ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ОРДЕНА ЛЕНИНА
АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

ИССЛЕДОВАНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА С ПОМОЩЬЮ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ СТАНЦИЙ БОКОВОГО ОБЗОРА (РЛС БО)

Методическое пособие

Ленинград Гидрометеоиздат 1983

УДК 551.326.02 : 621.396.969

Обобщен опыт исследования ледяного покрова с помощью РЛС БО и описана разработанная в ААНИИ методика выполнения радиолокационных съемок и обработки данных.

Рассмотрены принцип действия РЛС БО, изобразительные и геометрические свойства радиолокационных снимков; описаны дешифровочные признаки морских льдов на различных стадиях их образования, развития и разрушения; изложены методы аналитической обработки и оперативного составления ледовых карт; предложена новая система условных обозначений для ледовых карт, составленных по снимкам РЛС БО; рассмотрены некоторые вопросы комплексного использования ледовой информации, полученной различными дистанционными средствами.

Пособие рассчитано на специалистов, выполняющих ледовые наблюдения при помощи РЛС БО, моряков и научных работников, использующих результаты радиолокационных съемок, студентов и аспирантов океанологических специальностей.

Составители: **А. В. Бушуев, Ю. Д. Быченков, В. С. Лощилов, А. Д. Масанов**

ИССЛЕДОВАНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА С ПОМОЩЬЮ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ СТАНЦИЙ БОКОВОГО ОБЗОРА (РЛС БО)

Редактор Н. К. Хрусталева. Технический редактор Л. М. Шишкова.
Корректор Л. Б. Емельянова.

Н/К

Сдано в набор 20.12.82. Подписано в печать 18.03.83. М-38344. Формат 60×90 1/16. Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 7,5. Кр.-отт. 7,63. Уч.-изд. л. 8,35. Тираж 700 экз. Индекс ГЛ-118. Заказ № 378. Цена 45 коп. Заказное.

Гидрометеоиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, 23

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6

И $\frac{1903030100-041}{069(02)-83}$ без объявл.

ОГЛАВЛЕНИЕ

1. ВВЕДЕНИЕ

Условия мореплавания и народнохозяйственной деятельности (рыболовство, разведка и добыча полезных ископаемых) в арктических, антарктических, а в зимнее время и в замерзающих морях умеренных широт полностью определяются состоянием ледяного покрова на этих акваториях. Отсюда вытекает постоянная необходимость обеспечения многочисленных потребителей текущей (фактической) и прогностической ледовой информацией. Для прогнозирования предполагаемой ледовой обстановки необходимо также знание фактического состояния ледяного покрова в момент составления прогноза. Кроме этого, ледяной покров морей, который по физическим свойствам как подстилающая поверхность резко отличается от не покрытой льдом поверхности моря, играет существенную роль в тепловом балансе Земли, что должно учитываться во всех глобальных и региональных метеорологических прогнозах, климатических и режимных исследованиях.

Успешность решения указанных задач определяется в конечном счете качеством, регулярностью и оперативностью текущей ледовой информации, получаемой судоводителями, народнохозяйственными организациями, прогностическими органами и научными учреждениями.

Ледовая информация должна представляться потребителям в виде фотокарт (привязанных к местности телевизионных и ИК снимков ИСЗ, снимков РЛС БО, аэрофотоснимков), географических карт различного масштаба, на которых детали ледовой обстановки отображаются принятыми условными обозначениями [5, 10] или в цифровом виде на машинных носителях, что позволяет производить дальнейший анализ и статистическую обработку численными методами с использованием ЭВМ.

Сравнительно недавно единственным способом получения данных о ледовой обстановке были визуальные наблюдения с самолетов, ледоколов и экспедиционных судов. Да еще и в настоящее время основной объем информации поступает от самолетов и вертолетов визуальной ледовой разведки. Визуальные наблюдения отличаются оперативностью, не предъявляют жестких требо-

ваний к освещенности, метеорологическим условиям, высотам полета, однако, обязательно предполагают высокое профессиональное мастерство наблюдателей.

Помимо отмеченных положительных свойств, методу визуальных ледовых наблюдений свойственны недостаточная точность определения характеристик и привязки к местности, ограниченные полосы обзора, субъективность количественных оценок. Поэтому традиционные методы визуальных авианаблюдений уже не удовлетворяют растущие запросы науки и практики. Кроме того, использование в ближайшие годы в авиации лишь скоростных высотных самолетов сделает вообще невозможным выполнение визуальных ледовых авианаблюдений.

Все эти обстоятельства делают вопрос перехода от визуальных ледовых наблюдений к инструментальным и создания системы наблюдений, полностью базирующейся на инструментальных методах, чрезвычайно актуальным.

Интенсивное развитие техники дистанционного зондирования, под которым понимают наблюдение за объектами с дальних расстояний в целях установления их физических свойств и характеристик, позволяет уже в настоящее время использовать для изучения природной среды, в том числе ледяного покрова морей, большой комплекс разнообразных приборов. Из этого комплекса наиболее перспективным и уже сравнительно широко используемым средством дистанционного зондирования являются РЛС БО. РЛС БО, установленные на самолетах ледовой разведки, позволяют определять большинство характеристик ледяного покрова независимо от освещенности и практически при любых метеорологических условиях.

Радиолокационный метод наблюдений не имеет ограничений по высотам полета и скоростям применяемых в настоящее время или разрабатываемых для гражданской авиации самолетов. Материалы радиолокационной съемки ледяного покрова позволяют получать детальную картину площадного распределения льдов, а обработка последовательных съемок дает возможность определять дрейф льдов и смещение границ и кромок. Радиолокационное изображение может передаваться с самолета по линии связи на ледоколы и наземные пункты, оборудованные соответствующей аппаратурой в реальном времени, т. е. одновременно с регистрацией на самолете.

Перечисленные возможности позволяют считать РЛС БО основным средством инструментальных ледовых авианаблюдений.

В настоящем методическом пособии обобщены разработанные в ААНИИ методы и приемы обработки материалов съемок РЛС БО при использовании их для оперативных целей и в научных исследованиях.

Разделы 1, 2, 4, 5.2, 5.3, 6, 7 написаны А. В. Бушуевым, раздел 3 — А. В. Бушуевым и А. Д. Масановым, раздел 5.1 — В. С. Лощиловым, Ю. Д. Быченковым составлены программы аналитической обработки РЛ съемок.

2. РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ СТАНЦИИ БОКОВОГО ОБЗОРА

2.1. Принцип действия и функциональная схема РЛС БО

При облучении поверхности Земли высокочастотной электромагнитной энергией (радиоимпульсами) часть энергии поглощается, часть отражается зеркально, а часть рассеивается и отражается диффузно во все стороны, в том числе и обратно в сторону источника излучения. На возможности приема и регистрации отраженной обратно энергии основаны все методы радиолокационных съемок местности и обнаружения объектов (радиолокационные цели).

РЛС в зависимости от способа радиолокационного обзора местности и построения изображения подразделяются на панорамные и бокового обзора. Панорамные РЛС осуществляют обзор местности в результате кругового вращения или качания в определенном секторе параболической антенны. Самолетная антенна РЛС БО, более подробное описание которых приведено в работах [11—13], устанавливается неподвижно вдоль фюзеляжа, причем в отличие от панорамных РЛС, она может иметь длину, соизмеримую с размерами фюзеляжа. Поэтому в направлении, перпендикулярном траектории движения самолета, или, вернее, его продольной оси, формируется узкая диаграмма направленности антенны, обеспечивающая весьма высокую разрешающую способность по линии пути.

При полете самолета, вследствие поступательного перемещения антенного луча, осуществляется обзор местности в полосе, ширина которой определяется дальностью действия РЛС БО.

Если система включает две самостоятельные станции или две антенны, попеременно подключаемые к приемно-передающему тракту при помощи антенного переключателя, обзор местности может осуществляться по обоим бортам самолета, вправо и влево от линии его пути (рис. 1).

Функциональная схема РЛС БО с двумя вдольфюзеляжными антеннами приведена на рис. 2.

Синхронизатор *1* задает период между последовательными возбуждениями в передатчике *2* кратковременных импульсов электромагнитных колебаний (зондирующих сигналов). Зондирующий сигнал поступает в антенный коммутатор *3*, который служит для подключения передатчика к антеннам в момент посылки зондирующего импульса, после чего подключает антенны ко входу приемника. Расположенный далее в цепи антенный переключатель *4* подключает на полный цикл поочередно левую или правую антенну.

Отраженные от цели сигналы приходят с задержкой относительно времени посылки зондирующего сигнала, которая равна удвоенному расстоянию до цели, деленному на скорость распространения электромагнитных волн. Эти сигналы принимаются

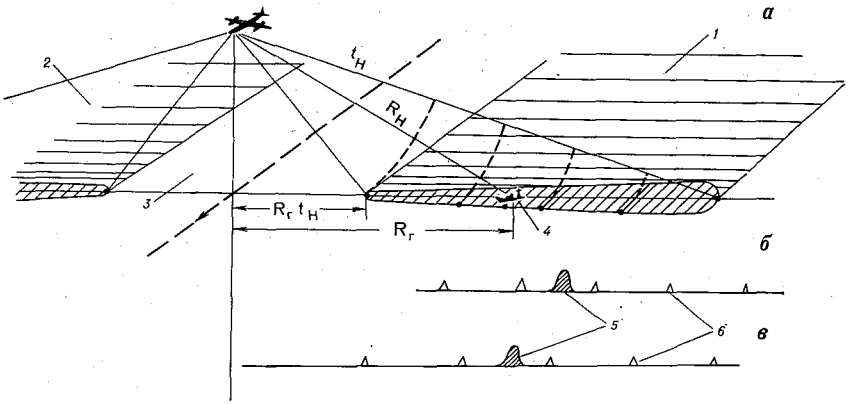


Рис. 1. Схема обзора местности РЛС БО и формирования радиолокационного изображения.

