темные пятна в области 2 — это именно разводья, а не участки, покрытые ледяным салом, так как температура воздуха здесь составляет 0...—5°С. (Наличие обширных разводий было зафиксировано и рыбопромысловыми судами. В то же время на японской ледовой карте район с меньшей сплоченностью выделен не был.) Повышенная яркость изображения в зоне 3 обусловлена наличием здесь серых льдов и ниласа. К западу от 3 по малым значениям σ^0 выделяются гигантские ледяные поля однолетних льдов 4. К югу от ~ 51° с. ш. в области с сильными ветрами 5 положение кромки льда соответствует границе РЛ-контраста: уровень рассеянных РЛ-сигналов от льда ниже, чем от сильно взволнованной (шероховатой) поверхности моря.

В Камчатском гидрометцентре применяется несколько иная методика подготовки карт ледовой обстановки на морях. Изменения обусловлены прежде всего отсутствием оперативной информации среднего разрешения с ИСЗ «Метеор-Природа», отличием бланковых карт, используемых для передачи по факсимиле.

Негативные изображения ТВ НП₂ с ИСЗ «Метеор», принимаемые АППИ, вставляются в рамку фотоувеличителя «Беларусь» и проектируются на бланковую карту меркаторской проекции масштаба 1:2 000 000. Из-за различия проекций негатива и карты (масштаб карты значительно меньше с широтой) добиться совмещения далеко отстоящих друг от друга опорных точек на побережье и островах не удастся. Поэтому зарисовка ледовой обстановки на карту производится по фрагментам с последующей их сдвижкой и частичным (~ 20—25 %) перекрытием. Многолетний опыт дешифрирования снимков ИСЗ показывает, что достаточная для практики точность наноски ледовых объектов достигается при картировании фрагментов негативов, линейные размеры которых на поверхности моря не превышают ~ 200 км. При зарисовке ледовой обстановки в центральных частях Охотского и Берингова морей из-за удаленности опорных точек в качестве основы используются, как и в ДВ РЦПОД, бланки стереоконической проекции масштаба 1:5 000 000. Затем по координатам характерных точек ледяного покрова ледовая обстановка переносится на карту масштаба 1:2 000 000, которая и передается в эфир.

Формы и возраст ледовых образований наносятся на карту по данным авиаразведок, дешифрирования спутниковых ИК-изображений, сводок с судов и береговых метеостанций. Учитываются также карты за предшествующие сроки и режимные сведения. Большое влияние на качество и достоверность информации о льдах оказывают опыт и профессиональная эрудиция инженеров, занимаю-

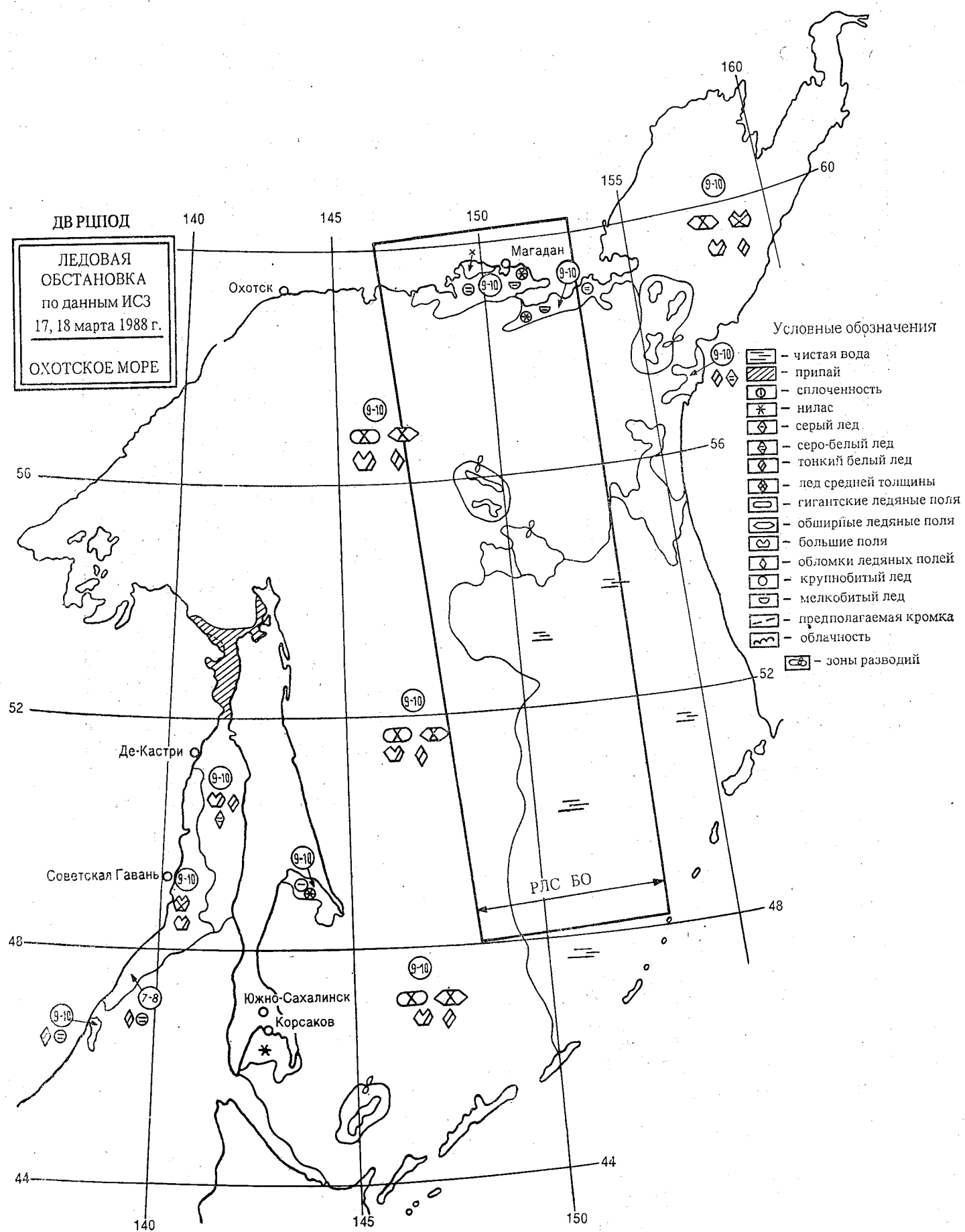


Рис. 7.1. Карта ледовой обстановки Охотского моря за 20 ч 50 мин 16 марта 1988 г.