а — геометрия обзора пространства; *б* — формирование изображения на строке по наклонной дальности; *в* — формирование изображения по горизонтальной дальности; *1* — левая полоса обзора; *2* — правая полоса обзора; *3* — непросматриваемая зона; *4* — РЛ цель; *5* — изображение РЛ цели на строке развертки; *6* — метка дальности. $t_н$ — задержка на высоту; $R_н$ — наклонная дальность; $R_г$ — горизонтальная дальность; $R_г t_н$ — непросматриваемая зона.

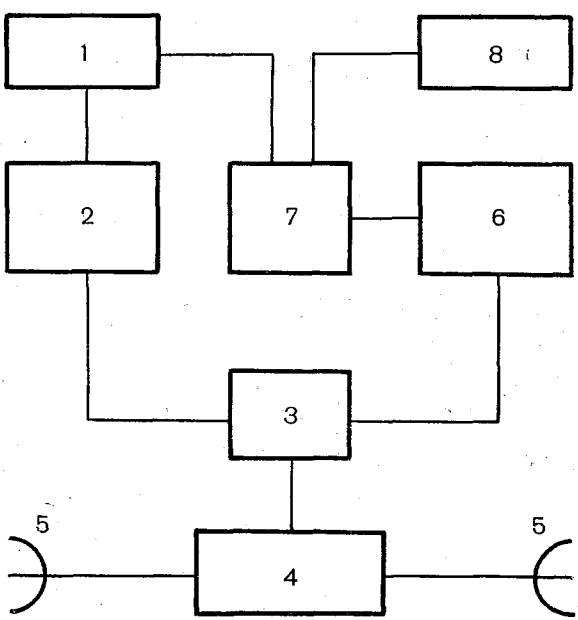


Рис. 2. Функциональная схема РЛС БО.

1 — синхронизатор; *2* — передатчик; *3* — антенный переключатель; *4* — антенные коммутаторы; *5* — антенны; *6* — приемник; *7* — индикаторы; *8* — блок сопряжения с навигационной системой.

антенной и через антенный коммутатор поступают в приемник *6*. В приемнике отраженные сигналы усиливаются и детектируются — из них выделяется огибающая.

Выходной сигнал приемника, в котором содержится информация об отражательной способности местности, поступает на индикатор *7* (электронное фоторегистрирующее устройство ЭФРУ), в состав которого входит электронно-лучевая трубка и фоторегистрирующее устройство.

По диаметру экрана индикатора периодически пробегает пятно, описывающее строку. Начало строки обычно задержано на определенное время относительно момента излучения зондирующего импульса, а конец строки соответствует времени прихода сигнала, отраженного от края полосы обзора. Яркость пятна на любом участке строки пропорциональна мощности сигнала, отраженного от соответствующего участка местности. Изображение экрана индикатора через объектив проектируется на фотопленку и экспонирует ее.

После фотохимической обработки фотопленки на ней образуется радиолокационное изображение местности. Фотохимическая обработка может выполняться обычными реактивами с использованием применяемых в аэрофотосъемке ручных и автоматических проявляющих приборов или специальными однованными растворами и проявляющими пастами с включением в состав станции блока ускоренной обработки.

Для сохранения геометрического подобия снимка и местности фотопленка должна протягиваться со скоростью, равной скорости полета носителя в масштабе изображения по строке. Поэтому протяжкой пленки ЭФРУ управляет блок сопряжения с навигационной аппаратурой самолета, в который поступают данные от допплеровского измерителя путевой скорости и угла сноса, а также информация о времени, курсе, текущих географических координатах. Эта информация периодически, через заданный интервал пути, впечатывается на свободных полях кадра.

У современных РЛС БО блок сопряжения осуществляет также коррекцию изображения, обусловленную углами сноса самолета во время съемки.

В синхронизаторе, который задает период между посылками зондирующих сигналов, как правило, имеется калибратор дальности. После посылки зондирующего импульса и периода, равного задержке на высоту, калибратор дальности через строго определенные интервалы времени, соответствующие заданным наклонным дальностям, вырабатывает импульсы, которые смешиваются с видеосигналом и поступают на вход индикатора.

При постоянной работе калибратора дальности на радиолокационном снимке получаются тонкие темные линии, соответствующие заданным наклонным дальностям. Если калибратор дальности включается только периодически, при регистрации границ условных кадров, на радиолокационном изображении

образуются темные точки, расстояние между которыми равно 1, 2 или 5 км по наклонной дальности в масштабе изображения.

В функциональную схему станции (см. рис. 2) нами включены только блоки, необходимые для понимания принципа действия РЛС БО. В состав конкретных станций входят, кроме того, блоки питания, контроля, пульты управления, а в последних модификациях и радиолинии трансляции изображения на наземные или ледокольные пункты приема [11, 13].

Для непосредственного наблюдения радиолокационного изображения в процессе съемки обычно используется оперативный индикатор ОИ, представляющий собой электронно-лучевую трубку с длительным послесвечением.

Развертка на экране электронно-лучевой трубки осуществляется в двух взаимно перпендикулярных направлениях. По оси y пропорционально наклонной или горизонтальной дальности, а по оси x — путевой скорости носителя РЛС.

Чтобы участки местности индицировались без пропусков и для увеличения времени наблюдения, для каждого борта используются два одинаковых индикатора, работающих поочередно, но со взаимным перекрытием. Изображение запоминается на время, большее времени пролета самолетом пути, соответствующего развертываемой на экране путевой дальности. Изображение на первом индикаторе стирается и начинается его новое заполнение после того, как второй индикатор заполнится на $^2/_3$.

2.2. Изобразительные свойства радиолокационных снимков

Возможность обнаружения и опознавания радиолокационных целей и объектов местности определяется разрешающей способностью РЛ снимков и наличием на РЛ изображении контрастов между объектами и фоном или между двумя рядом расположенными объектами.

Дешифрирование РЛ снимков выполняется аналогично дешифрированию обычных фотоизображений (аэрофотоснимки) и очевидно подчиняется тем же законам. Методологические вопросы дешифрирования аэрофотоснимков в достаточной мере исследованы [2, 6], причем установлено, что изображенные на снимке объекты воспринимаются раздельно только тогда, когда между ними имеется тоновой контраст

$$\Delta D = D_1 - D_2 \geqslant 0{,}06, \qquad (2.1)$$

где D_1 — оптическая плотность объекта; D_2 — оптическая плотность фона.

В соответствии с основными характеристиками применяемых при РЛ съемках аэропленок максимальная разность плотностей РЛ снимков может достигать 2,0—2,5. Однако практически, особенно при ускоренном проявлении фильмов, интервал плотностей лежит в пределах 1,0—1,5. Учитывая, что на основании

(2.1) при тоновом контрасте менее 0,06 объект любых размеров не обнаруживается, на РЛ снимке можно различить в идеале 15—20 тоновых градаций.

Объект, имеющий резкие очертания и тоновой контраст, по отношению к фону не менее 1,0 воспринимается невооруженным глазом, если при точечной форме его диаметр не менее 0,07 мм, а при линейной (штриховой) форме его ширина не менее 0,03 мм. Уменьшение тонового контраста вызывает снижение остроты зрения, и поэтому для того чтобы быть различимыми при тоновом контрасте 0,06 точечные объекты должны иметь диаметр более 0,5 мм, а линейные — ширину более 0,2 мм.

Эти данные относятся к изображениям объектов с четкими границами. В практике РЛ съемок границы объектов на изображении всегда имеют полосы размытости, обусловленные разрешающей способностью самой станции, и этих показателей никогда достичь не удается.

Разрешение станции поперек линии пути (по строке сканирования) определяется в первую очередь длительностью зондирующего импульса и зависит, кроме того, от угла наблюдения

$$\delta R = \frac{c\tau}{2\cos\beta}, \tag{2.2}$$

где c — скорость света; τ — длительность зондирующего импульса; β — угол наблюдения.

Линейное разрешение вдоль линии пути зависит от ширины луча антенны в горизонтальной плоскости (в угловой мере) и наклонной дальности до цели

$$\delta L = R\frac{\lambda}{d_A}, \tag{2.3}$$

где R — наклонная дальность; λ — длина волны РЛС; d_A — горизонтальный раскрыв антенны.

Для РЛС БО с параметрами, аналогичными станции AN/APS-84 ($\lambda = 3$ см, $d_A = 6$ м, $\tau = 0{,}13$ мкс), разрешение по строке сканирования равно 25—30 м, а вдоль линии пути при наклонной дальности 10, 20 и 40 км равно 50, 100 и 200 м, что соответствует при регистрации в масштабе 1 : 200 000 0,25, 0,50 и 1,0 мм на снимке. Таким образом, РЛ изображение имеет весьма значительную размытость, особенно по линии пути, и поэтому возможность распознавания малых объектов определяется не разрешающей способностью глаза, а разрешающей способностью самой РЛС.

При облучении радиоволнами какого-либо объекта в нем наводятся электрические токи, создающие в свою очередь электромагнитное поле, распространяющееся во все стороны, в том числе и в направлении РЛС. Это вторичное поле, как и электромагнитное поле самой РЛС, имеет векторные свойства и характеризуется поляризацией, определяющей направление векторов электрического и магнитного полей в пространстве.

Энергия принимаемого РЛС сигнала зависит от отражательной способности РЛ цели, т. е. способности переизлучать бо́льшую или меньшую долю падающей на нее электромагнитной энергии.

Отражательная способность природных объектов определяется физическими свойствами их поверхности и близких к ней слоев — шероховатостью и комплексной диэлектрической проницаемостью, которые зависят от структуры поверхности, ее вещества и содержания влаги, а также от параметров аппаратуры — длины волны РЛС и поляризации передающей и приемной антенн.

Если неровности поверхности меньше длины волны РЛС (ровные однолетние льды, спокойная поверхность моря, озер и рек), происходит зеркальное отражение в сторону от РЛС и мощность сигнала в приемной антенне равна или близка к нулю.

При наличии неровностей, соизмеримых или превышающих длину волны РЛС, имеет место рассеянное (диффузное) отражение во все стороны, в том числе и в направлении РЛС. К таким ледовым объектам относятся ниласовые и молодые льды, образующиеся из шуги и снежуры, блинчатые льды, ровные серобелые льды с солевыми кристаллами на поверхности, тертые льды и многие другие.

Помимо поверхностного отражения и рассеяния при облучении морских льдов всегда имеет место и объемное рассеяние, обусловленное проникновением радиоволн в поверхностный слой. Возможность такого проникновения зависит в первую очередь от комплексной диэлектрической проницаемости этого слоя. По данным, приведенным в работе [13, 15], волны длиной 2—3 см проникают в морской лед на глубину около 1 м, в пресноводный лед на глубину около 10 м, а в пресную воду на глубину всего 1—2 мм. Очевидно этим эффектом объясняются сильные отраженные сигналы от многолетнего и даже ровного речного льда.

Однако наиболее мощный сигнал может дать эффект сверкания, когда энергия отражается от соответствующим образом ориентированных площадок, дающих зеркальное отражение в направлении РЛС или образующих двухгранный угол, работающий как уголковый отражатель. При ледовых наблюдениях такими объектами являются гряды торосов, ледоколы и суда, барьеры ледников и обрывистые берега.

К параметрам радиолокационной аппаратуры, влияющим на отражательную способность объектов, относится длина волны РЛС и поляризация передающей и приемной антенн.

Современные РЛС имеют возможность передачи и приема при одной и той же горизонтальной или вертикальной поляризации (ГГ, ВВ), а также в режиме кроссполяризации, когда передача выполняется в одной поляризации, а прием — в другой (ГВ, ВГ).

Весьма интересные исследования влияния различных комбинаций поляризации и изменения угла наблюдения на величину и изменчивость коэффициента отраженного рассеяния морских льдов были выполнены Р. О. Рамсье и др. в рамках Объединен-

ного эксперимента по исследованию динамики арктического льда AIDJEX [15].

Наблюдения выполнялись на трех самолетах, один из которых был оборудован прибором для измерения отраженного рассеяния (рабочая частота 13,3 ГГц, длина волны 2,25 см) со всеми возможными комбинациями передающей и приемной антенн ГГ, ГВ, ВВ, ВГ, второй имел на борту РЛС БО с реальной апертурой (рабочая частота 9,26 ГГц, длина волны 3,25 см, поляризация ГГ, углы наблюдения 45—88°), третий самолет был оборудован РЛС с синтезированной апертурой (рабочая частота 1,215 ГГц, длина волны 24,5 см, поляризация ГГ, углы наблюдения 0—55°).

Анализ обобщенных данных, характеризующих отраженное рассеяние (рис. 3), показывает, что существует хорошая корреляция между величиной коэффициента отраженного рассеяния σ° и основными типами льда. Для всех четырех видов поляризации величина σ° для многолетних льдов больше, чем для однолетнего и молодого. Различия отраженного рассеяния были 8—10 дБ для одинаково поляризованных сигналов и 15—18 дБ для кроссполяризованных сигналов.

Коэффициент отраженного рассеяния молодого (серого) льда при углах наблюдения больше 20° несколько превышает σ° однолетнего льда, при малых же углах наблюдения имеет место обратная зависимость.

Для всех поляризаций отмечается также уменьшение σ° при увеличении угла наблюдения. В меньшей степени этот эффект сказывается для поляризации ГВ (см. рис. 3, *б*).

По приведенным данным следовало бы отдать предпочтение поляризации ГВ, однако необходимо отметить, что измерения отраженного рассеяния производились при углах наблюдения от надира (0°) до 60°, в то время как углы наблюдения РЛС БО с реальной апертурой лежат в пределах от 35 до 80°, причем участок от 35 до 60° соответствует первым 7 км полосы обзора, где, как правило, наблюдается неравноконтрастность изображения, обусловленная делением диаграммы направленности антенны по частотным полосам. Поэтому окончательный вывод о наиболее рациональных поляризациях может быть сделан только после накопления достаточных материалов наблюдений реальными РЛС БО в сопоставлении с данными наледных наблюдений.

Как уже указывалось, для многолетних льдов, которые имеют больший коэффициент рассеяния чем однолетние и молодые льды, в общем сигнале, очевидно, значителен вклад объемного рассеяния и меньшее значение имеет микрорельеф поверхности. В механизме рассеяния от молодых и однолетних льдов, вследствие значительно большего затухания в них сантиметровых волн, преобладающей переменной должна быть характеристика поверхности. В зависимости от района и условий образования и существования молодых и однолетних льдов шероховатость их поверхности и рельеф весьма изменчивы. Поэтому в величинах отраженного рассеяния для молодых и однолетних льдов могут быть

неопределенности и перекрытия [1, 15]. Таким образом, при использовании в качестве дешифровочного признака только шкалы серого тона нельзя достаточно уверенно дифференцировать все возрастные стадии льда.

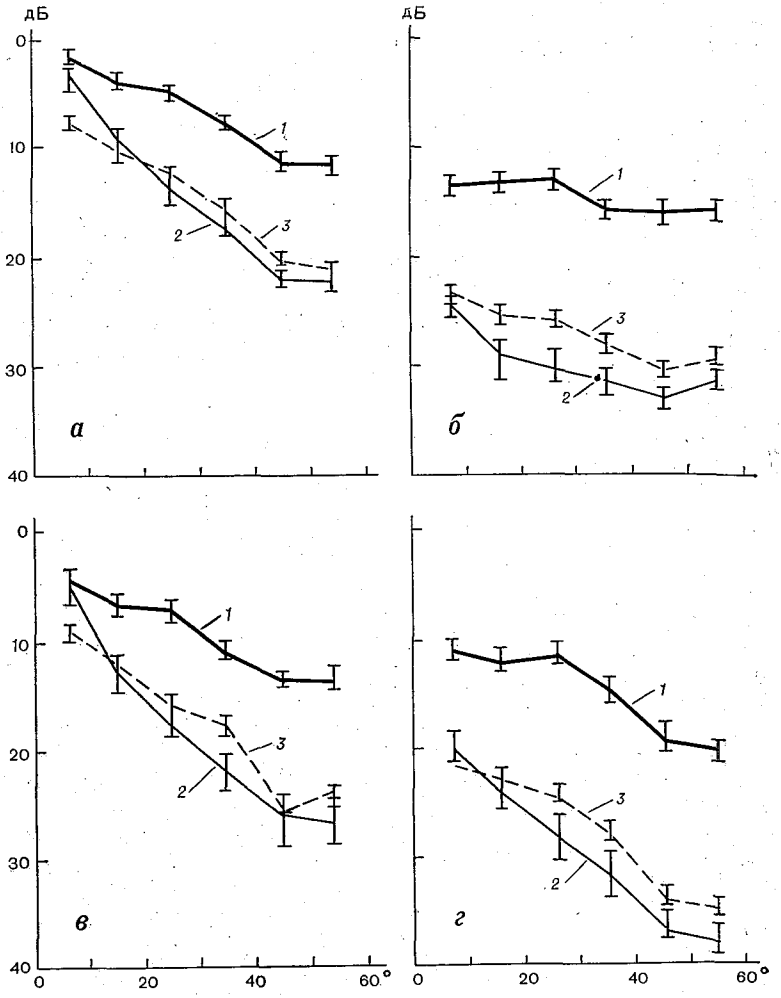


Рис. 3. Коэффициент отраженного рассеяния морских льдов при различных поляризациях.

а — ГГ; *б* — ГВ; *в* — ВВ; *г* — ВГ; *1* — многолетний лед; *2* — однолетний лед; *3* — молодой (серый) лед.