щихся анализом разнородных исходных данных и составлением карт.

В условиях облачности и(или) низкой естественной освещенности земной поверхности незаменимой оказывается информация с ИСЗ, оснащенных

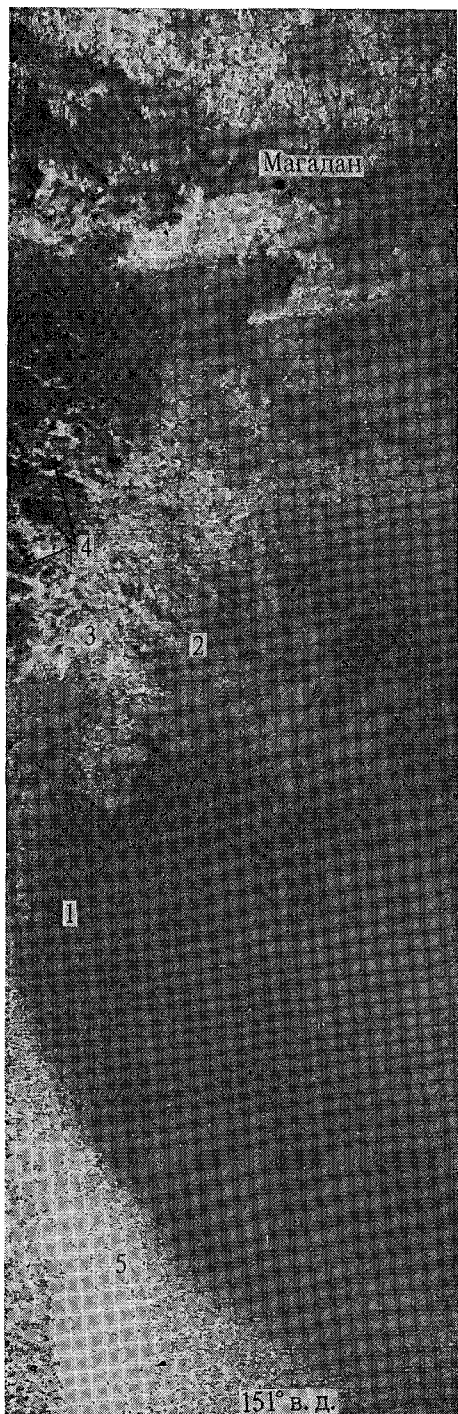


Рис. 7.2. РЛ-изображение Охотского моря за 16 марта 1988 г. («Космос-1766»).

РЛС БО. По РЛ-изображениям с точностью, не уступающей ТВ НП₂, возможно определение границ распространения льда, положения зон с различной сплоченностью, а также его состояния. В качестве примера рассмотрим РЛ-изображение акватории у восточного побережья Камчатки (Карагинский, Озерной и Камчатский заливы) (рис. 7.3). На нем

хорошо заметны контрасты лед (суша) — спокойная поверхность моря. Радиолокационная яркость ледяного покрова определяется, вероятно, только его сплоченностью, так как известно, что в период, предшествовавший съемке (10—15 дней), в рассматриваемом районе преобладали близкие к 0 °С, а в дневное время и положительные значения

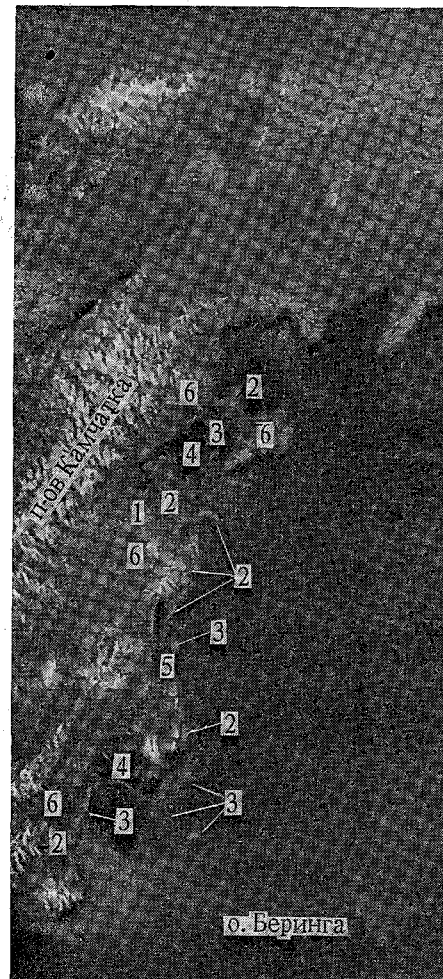


Рис. 7.3. РЛ-изображение ледяного покрова у восточного побережья Камчатки за 13 ч 53 мин 2 мая 1988 г. («Космос-1766»).

температуры воздуха. Это привело к интенсивному таянию снега на поверхности льда (V стадия развития, см. раздел 3.2) и к разрушению самого льда — в первую очередь более тонкого (нилас и серый лед). Очевидно, что светло-серые области ледяного покрова 1 и 2, совпадающие по тональности с прибрежными участками суши 6, имеют сплоченность не менее 9—10 баллов. Но разделить их на плавучие льды (область 2) и припай (область 1) по данному изображению невозможно. Для этого были привлечены изображения ТВ НП₂ за предыдущие сутки.