Современные РЛС БО, которые используются для ледовых наблюдений, позволяют выполнять съемку в масштабах 1 : 100 000, 1 : 200 000, 1 : 250 000 и 1 : 500 000. Запись изображений левой и правой полос обзора при съемке в масштабах 1 : 100 000—

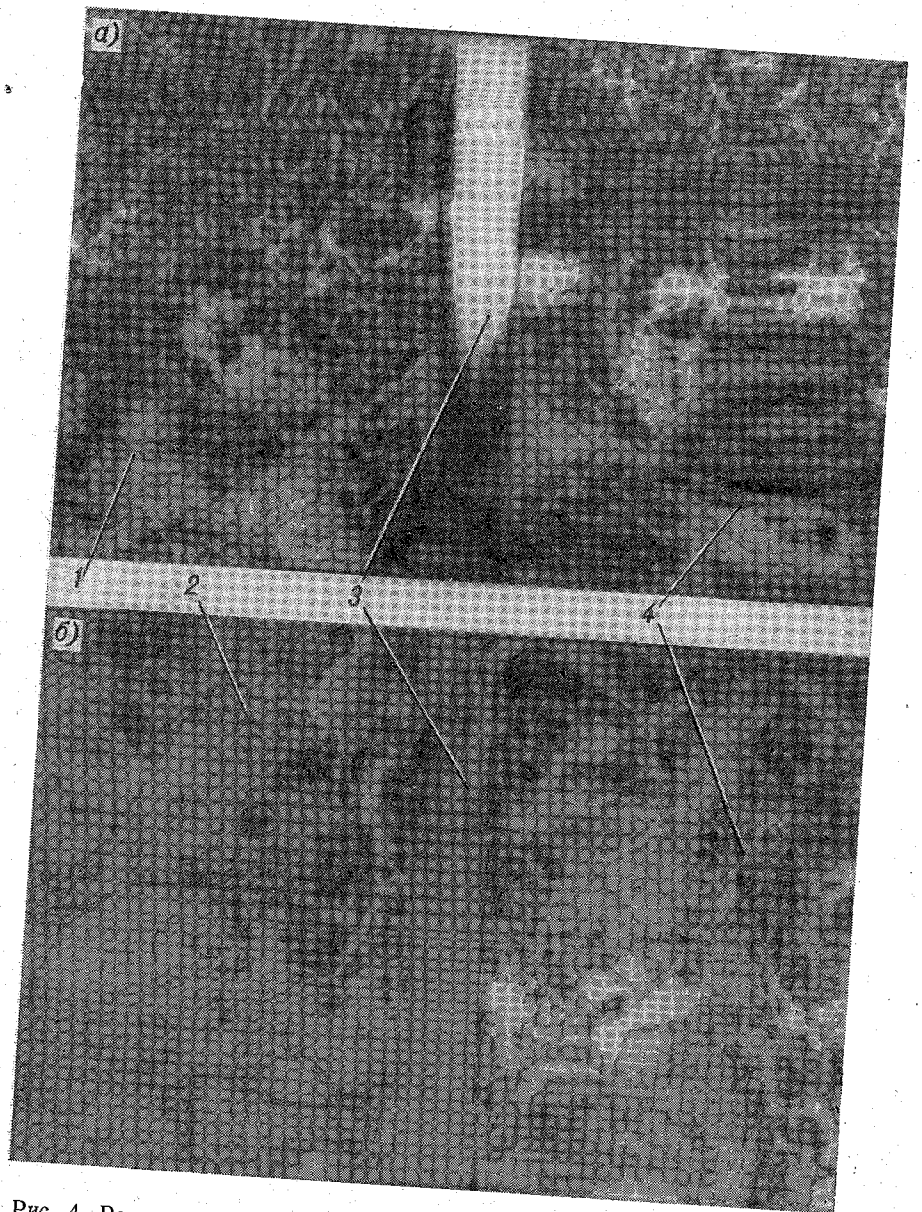


Рис. 4. Радиолокационный снимок масштаба 1 : 500 000, зарегистрированный на одном ФРИ 30 мая 1978 г.

1 — левая полоса обзора; *2* — правая полоса обзора; *3* — разворот влево; *4* — подворот.

1 : 250 000 производится при помощи раздельных фоторегистрирующих индикаторов (ФРИ), а при съемке в масштабе 1 : 500 000 обе полосы обзора могут быть зарегистрированы на одной пленке одним ФРИ (рис. 4).

Изображение обеих полос обзора на одной пленке позволяет при незначительном ухудшении качества гораздо оперативнее составить карту и сделать монтаж из снимков, поэтому при выполнении ледовых наблюдений съемка выполняется, как правило, в масштабе 1 : 500 000.

В результате анализа РЛ снимков можно определить места и направление разворотов и места подворотов. Во время разворотов, которые сопровождаются значительными кренами самолета, в полосе обзора, совпадающей с направлением разворота, максимум диаграммы направленности антенны приходится на ближний план, а примерно с половины полосы обзора местность совсем не облучается. Противоположная направлению разворота полоса сравнительно равноконтрастна, при несколько меньшей интенсивности сигналов (см. рис. 4).

Зафиксированный во время разворота участок местности представляет собой сектор круга, изображенный параллельными строками развертки, поэтому во внутренней полосе обзора изображение растянуто, а во внешней — сжато. Дешифрирование льдов в указанном секторе практически невозможно, поэтому участки разворотов из дальнейшей обработки исключаются. Подвороты на несколько градусов и рысканье самолета приводят к смазу изображения и двоению контуров.

Ранее указывалось, что разрешающая способность РЛ снимков определяется формулами (2.2) и (2.3) и лежит в пределах 25—30 м по строке сканирования и 50—200 м по линии пути. Сравнение РЛ снимков с синхронно выполненной аэрофотосъемкой подтверждает возможность изображения точечных контрастных объектов размером 20—25 м в виде пятен с размытыми краями. Льдины меньшего размера, даже на фоне чистой воды, могут быть обнаружены не всегда.

Сопоставление РЛ снимков разного масштаба показывает, что при переходе от масштаба 1 : 100 000 к масштабу 1 : 200 000 разрешающая способность понижается незначительно. Очевидно, и в том и в другом случае она определяется техническими характеристиками самой станции (размеры антенны, длительность импульса и т. д.), а не возможностями ФРИ. Напротив, для масштабов 1 : 200 000 и 1 : 500 000 разрешающая способность ухудшается пропорционально уменьшению масштаба (рис. 5). Поэтому при выполнении всей съемки в масштабе 1 : 500 000 отдельные, наиболее важные, участки целесообразно регистрировать на втором ФРИ в более крупном масштабе.

Тональные характеристики изображений объектов в общем случае определяются их отражательной способностью. Однако при анализе РЛ снимков необходимо учитывать еще ряд обстоятельств.

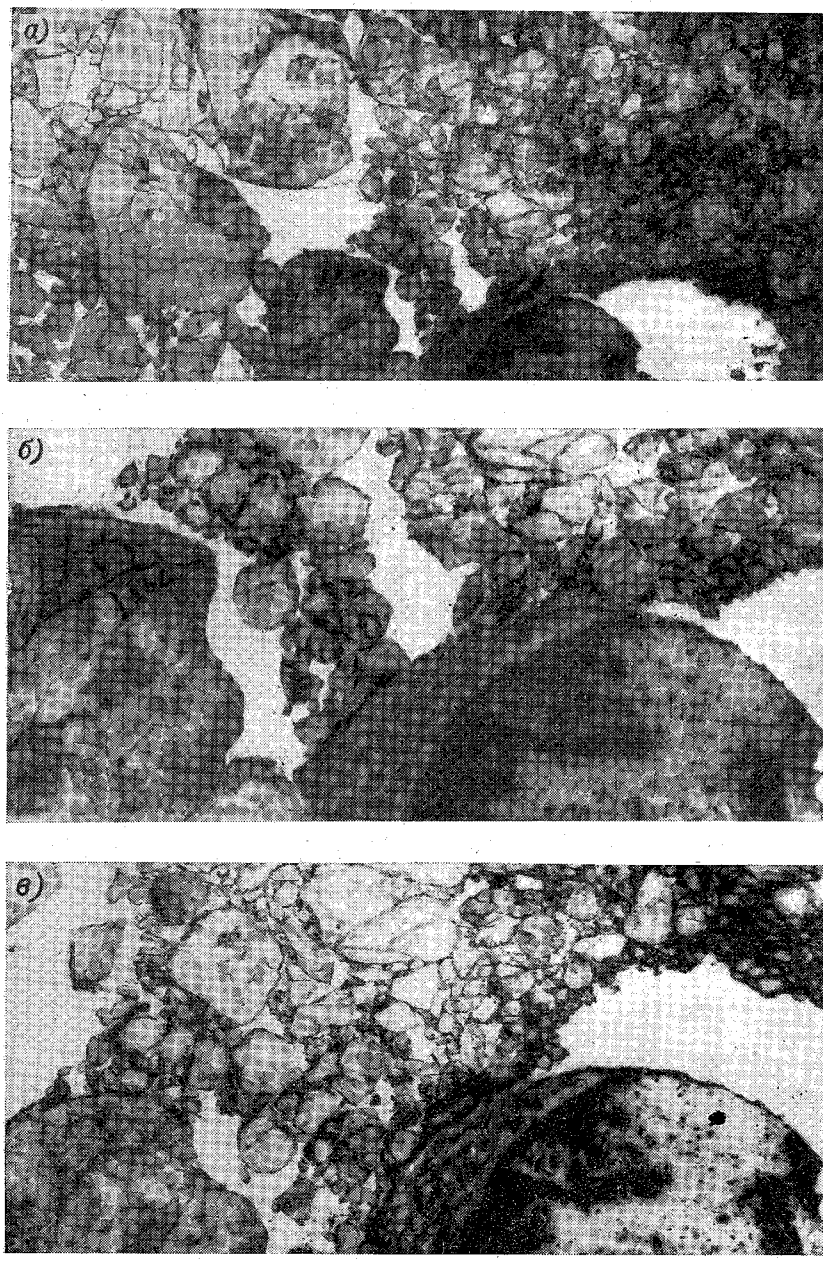
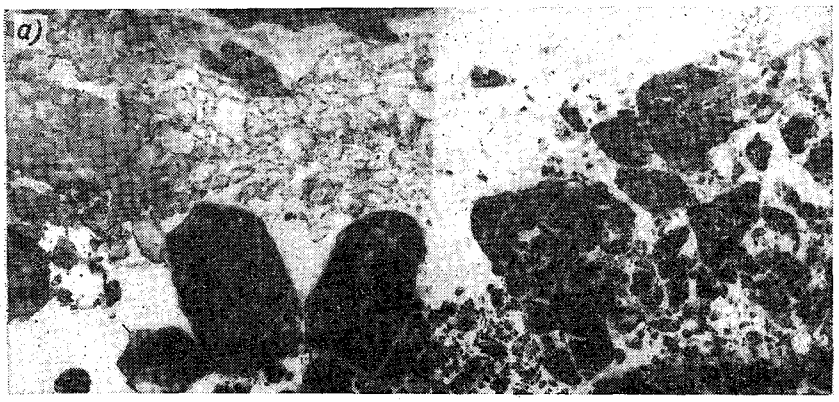
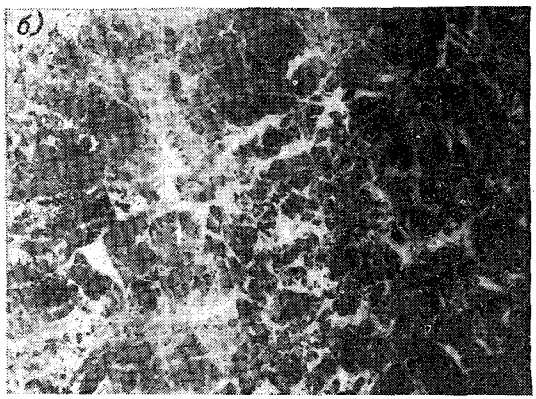
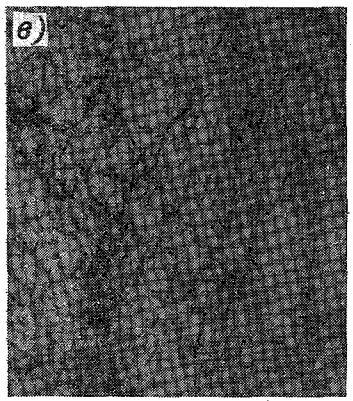


Рис. 5. Зависимость разрешающей способности РЛ снимков от масштаба регистрации их на ФРИ 30 мая 1978 г.

а — снимок масштаба 1 : 500 000; *б* — часть снимка, увеличенная до масштаба 1 : 250 000; *в* — снимок масштаба 1 : 250 000.







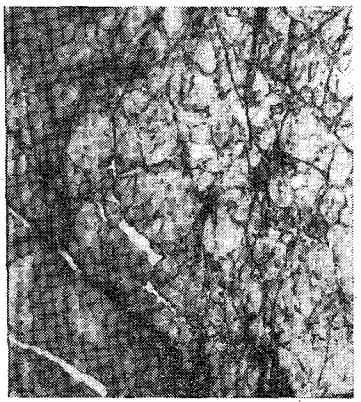


Рис. 6. Изменчивость характера РЛ изображения.

а — регулировка яркости изображения видеоусилителем; *б* — неравноконтрастность изображения, обусловленная погрешностями диаграммы направленности антенны; *в* — различный характер изображения РЛС БО левого и правого бортов.

Яркость изображения всех ледовых объектов, в частности, однолетних и многолетних льдов может не укладываться в фотографическую широту пленки. Регулировкой видеоусилителя оператор может менять яркость изображения на электронно-лучевой трубке (ЭЛТ) и добиваться наилучшей проработки деталей тех или иных объектов. В зонах преобладания многолетних льдов такая настройка производится обычно по многолетним льдам. Однако при этом часто однолетние льды попадают в область недодержек и изображаются почти одинаково с чистой водой (рис. 6, *а*). Учитывая важность для навигации каналов и разводий, можно рекомендовать усиление сигнала, обеспечивающее достаточный контраст между чистой водой и однолетними льдами.

Диаграммы направленности реальных антенн, как правило, отличаются от теоретической функции вида

$$G = G_0 \operatorname{cosec}^2 \Theta \sqrt{\cos \Theta}, \tag{2.4}$$

где Θ — угол визирования элементарной площадки местности; G_0 — коэффициент усиления антенны при минимальном угле визирования Θ.

Это приводит к неравноконтрастности изображения, особенно в ближней зоне (см. рис. 6, *б*). Так, полученные почти одновременно изображения одного и того же участка ледяного покрова в ближней (см. рис. 5, *а*) и в дальней (см. рис. 5, *в*) зонах имеют существенно различную тональную структуру. Величина неравноконтрастности и положение на снимке частотных полос зависят от наклона антенны и поэтому могут изменяться от полета к полету и даже во время одного полета. Неравноконтрастность обнаруживается при полете над однородными подстилающими поверхностями. Если не учитывать эту особенность конкретных РЛ снимков, можно допустить грубые ошибки, вплоть до выделения несуществующих зон.

Иногда, преимущественно в период таяния, характер изображения зависит от направления облучения, т. е. от положения самолета относительно снимаемого участка ледяного покрова. При этом могут возникать затруднения как в определении характеристик льдов, так и в опознавании связующих точек (рис. 7). Это явление может быть объяснено формированием микрорельефа ледяных полей под воздействием солнечной радиации (в основном с юга) и преобладающих ветров.

Все это подтверждает сделанный ранее априорно вывод о неустойчивости тона изображения, зависящего от многочисленных факторов, как дешифровочного признака.

Характерная для Арктики облачность не изображается на РЛ снимках и не влияет на их качество. Только очень редко, в случае фронтальной облачности, последняя регистрируется на РЛ снимках в виде темно-серых или черных мазков. И уже совсем в исключительных случаях может встретиться (преимущественно в южных районах арктических морей) грозовая облачность, которая не только маскирует расположенные под ней льды, но

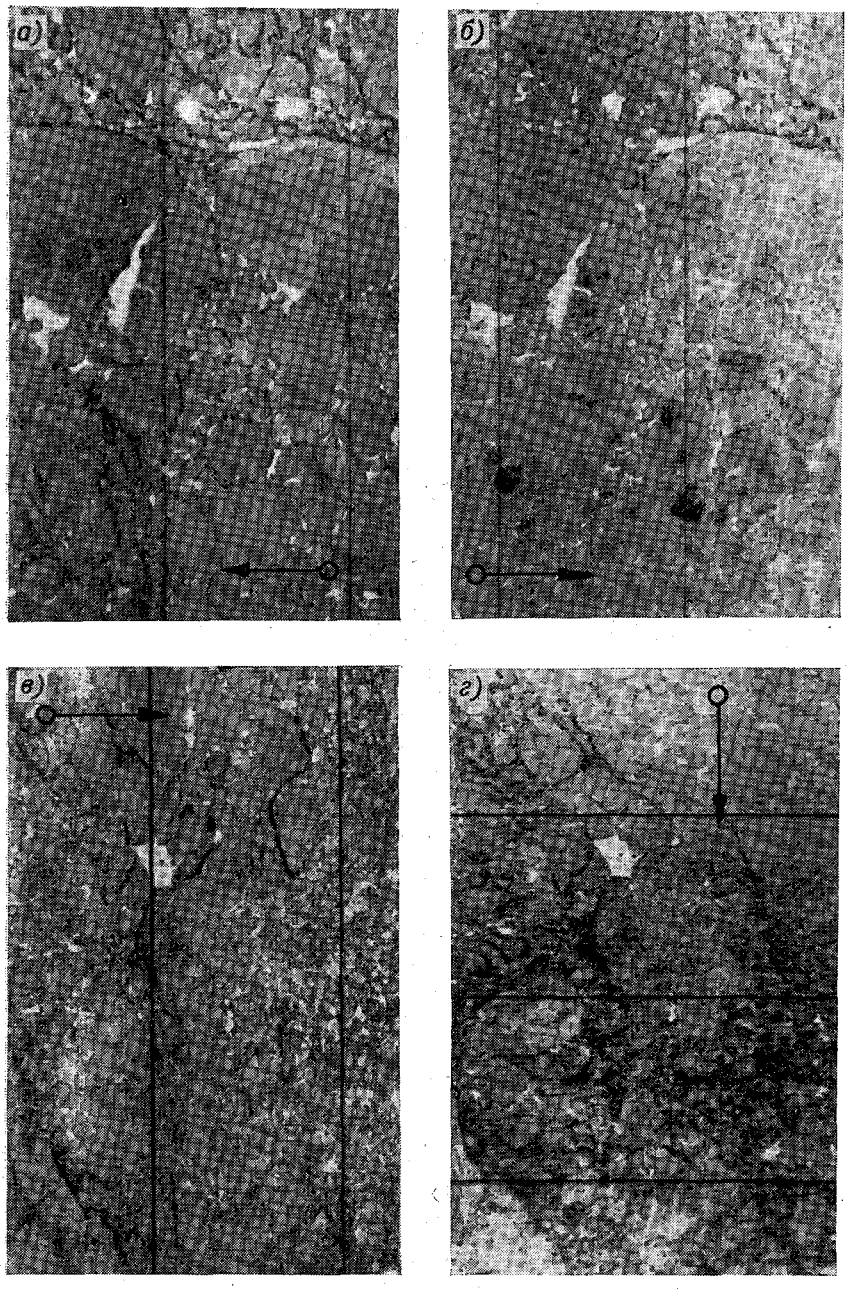


Рис. 7. Изменение тональной структуры изображения в зависимости от направления облучения (показано стрелкой), масштаб 1 : 200 000.