Так как при слабых ветрах чистая вода отображается темным и темно-серым тоном, участки с плавучими льдами можно визуально разделить на три класса в зависимости от сплоченности (яркости): области 3 со сплоченностью 7—8 баллов, области 4 со сплоченностью 4—6 баллов (разреженный лед) и область 5 со сплоченностью 1—3 балла (редкий лед, менее уверенно). На основе

анализа данного РЛ-изображения и с учетом предшествовавшей ледовой обстановки в районе была составлена и передана в эфир карта, приведенная на рис. 7.4.

Надежность сведений о ледяном покрове заметно возрастает, если в дополнение к оптическим спутниковым изображениям использовать радиолокационные.

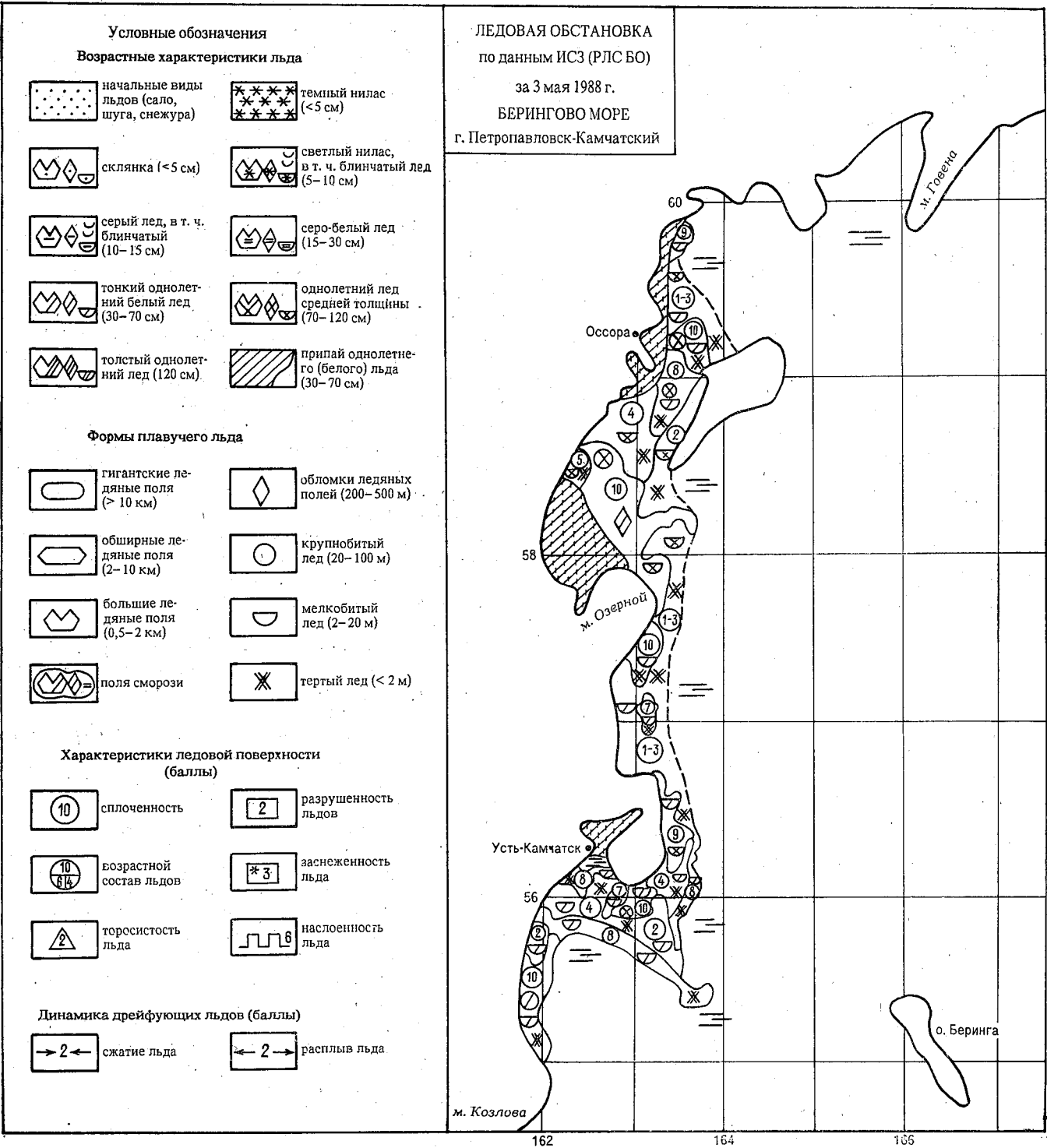


Рис. 7.4. Карта ледовой обстановки западной части Берингова моря за 3 мая 1988 г.

7.2. Ледовая обстановка вблизи портов и рекомендованные курсы во льдах

Интенсивные транспортные перевозки на дальневосточных морях требуют для их успешного проведения постоянно обновляющейся и надежной информации о ледовой обстановке вблизи портов.

Весной 1987 г. кромка льда вдоль восточного побережья Камчатки достигла Авачинского залива. Появление на подходах к Петропавловску-Камчатскому однолетних средних и толстых и серо-белых льдов заметно осложнило навигационную обстановку. По измерениям 21 февраля южная часть п-ва Камчатка была закрыта плотным облачным

покровом. В условиях отсутствия авиационной разведки единственным источником информации о распространении льда в Авачинском заливе стали РЛ-изображения с ИСЗ «Космос-1766» (рис. 7.5).