а, б — 8 июля 1979 г; *в, г* — 27 июля 1976 г.

Рис. 8. Изображение грозовой облачности и образованные ею радиотени, 28 июня 1981 г., юго-восток Баренцева моря, масштаб 1 : 200 000.

Направление облучения показано стрелкой.

и дает радиотени, вследствие которых участки моря, покрытые льдами, могут быть отнесены к чистой воде и таким образом ошибочно определено положение кромки льдов (рис. 8).

Необходимо отметить, что некоторые особенности РЛ изображений пока объяснить невозможно. Иногда на изображениях однородных (по данным синхронной аэрофотосъемки) полей молодых или однолетних льдов выделяются участки, значительно отличающиеся друг от друга по тону (см. рис. 26, 30). В период начала интенсивного таяния вдоль гряд торосов образуются значительной ширины (до 1 км на местности) полосы, похожие на радиотени (см. рис. 39). При разрушенности льда 2—3 балла поля затопленного льда дают не зеркальное отражение (минимальная яркость), а имеют на РЛ изображениях сложную тональную структуру (см. рис. 40).

Все это свидетельствует о том, что информационные возможности РЛ снимков изучены и используются еще далеко не полностью. Несомненно, выяснение причин этих явлений даст возможность установить новые корреляционные связи между особенностями РЛ изображений и характеристиками ледяного покрова. Поэтому полигонные наблюдения должны не только включать крупномасштабные съемки дистанционными средствами, но и продолжить и развить контактные наледные наблюдения.

Трудность этих работ заключается в необходимости установления оперативной связи между высотными самолетами, выполняющими РЛ съемки, и наледными группами, а также в организации первичных посадок, в том числе в летнее время в точки, выбранные по РЛ снимкам.

2.3. Геометрические свойства снимков РЛС БО

Антенна РЛС БО в общем случае устанавливается неподвижно вдоль фюзеляжа, и обзор местности осуществляется в результате поступательного перемещения антенного луча, которое обусловлено движением самолета-носителя.

Для перехода от измеренных на пленке расстояний вдоль линии пути к путевой дальности на местности необходимо знать масштабный коэффициент $1/K$, равный отношению скорости протяжки пленки $v_п$ в ЭФРУ к путевой скорости самолета W

$$\frac{1}{K}=\frac{v_п}{W}. \qquad (2.5)$$

Тогда путевая дальность

$$L=l\cdot K, \qquad (2.6)$$

где l — измеренное на пленке расстояние по линии пути.

Однако, как установлено практикой наблюдений, из-за неизбежных ошибок определения величины путевой скорости само-

лета, а также ошибок ее ввода и отработки в ЭФРУ, фактический коэффициент $1/K$ всегда отличается от заданного (равного среднему масштабу по строке сканирования). Эти ошибки могут быть особенно большими (достигать 10% и даже больше) при ручном дискретном вводе значений путевой скорости в лентопротяжный механизм ЭФРУ.

Отраженные от цели сигналы регистрируются на пленке или экране индикатора на линии, называемой строкой сканирования, пропорционально времени между их посылкой и возвращением. Сигналы, отраженные от всех точек, лежащих в некоторой полосе под самолетом, приходят практически одновременно, поэтому в аппаратуре предусматривается «задержка на высоту», благодаря которой начало регистрации совпадает с приходом сигналов, отраженных от точек, находящихся на удалении от линии пути, примерно равном высоте полета (см. рис. 1).

Если связь между временем и расстоянием по строке сканирования линейна, точки местности будут изображаться пропорционально не горизонтальной, а наклонной дальности.

Зависимость между горизонтальной и наклонной дальностью определяется уравнением

$$R_г = \sqrt{R_н^2 - H^2} = \sqrt{(t_H + rm)^2 - H^2}, \qquad (2.7)$$

где $R_г$ — горизонтальная дальность на поверхности Земли от точки надира до точки местности (сферичность Земли не учитывается); $R_н$ — наклонная дальность; H — высота полета самолета; t_H — задержка на высоту; r — расстояние на снимке от начала регистрации строки до изображения точки местности; m — масштаб изображения по строке.

Продольная ось самолета, как правило, отклонена от линии пути на угол сноса (УС). При этом луч антенны оказывается направленным не перпендикулярно вектору путевой скорости, а под углом

$$q = \pm \frac{\pi}{2} - УС. \qquad (2.8)$$

Угол q отсчитывается от положительного направления путевой дальности по часовой стрелке для снимка правого борта $\left(+\frac{\pi}{2}\right)$ и против часовой стрелки для снимка левого борта $\left(-\frac{\pi}{2}\right)$.

Таким образом, в общем случае при отсутствии специальных корректирующих приспособлений и блоков обзор местности осуществляется в косоугольной системе координат, а регистрация снимка — в прямоугольной (рис. 9).

В результате суммарного воздействия всех указанных основных искажений, прямоугольной координатной сетке снимка на плане или непосредственно на местности соответствует сетка разновеликих параллелограммов, углы и стороны которых будут

определяться горизонтальными дальностями, углами сноса и масштабным коэффициентом.

В современных РЛС БО предусматривается автоматическое управление протяжкой пленки от измерителя путевой скорости, что значительно повышает точность выдерживания масштаба по линии пути, развертка строки не по наклонной, а по горизонтальной дальности и компенсация углов сноса путем стабилизации антенны или поворота на угол сноса строки развертки [3]. В этом случае обзор местности и регистрация снимка выполняются в идентичных системах координат и снимок подобен местности

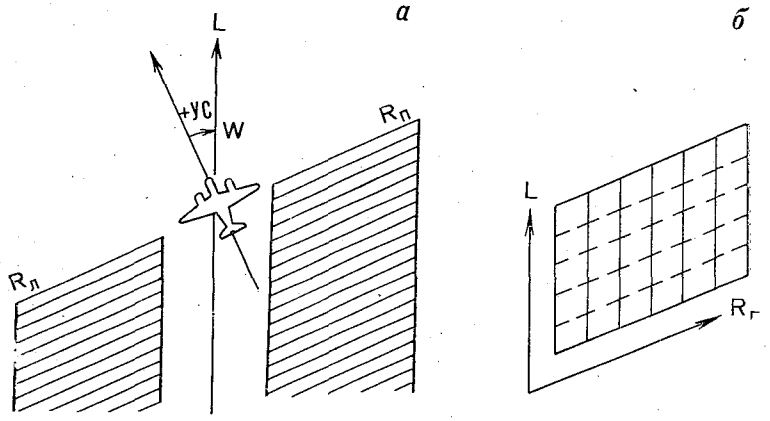


Рис. 9. Геометрические соотношения между точками снимка и местности.

а — система координат бокового обзора в общем случае; *б* — изображение прямоугольной координатной сетки снимка на плане местности.

в пределах точности определения соответствующих навигационных элементов и точности отработки блоков станции. Таким образом, можно считать и наоборот, что прямоугольной координатной сетке снимка соответствует аналогичная прямоугольная координатная сетка местности, отличающаяся только масштабом. Эта предпосылка значительно упрощает как аналитические, так и оперативные методы обработки радиолокационных съемок.

Кроме указанных основных источников искажений РЛ снимков, причинами деформации РЛ изображений могут быть также нестабильность высоты полета носителя, боковые уклонения носителя от заданной линии пути, погрешность стабилизации антенны по тангажу и курсу, нелинейность строчной развертки.

Суммарная деформация РЛ изображения, обусловленная этими причинами лежит в пределах 1 мм в масштабе изображения [3].

Поскольку при ледовых разведках РЛ съемка выполняется в масштабах 1 : 200 000—1 : 500 000, ошибка в положении точки на местности достигает 0,5 км.

Все эти ошибки носят случайный местный характер, поэтому для их компенсации по данным измерения координат опорных

точек, число последних должно быть достаточно большим. Такое требование в практике выполнения ледовых разведок, как правило, не может быть выполнено и поэтому следует считать, что РЛ снимки, даже после координирования их по опорным точкам местности, имеют остаточные местные ошибки, лежащие в пределах 0,5 км.

3. ДЕШИФРИРОВАНИЕ МОРСКИХ ЛЬДОВ НА РАДИОЛОКАЦИОННЫХ СНИМКАХ

3.1. Сущность процесса дешифрирования, принцип подбора эталонных снимков

Дешифрирование радиолокационных снимков является процессом обнаружения, опознавания и интерпретации изображенных на них объектов местности.

Обнаружение представляет собой констатацию наличия объекта, относящегося к классу, изучение которого является задачей конкретного дешифрирования (льдина, канал и т. д.).

Опознавание — установление количественных и качественных характеристик объекта путем выявления связей между свойствами радиолокационных изображений и свойствами дешифрируемых категорий.

Интерпретация — обобщение результатов опознавания, установление взаимосвязей и взаимообусловленности опознанных объектов. Применительно к ледовым наблюдениям к процессу интерпретации можно отнести определение сплоченности, возрастного состава и других обобщенных характеристик.

При обнаружении и опознавании используются дешифровочные признаки радиолокационных изображений, которые подразделяются на прямые и косвенные.

К прямым дешифровочным признакам относят тон и тональную структуру изображения объекта, его размеры и форму.

Тон радиолокационного изображения объекта, определяемый его отражательной способностью, является наиболее важным дешифровочным признаком. Только при различии тонов изображения фона и объекта имеется возможность его обнаружить, а также определить его размеры и форму.