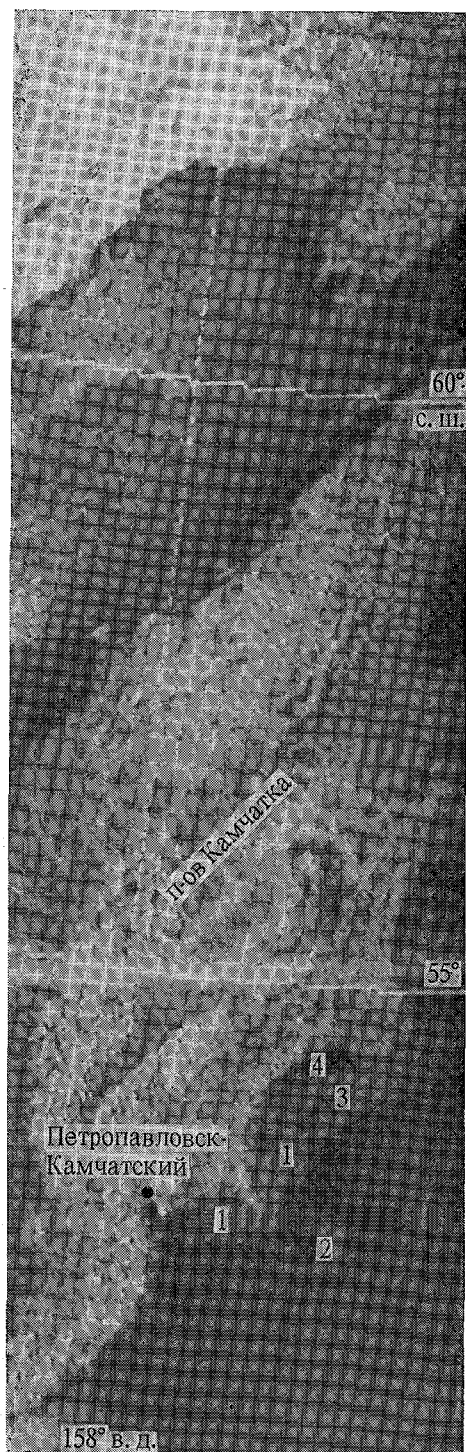


Рис. 7.5. РЛ-изображение дрейфующего льда у восточного побережья Камчатки за 21 ч 35 мин 21 февраля 1987 г. («Космос-1766»).

Уровень рассеянных РЛ-сигналов от однолетних и серо-белых льдов небольшой (см. раздел 5.4). Уверенной их индикации на РЛ-изображении способствовало отсутствие ветра. Полоса льдов 1 шириной примерно 25—30 км дрейфует из Кроноцкого залива, огибает м. Шипунский и по-

ворачивает под прямым углом в Авачинский залив. Льды доходят до горла Авачинской губы, но не перекрывают его.

Часть плавучего льда у м. Шипунского оказалась вовлеченной в антициклонический круговорот, образовав вихрь 2 с поперечником около 70 км.

Ледовый вихрь виден менее отчетливо, что, по всей видимости, обусловлено меньшей (5—8 баллов) сплоченностью льда. Большие массы 3 мелкобитого белого и серо-белого торошенного льда скопились в Кроноцком заливе. Радиолокационные контрасты массива 3 выше, чем у льдов в Авачинском заливе. В прибрежной части Кроноцкого залива сформировались начальные виды льда, тон их изображения темный.

В последующие дни дрейф льда к югу, юго-западу продолжался, в результате чего почти вдоль всего побережья Авачинского залива сформировалась полоса тяжелого льда шириной 20—25 км, которая перекрыла судоходную трассу. Свободный от плавучих льдов канал шириной 2—4 км сохранился только вдоль северного побережья Авачинского залива (рис. 7.6). Поскольку в районе м. Шипунского ширина ледяной перемычки была примерно в два раза уже, чем в направлении традиционного маршрута, судам было рекомендовано выходить из порта по каналу в указанный район, где и форсировать перемычку.

Существенно более высокие РЛ-контрасты льдов на рис. 7.6 по сравнению с такими же видами льдов на рис. 7.5, по всей видимости, связаны с интенсивно происходящими в весенний период изменениями структуры снежно-ледяного покрова под влиянием солнечного излучения и повышения температуры воздуха.

РЛ-изображение на рис. 7.7 дает представление о распределении ледяного покрова в северной части Охотского моря. В пределах полосы обзора кромка льда выглядит различно: если на западе она сплошная и ровная (участок 1), то в центральной и восточной частях она сильно изрезана (участок 2). Хорошо заметен небольшой ледовый вихрь 3 на границе между участками. На участке 2 сплоченность льда в прикромочной зоне меняется в широких пределах, о чем можно судить по вариациям яркости РЛ-изображения. Очевидно, что для прохода судов в Магадан маршрут желательно прокладывать через льды меньшей сплоченности. На рис. 7.7 такой маршрут показан пунктирной линией. То, что в зоне 4 льды более разрежены, чем в соседних областях 5, подтверждают близкие по сроку ТВ-спутниковые изображения.

Предложенный маршрут в значительной своей части проходит через темные и темно-серые области 6, которые представляют собой или чистую водную поверхность, или же поверхность, покрытую начальными и (или) гладкими ниласовыми льдами. Отсутствие в областях 6 более толстых льдов (однолетних) в сколько-нибудь заметных количествах подтверждает ТВ-снимок с ИСЗ «Метеор». На этом снимке области 6 выглядят темными.

Задача проводки судов к Магадану остается актуальной на протяжении всего периода, когда на подходах к Тауйской губе встречаются тяжелые льды (до июня). В конце апреля 1987 г. причудливо изрезанная полоса однолетних средних и тонких льдов примыкала вплотную к п-ову Кони (рис. 7.8). Минимальная ширина полосы (там, где проведен

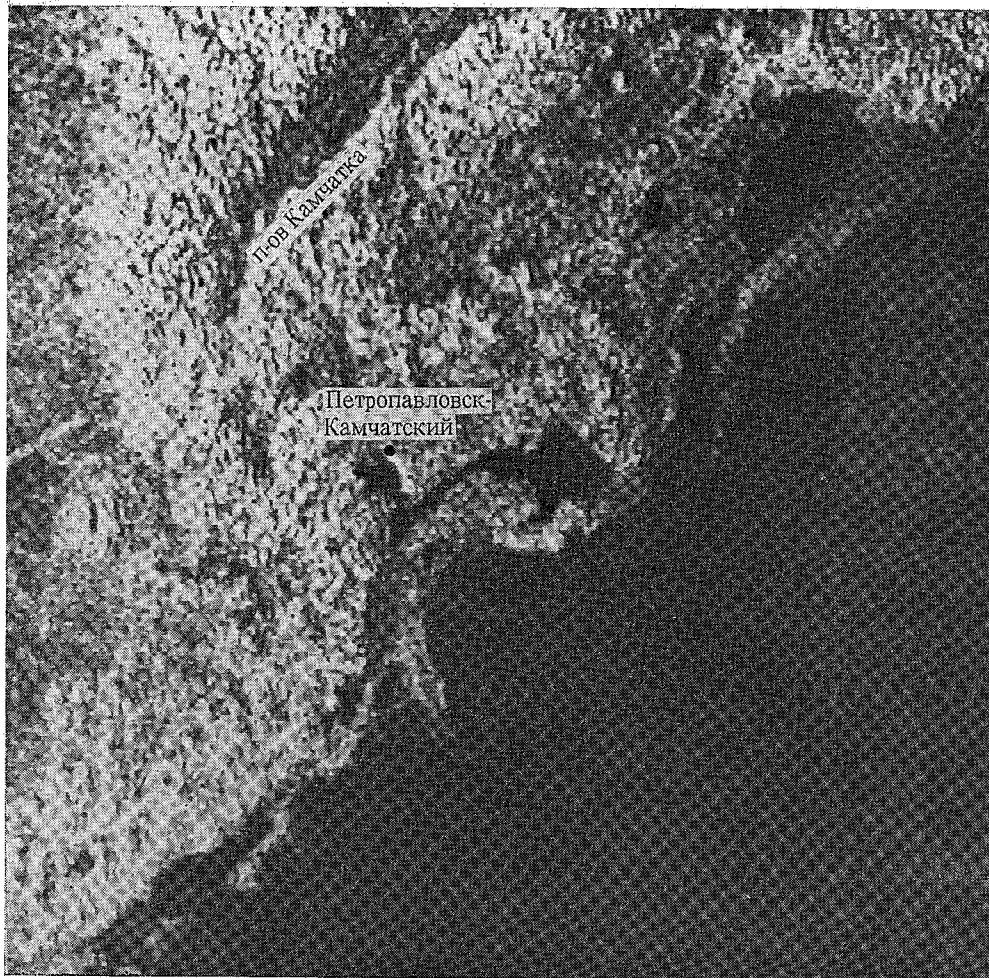


Рис. 7.6. Увеличенное РЛ-изображение дрейфующего льда у восточного побережья Камчатки за 19 ч 10 мин 13 марта 1987 г. («Космос-1766»).



Рис. 7.7. РЛ-изображение ледяного покрова в северной части Охотского моря за 15 ч 30 мин 14 апреля 1987 г. («Космос-1766»).

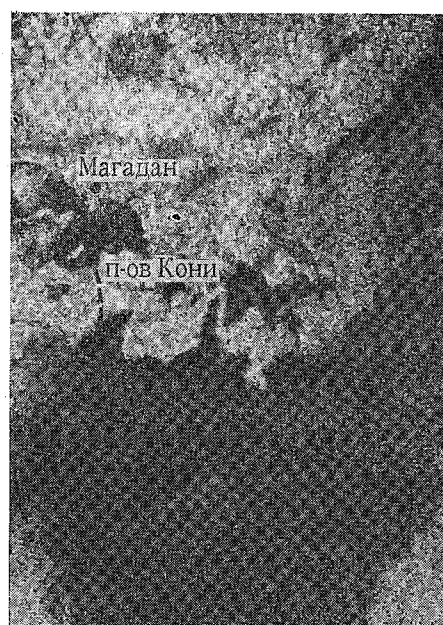


Рис. 7.8. РЛ-изображение ледяного покрова в северной части Охотского моря за 13 ч 30 мин 28 апреля 1987 г.

пунктир) составляла 50—55 км. Лед на РЛ-изображении выглядит значительно ярче водной поверхности. Примерно так же отображаются льды на близком по сроку ТВ-снимке, что позволяет оценивать ледовую обстановку, опираясь только на данные РЛ-зондирования с достаточной точностью.

На фрагментах РЛ-изображений (рис. 6.9 и 7.9) видна ледовая обстановка в заливах восточного по-

мерно на 100 км. Знание размеров и ориентации ледяного массива и характеристик слагающих его льдов позволило капитанам судов выбрать маршрут следования с учетом ледового класса судна: или через полосу, или вокруг нее.

Один из важнейших маршрутов следования судов пролегает через прол. Лаперуза. Рассмотрим в связи с этим, как последовательность РЛ-изобра-



Рис. 7.9. РЛ-изображение дрейфующих льдов у восточного побережья Камчатки за 20 ч 55 мин 27 января 1985 г. («Космос-1500»).

бережья Камчатки. В Камчатском заливе по светлостному тону (положительный РЛ-контраст) выделяются ледяные массивы, состоящие из битых однолетних льдов. Они определяют серьезную помеху для движения судов в Усть-Камчатск по самому короткому маршруту. По РЛ-снимку путь следования этих судов должен пролегать ближе к берегу, где толщина льдов значительно меньше (серые и ниласовые льды), что объясняется их местным происхождением и более поздним образованием.