Однако тон радиолокационного изображения, являющийся функцией отражательной способности объекта, как правило, зависит не только от изучаемой характеристики (например, толщины льда), но и от целого ряда побочных факторов (соленость льда, размеры льдин, шероховатость и торосистость поверхности, ее влажность), а также от характеристик приемо-регистрирующего тракта (усиление РЛ системы, установленное оператором, режим проявления, характеристики светочувствительных материалов

и т. д.), поэтому тон как дешифровочный признак не является устойчивым и должен использоваться только в сочетании с другими.

Тональная структура радиолокационного изображения представляет собой сочетание изображений отдельных элементов, в совокупности образующих изображение объекта. Если эти элементы состоят из нескольких площадок разрешения и их формы различаются, говорят о структуре изображения (пятнистая, дендритовая и т. д.), если каждый элемент включает только единичные площадки разрешения, подкласс тональной структуры называется текстурой изображения (матовая, зернистая, муаровая и т. д.).

Для радиолокационных изображений свойственна способность выделения и передачи таких деталей строения ледяного покрова, которые не обнаруживаются при аэрофотосъемке и непосредственном наблюдении или обнаруживаются с трудом. Очень часто изображение однородных по толщине ледяных полей состоит из резко выраженных пятен и полос, резко различающихся по тону, причем причины такой тональной неоднородности очень трудно объяснимы.

Помимо такой пространственной изменчивости тональной структуры, наблюдается и временна́я, особенно в период таяния или замерзания. На последовательных изображениях одного и того же ледяного поля могут появляться и исчезать различные структурные детали.

Признак формы также широко используется при дешифрировании. Так, округлая форма характерна для полей более старого льда в динамичных районах, форма нитевидных темных линий позволяет отнести образования к торосам молодого льда или наслоениям, образовавшимся на стадии ниласовых льдов, темные линии, чередующиеся с ромбовидными расширениями, позволяют опознавать разводья, покрытые молодым льдом и т. д.

К косвенным дешифровочным признакам относят:

1) местоположение и взаимную связь объектов; 2) следы деятельности объектов.

Характерными косвенными признаками являются: канал, образующийся за ледоколом, полыньи с подветренной стороны стамух, приуроченность дрейфоразделов к выступам береговой черты.

Кроме прямых и косвенных дешифровочных признаков иногда выделяют еще логические, которые чаще всего накладывают пространственное или временно́е ограничение или разрешение. Так, в осенний период в Карском море наблюдаются льды речного происхождения, выносимые из Енисейского залива или Обской губы. По характеру изображения на радиолокационных снимках они очень похожи на многолетние льды. Однако на основании того, что в данном районе, как правило, не бывает многолетних льдов, наблюдатель должен сделать вывод о том, что это льды именно речного происхождения. Другим примером может служить невозможность образования в летний период молодых льдов.

Многообразие дешифровочных признаков морских льдов на радиолокационных снимках и их неустойчивость не позволяют свести систему дешифровочных признаков к словесному описанию. Если бы это удалось сделать, задача распознавания образов применительно к морским льдам была бы решена. Поэтому в качестве пособия для наблюдателя ниже приводится подборка наиболее характерных изображений различных льдов (эталонных снимков).

На всех рисунках приведены не полные РЛ снимки, а только их наиболее характерные части. Там, где это было возможно, приведены синхронно выполненные аэрофотоснимки тех же ледовых образований в примерно одинаковом или более крупном масштабе.

Учитывая, что как оперативная, так и камеральная обработка РЛ съемок выполняется только по негативам, все РЛ снимки приведены в негативной тональности. Белые участки фотографий соответствуют прозрачным местам негативной пленки (слабый сигнал), а темные — большим плотностям негатива (сильный сигнал). Все аэрофотоснимки, напротив, приведены в привычном позитивном исполнении, хорошо передающем природную яркость объектов.

В ряде случаев, особенно при анализе разрешающей способности и характера изображений сравнительно мелких объектов (торосы, трещины и каналы, мелкобитый лед, снежницы), приведены РЛ снимки различного масштаба и увеличенные фрагменты снимков. Это сделано с учетом возможности использования при дешифрировании 2—4-х увеличительных луп, а также для компенсации неизбежных потерь разрешающей способности и качества снимков при воспроизведении их типографским способом.

Для того чтобы выявить изменения в РЛ изображениях льдов, происходящие с нарастанием его толщины (увеличением возраста) или в процессе таяния, приводятся последовательные снимки одних и тех же участков ледяного покрова, выполненных с интервалом от нескольких суток до полугода.

Особое внимание при анализе дешифровочных признаков и подборе эталонных снимков обращено на случаи их совпадения для различных типов льда или полного отсутствия корреляционной связи между характером РЛ изображения и заданной характеристикой ледяного покрова.

Как указывалось, отражательная способность льда одного и того же возраста в разные сезоны, а также в зависимости от условий образования и характера поверхности может существенно различаться. Поэтому в подобранных эталонах помещены не только наиболее типичные РЛ изображения, но и разные возможные их варианты.

Однако, совершенно очевидно, что на приведенных в настоящем пособии РЛ снимках невозможно показать все многообразие типов льдов, региональных и метеорологических особенностей их

образования и развития. Кроме того, снимки, воспроизведенные типографским путем, неравноценны оригинальным негативам РЛ снимков. Поэтому помимо описанных в разделах 3.2—3.4 дешифровочных признаков, помещенные в этой главе фотографии следует использовать как методическую основу для создания региональных альбомов из негативов или дубль-негативов РЛ снимков.

3.2. Изображение морских льдов в осенне-зимний период

Для осенне-зимнего периода в Арктике, Антарктике и замерзающих морях умеренных широт характерен процесс ледообразования, в результате которого на первоначально свободной ото льда поверхности моря образуется и развивается ледяной покров.

При отсутствии или слабом волнении (до 2 баллов) не покрытая льдом поверхность моря дает зеркальное отражение, полезный сигнал в антенне отсутствует и потемнение пленки обусловлено только шумами и вуалью, т. е. она почти полностью прозрачна.

При усилении ветра шероховатость морской поверхности увеличивается и соответственно возрастает сигнал, причем имеет место зависимость от угла визирования — чем он меньше, т. е. чем ближе направление на элементарную площадку к вертикали, тем сигнал сильнее.

Текстура изображения при слабом волнении зернистая, однако, по мере увеличения длины волны начинают изображаться в масштабе снимка в виде черточек, ориентация которых позволяет судить о направлении волнения (рис. 10, *а*, *б*).

Дешифрирование больших пространств чистой воды, спокойной или взволнованной, обычно не представляет затруднений. Однако следует учитывать, что от ровных однолетних льдов сигнал также очень мал. Поэтому трудности возникают, когда нужно определить очень ровный однолетний припай или когда среди полей многолетнего (старого) льда имеются каналы и разводья, свободные ото льда и покрытые однолетним льдом. При этом, как уже указывалось, оператор, добиваясь наилучшего изображения многолетних льдов, часто снижает усиление станции, и однолетние льды, как и чистая вода, попадают в область недодержек (см. рис. 6, *а*). Учитывая навигационную важность каналов и разводий, свободных от льда, усиление приемного тракта должно обеспечивать достаточный тоновой контраст между чистой водой и однолетними льдами, даже в ущерб качеству изображения многолетних льдов.

После того как верхний слой воды охладится до температуры замерзания, начинают образовываться ледяные иглы — мелкие продолговатые кристаллы, имеющие форму пластинок, взвешенных в воде. На РЛ снимках они не изображаются.

При спокойной поверхности моря, после появления ледяных игл происходит интенсивное увеличение их количества и они обра-