Анализ РЛ-изображений показал, что препятствия движению судов возникают и у м. Шипунского. Такую ситуацию иллюстрирует РЛ-изображение (рис. 7.10), на котором у м. Шипунского видна сужающаяся по мере удаления от берега полоса битого однолетнего торошенного льда, толщина которого, по имеющимся сведениям, достигла 2 м. Полоса вытянулась в южном направлении при-

жений отражает динамику ледовой обстановки между островами Сахалин и Хоккайдо за период 15 января—7 февраля 1988 г. (рис. 5.15 а, б и 7.11). 15 января (рис. 5.15 а) прикромочная зона очень неоднородна: на ней видны выступы 5 и 6, небольшой циклонический вихрь 7, оторвавшиеся от основного массива ледяные поля 8 и 9. К м. Сиретоко протянулась узкая (~3—5 км) полоса льда 10. РЛ-контраст полосы — особенно при приближении к м. Сиретоко — спадает, что, скорее всего, свидетельствует о небольшой сплоченности льда.

Через 2,5 сут (рис. 5.15 б) кромка льда занимает в целом более северное положение. По всей видимости, под влиянием ветра ледяные поля 8 и 9 соединились с основным массивом, а выступ 5 стал значительно меньше. Ширина полосы 10, которая хорошо видна на всем протяжении, осталась небольшой. В проливах льда нет. В отличие от

15 января, участок прикромочной зоны к югу от м. Анива 11 стал более изрезанным, а участок 12 — более однородным.

За следующие 12 ч (рис. 7.11 а) наиболее заметные изменения произошли в зоне 11: положение

приобретает вихревой характер, а в областях 4 темным тоном отображаются большие пространства чистой воды.

РЛ-изображения за 6 и 7 февраля показали, что вдоль северного побережья о. Хоккайдо от

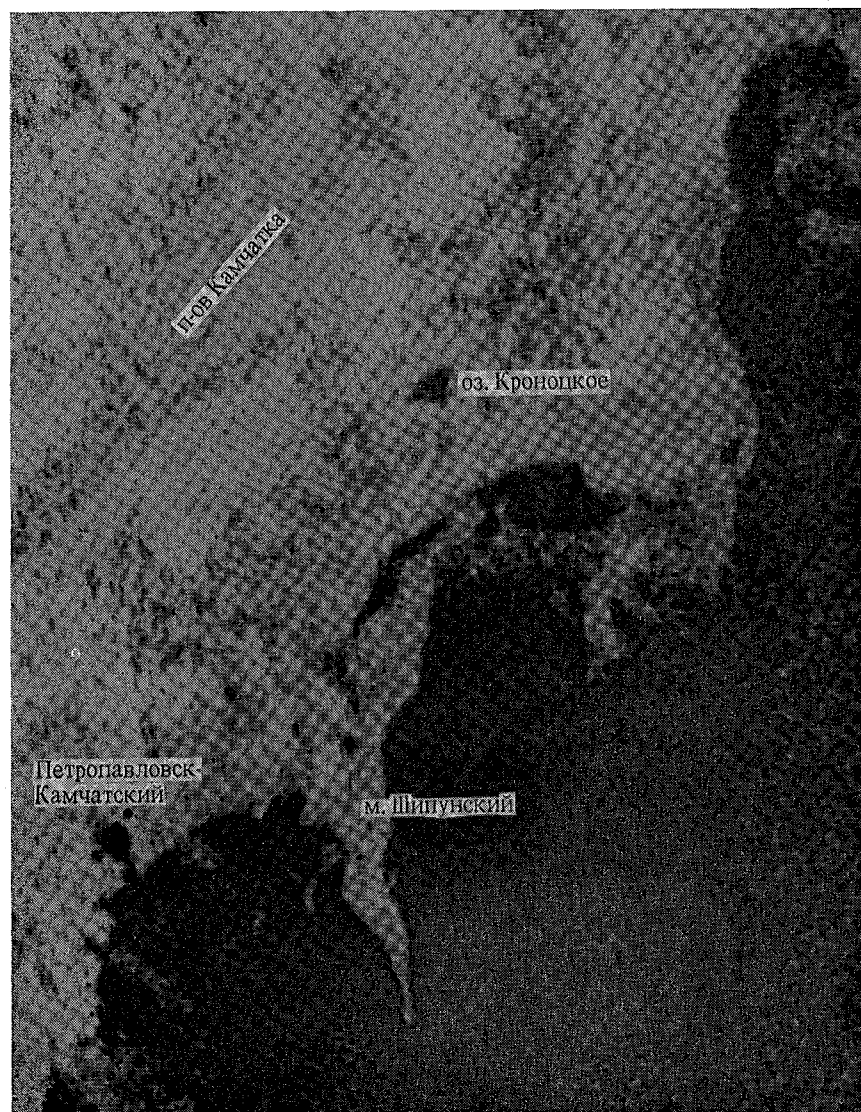


Рис. 7.10. Увеличенное РЛ-изображение ледовой обстановки в заливах восточного побережья Камчатки за 14 ч 50 мин 16 апреля 1987 г. («Космос-1766»).

кромки льда сместилось к югу примерно на 12—15 км. По прошествии еще 2,5 сут (рис. 7.11 б) направление кромки на участке 11 заметно изменилось. На большей своей части граница льда отошла от побережья о. Хоккайдо и приобрела меандрирующий характер (возможно, под воздействием течения Соя). Из рис. 7.11 б следует, что прол. Лаперуза свободен ото льда и возможность прохода судов из Японского моря в Тихий океан определяется наличием льда у м. Сиретоко и в проливах Кунаширском и Екатерины. Ширина ледяной перемычки, по всей видимости, не превышает 2—3 км. Через 12 ч ледовая обстановка не изменилась.

Следующее РЛ-изображение, охватывающее восточную часть рассматриваемого района, было получено только 1 февраля 1988 г. (рис. 7.11 в). Пространство между островами Сахалин и Хоккайдо покрыто сплошным ледяным массивом 1. Проходы в проливы Кунаширский и Екатерины перекрыты плавучими льдами. В областях 2 и 3 движение льда

м. Соя до м. Сиретоко вновь возникла полоса открытой воды шириной более 25 км (рис. 7.11 г). Как и на РЛ-изображении за 20 января (рис. 7.11 б), кромка льда имеет квазипериодическую структуру с длиной волны ~50 км. Для выхода в Тихий океан судам необходимо преодолеть ледяные поля к северу и востоку от м. Сиретоко протяженностью ~15—20 км.

Ледовая обстановка в рассматриваемом районе зафиксирована еще на двух РЛ-изображениях. 11 марта (рис. 5.16) вдоль побережья о. Хоккайдо протянулась полоса чистой воды 3, минимальная ширина которой 2 км. Вплотную к берегу льды подходят у западного побережья п-ова Сиретоко, ширина сплошного ледяного массива серо-белых и однолетних льдов превышает здесь 50 км. 31 марта (рис. 5.17 а) к северу от п-ова Сиретоко, островов Кунашир и Итуруп скопились большие массы льда. Проливы Кунаширский и Екатерины перекрыты льдом, через них лед поступает в Тихий океан.

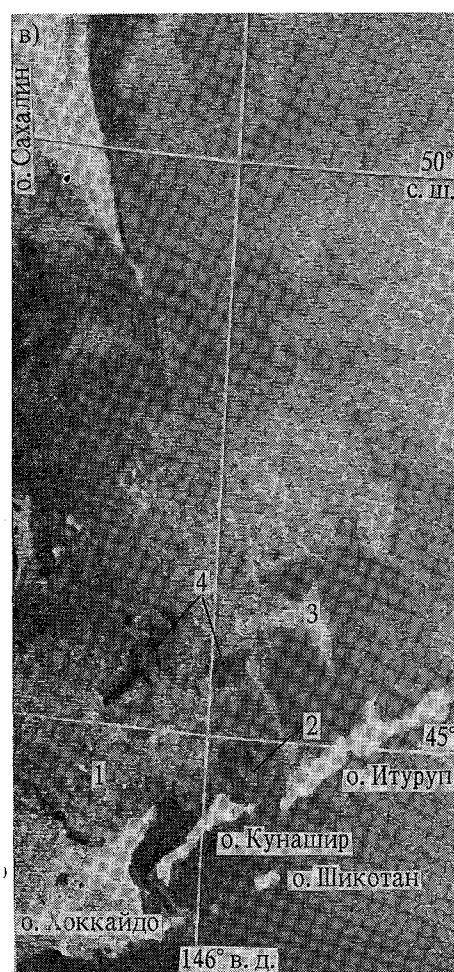


Рис. 7.11. РЛ-изображения ледовой обстановки в юго-западной части Охотского моря, полученные ИСЗ «Космос-1766» зимой 1988 г.
а — 4 ч 48 мин 18 января; б — 16 ч 40 мин 20 января; в — 2 ч 50 мин 1 февраля; г — 14 ч 30 мин 6 февраля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бушуев А. В., Быченков Ю. Д. Использование радиолокационных снимков ИСЗ «Космос-1500» для исследования распределения и динамики морских льдов//Исслед. Земли из космоса.—1985.—№ 3.—С. 23—27.
2. Бушуев А. В., Волков Н. А., Лощилов В. С. Атлас ледовых образований.—Л.: Гидрометеониздат, 1975.—140 с.
3. Ильичев В. И., Митник Л. М., Лобанов В. Б. Вихревые образования синоптического масштаба в океане и атмосфере//Результаты исследований в северо-западной части Тихого океана—М.: АН СССР, 1984.—Препринт № 72.—25 с.
4. Исследование ледяного покрова с помощью радиолокационной станции бокового обзора (РЛС БО)/Методическое пособие.—Л.: Гидрометеониздат, 1983.—120 с.
5. Калмыков А. И. и др. Радиолокационная система ИСЗ «Космос-1500»//Исслед. Земли из космоса.—1984.—№ 5.—С. 84—93.
6. Ковшов В. А., Синюрин Ю. Н. Постоянные разрежения ледяного покрова в открытых районах Охотского моря//Метеорология и гидрология.—1982.—№ 11.—С. 76—81.
7. Кузьмина Н. П., Скляр В. Е. Дрейфующий лед как трассер при исследовании особенностей циркуляции вод окраинных морей//Исслед. Земли из космоса.—1984.—№ 3.—С. 16—25.
8. Леонов А. К. Региональная океанография. Ч. 1. Берингово, Охотское, Японское, Каспийское и Черное моря.—Л.: Гидрометеониздат, 1960.—766 с.
9. Методические рекомендации по использованию спутниковой информации для оценки ледовой обстановки на реках, водохранилищах и озерах.—Л.: Гидрометеониздат, 1987.—95 с.
10. Методические указания по вопросам приема, обработки и использования спутниковой ледовой информации. Вып. 1. Определение характеристик ледяного покрова по радиолокационным снимкам ИСЗ «Космос-1500».—Л.: ААНИИ, 1985.—75 с.
11. Методические указания по комплексному использованию спутниковой информации для изучения морей.—Л.: Гидрометеониздат, 1987.—144 с.
12. Митник Л. М. Излучательные характеристики водной поверхности.—Обнинск: ВНИИГМИ—МЦД, 1978.—67 с.
13. Митник Л. М., Десяткова Г. И., Ковбасюк В. В. Определение характеристик ледяного покрова Охотского моря зимой 1983—1984 гг. по данным радиолокационного зондирования//Исслед. Земли из космоса.—1985.—№ 3.—С. 16—22.
14. Морошкин К. В. Водные массы Охотского моря.—М.: Наука, 1966.—67 с.
15. Мур Р. К., Фэн А. К. Радиолокационное определение параметров ветра над морем//ТИИЭР.—1979.—Т. 67, № 11.—С. 40—63.
16. Руководство по использованию спутниковых данных в анализе и прогнозе погоды.—М.: Гидрометеониздат, 1982.—300 с.
17. Федоров К. Н., Гинзбург А. И. Приповерхностный слой океана.—Л.: Гидрометеониздат, 1988.—304 с.
18. Храпченков Ф. Ф. Исследование вихрей у побережья Камчатки летом 1985 г.//Океанология.—1987.—Т. 27, вып. 3.—С. 391—396.
19. Alfultis M. A., Martin S. Satellite passive microwave studies of Sea of Okhotsk ice cover and its relation to oceanic processes, 1978—1982//J. Geophys. Res.—1987.—Vol. 92, N C12.—P. 13013—13028.
20. Arcone S. A., Gow A. J., McGrew S. Structure and dielectric properties at 4.8 and 9.5 GHz of saline ice//J. Geophys. Res.—1986.—Vol. 91, N C12.—P. 14281—14303.
21. Bass F. G. e. a. Very high frequency radiowave scattering by a disturbed sea surface//IEEE Trans. Antennas Propag.—1968.—Vol. 16, N 5.—P. 554—567.
22. Cavalieri D. J., Parkinson C. L. On the relationship between atmospheric circulation and the fluctuations in the sea ice extents of the Bering and Okhotsk Sea//J. Geophys. Res.—1987.—Vol. 92, N C7.—P. 7141—7162.
23. Hallikainen M. T., Ulaby F. T., Abdelrazik M. Dielectric properties of snow in the 3 to 37 GHz range//IEEE Trans. Antennas Propag.—1986.—Vol. 34, N 11.—P. 1329—1340.
24. Ketchum R. D. Dual frequency radar ice and snow signatures//J. Glaciol.—1983.—Vol. 29, N 102.—P. 186—195.
25. Kim Y. S. e. a. Towards identification of optimum radar parameters for sea-ice monitoring//J. Glaciol.—1985.—Vol. 31, N 109.—P. 214—219.
26. Kim Y. S., Onstott R. G., Moore R. K. The effect of a snow cover on microwave backscatter from sea ice//IEEE J. Oceanic Eng.—1984.—Vol. 9, N 5.—P. 383—388.
27. Livingstone C. E. e. a. Microwave sea-ice signatures near the onset of melt//IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing.—1987.—Vol. 25, N 2.—P. 174—187.
28. Livingstone C. E., Singh K. P., Gray A. L. Seasonal and regional variations of active-passive microwave signatures of sea ice//IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing.—1987.—Vol. 25, N 2.—P. 159—173.
29. Martin S., Kauffman P., Parkinson C. The movement and decay of ice edge bands in the winter Bering Sea//J. Geophys. Res.—1983.—Vol. 88, N C5.—P. 2803—2812.
30. Masuko H. e. a. Measurement of microwave backscattering signatures of the ocean surface using X band and Ka band airborne scatterometers//J. Geophys. Res.—1986.—Vol. 91, N C11.—P. 13065—13083.
31. NORSEX Group. Norwegian remote sensing experiment in a marginal ice zone//Science.—1983.—Vol. 220, N 4509.—P. 781—787.
32. Onstott R. G. e. a. Evolution of microwave sea ice signatures during early summer and midsummer in the marginal ice zone//J. Geophys. Res.—1987.—Vol. 92, N C7.—P. 6825—6835.
33. Parkinson C. L., Gratz A. J. On the seasonal sea ice cover of the Sea of Okhotsk//J. Geophys. Res.—1983.—Vol. 88, N C5.—P. 2793—2802.
34. Solomon H., Ahlén K. Eddies in the Kamchatka Current//Deep-Sea Res.—1978.—Vol. 25, N 4.—P. 403—410.
35. Troy B. E. e. a. Measurement of the microwave properties of sea ice at 90 GHz and lower frequencies//J. Geophys. Res.—1981.—Vol. 86, N C5.—P. 4283—4289.
36. Vant M. R., Ramseier R. O., Makios V. The complex dielectric constant of sea ice at frequencies in the range 0.1—40 GHz//J. Appl. Phys.—1978.—Vol. 49, N 3.—P. 1264—1280.

СОДЕРЖАНИЕ

1. Введение	3
2. Основные технические характеристики РЛС БО	4
3. Физические основы радиолокационного зондирования поверхности акваторий	6
3.1. Морская поверхность	7
3.2. Морские льды	8
4. Особенности формирования и развития ледяного покрова дальневосточных морей	13
4.1. Охотское море	14
4.2. Японское море	16
4.3. Берингово море	17
5. Дешифрирование радиолокационных изображений морских льдов	18
5.1. Начальные виды льда и темный нилас	—
5.2. Светлый нилас и серые льды	24
5.3. Серо-белые и однолетние льды	29
6. Динамика ледяного покрова	34
6.1. Структура и динамика прикромочной зоны на РЛ-изображениях	—
6.2. Вихревые образования в поле битого льда	40
7. Составление ледовых карт на основе комплексного анализа дистанционной и контактной информации	45
7.1. Карты ледовой обстановки	—
7.2. Ледовая обстановка вблизи портов и рекомендованные курсы во льдах	49
Список литературы	55

Нормативно-производственное издание

ДЕШИФРИРОВАНИЕ МОРСКОГО ЛЬДА ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ ПО ДАННЫМ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ Методическое пособие

Редактор З. И. Мироненко. Технический редактор Н. Ф. Грачева. Корректор О. В. Андреева.

Н/К

Сдано в набор 17.04.91. Подписано в печать 04.09.91. Формат 60×90¹/₈. Бумага книжная. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 7. Кр.-отт. 7,25. Уч.-изд. л. 7,16. Тираж 500 экз. Индекс ОЛ-92. Заказ № 91. Цена 70 коп. Гидрометеониздат. 199226. Ленинград, ул. Беринга, 38.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Государственного комитета СССР по печати. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.