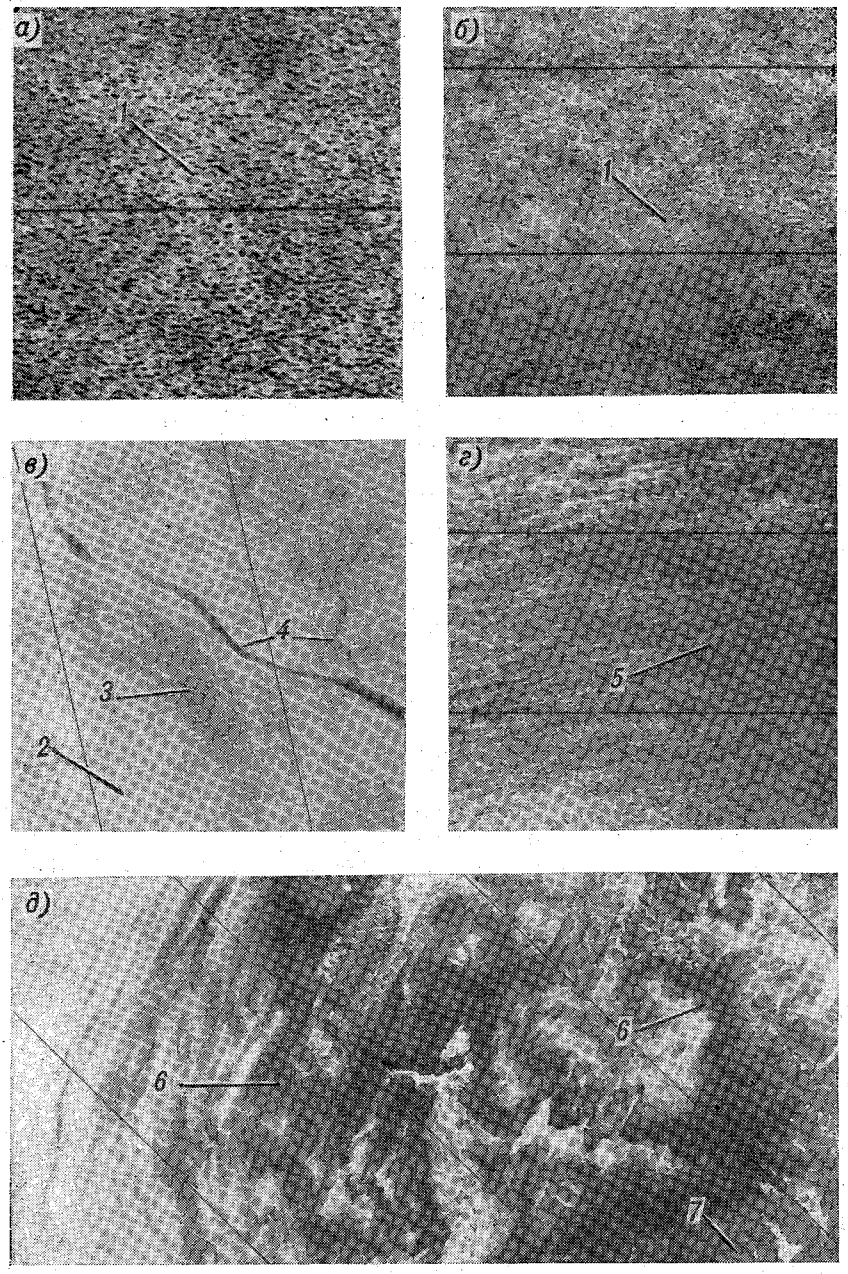


Рис. 10. Изображение чистой воды и начальных видов льда.

а — 17 февраля 1973 г., Берингово море, масштаб 1 : 100 000; *б* — то же, масштаб 1 : 200 000; *в* — 14 октября 1969 г., Баренцево море, масштаб 1 : 200 000; *г* — 13 января 1980 г., Баренцево море, масштаб 1 : 200 000; *д* — 14 октября 1969 г., Баренцево море, масштаб 1 : 200 000; *1* — чистая вода при волнении 3 балла; *2* — чистая вода при волнении менее 1—2 баллов; *3* — ледяное сало; *4* — ледяное сало, сбитое в полосы; *5* — снежура; *6* — полосы шуги; *7* — серый лед.

зуют ледяное сало — скопление слабо соединенных игл и пластинок льда на поверхности воды в виде пятен, полос или сплошного слоя серовато-свинцового цвета. Ледяное сало незначительно повышает отражательную способность поверхности моря и поэтому на РЛ снимках изображается в виде светло-серых пятен с нечетко выраженными, размытыми границами.

Под влиянием ветра и поверхностных течений ледяное сало распределяется неравномерно, образуя местами более плотные скопления, что проявляется на РЛ снимке в тональной структуре рисунка в виде полос и пятен от светло-серого до темно-серого тона (см. рис. 10, *в*). При дешифрировании должны учитываться метеорологические условия (температура воздуха) и район — ледяное сало, как правило, образуется в переходной зоне между чистой водой и более старыми льдами.

Если на открытые пространства воды, имеющей температуру ниже 0°, выпадают значительные массы снега, то последний не тает, а образует вязкую массу снежной каши, называемую снежурой.

При ветре и волнении из сала, снежуры и внутриводного льда может образовываться шуга — скопление рыхлых, пористых, белесоватого цвета комков льда. Из-за большой шероховатости поверхности с размерами неровностей, близкими к длине волны РЛС БО, снежура и шуга имеют очень высокий коэффициент рассеянного отражения и изображаются на РЛ снимках темно-серым тоном, со сложной тональной структурой изображения в виде разводов (см. рис. 10, *г*) или упорядоченных полос, вытянутых по направлению ветра (рис. 11, *б*). Довольно часто снежура и шуга распределяются в виде пятен с неровными рваными краями, изображение которых в какой-то мере напоминает картину волнения (см. рис. 11, *а*).

Следующая возрастная стадия морского льда — ниласовые льды, которые подразделяются на темный и светлый нилас и имеют толщину соответственно до 5 и 10 см. Ниласовые льды представляют собой рыхлый, пластичный, пропитанный водой лед, который при сжатиях наслаивается. Темный нилас не образует полей (форм льда). В зависимости от наслоенности и состояния поверхности тон его изображения на РЛ снимке может постепенно меняться от серого до темно-серого (при образовании из начальных видов льда в заприпайных полыньях, как показано, например, на рис. 11, *б*). При образовании темного ниласа в разводьях в условиях интенсивных подвижек он может распределяться в виде пятен с размытыми рваными краями (рис. 12).

Светлый нилас уже образует формы и поэтому изображается на РЛ снимках в виде полей и обломков серого и светло-серого тона. Для этого вида льда характерны разрывы и трещины различной формы и протяженности (см. рис. 11, *в*). Расположенные в массиве молодых или однолетних льдов каналы и разводья, покрытые ниласом, дешифрируются, как правило, уверенно (см. рис. 15, *в*, 16, *а*, *б*). Если такие каналы образовались среди старых

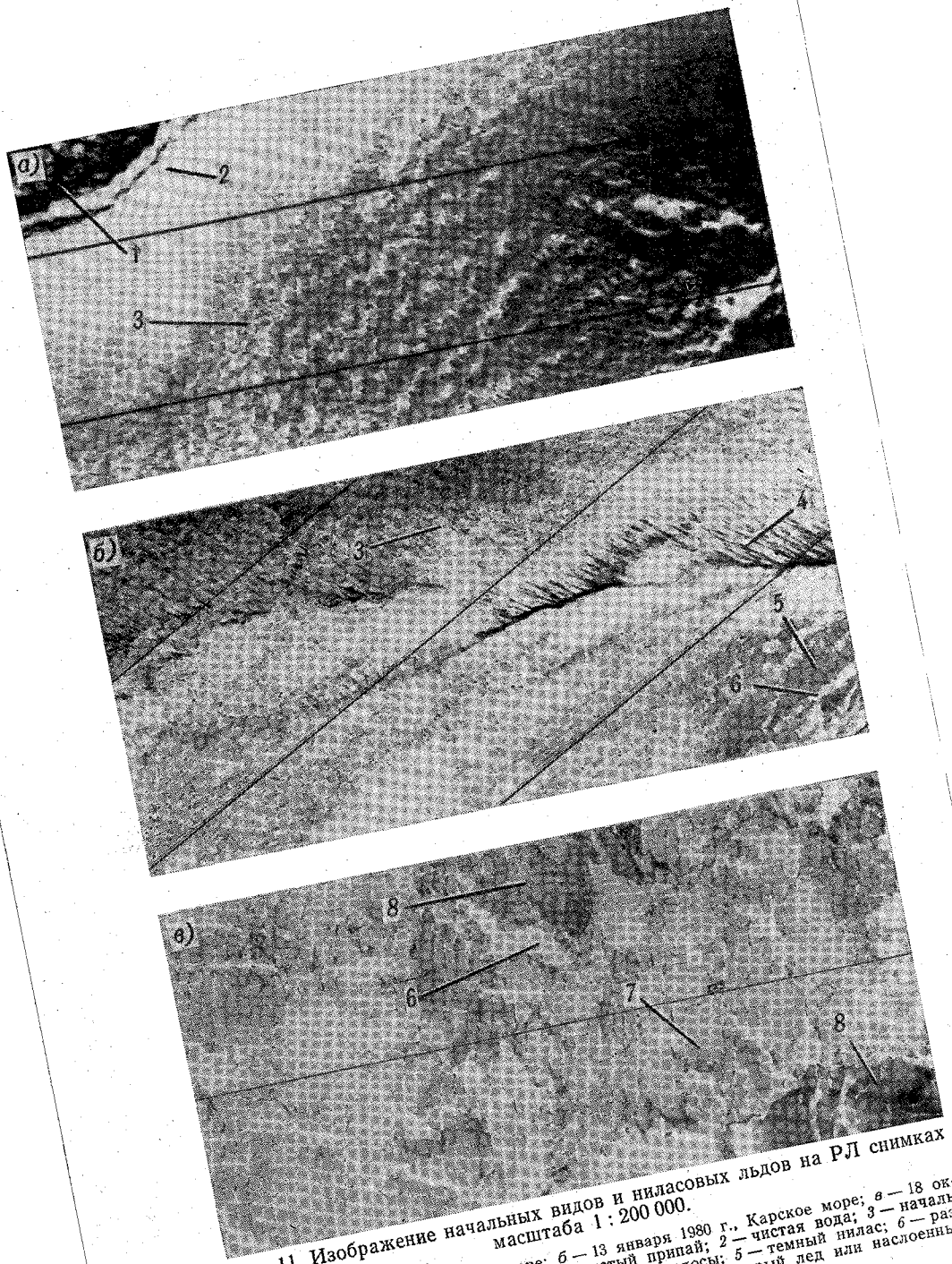


Рис. 11. Изображение начальных видов и ниласовых льдов на РЛ снимках масштаба 1 : 200 000.

а — 26 ноября 1973 г., Карское море; *б* — 13 января 1980 г., Карское море; *в* — 18 октября 1969 г., Баренцево море; *1* — торосистый припай; *2* — чистая вода; *3* — начальные виды льдов; *4* — начальные виды, сбитые в полосы; *5* — темный нилас; *6* — разрывы в ниласовых льдах; *7* — поля светлого ниласа; *8* — серый лед или наслоенный светлый нилас.

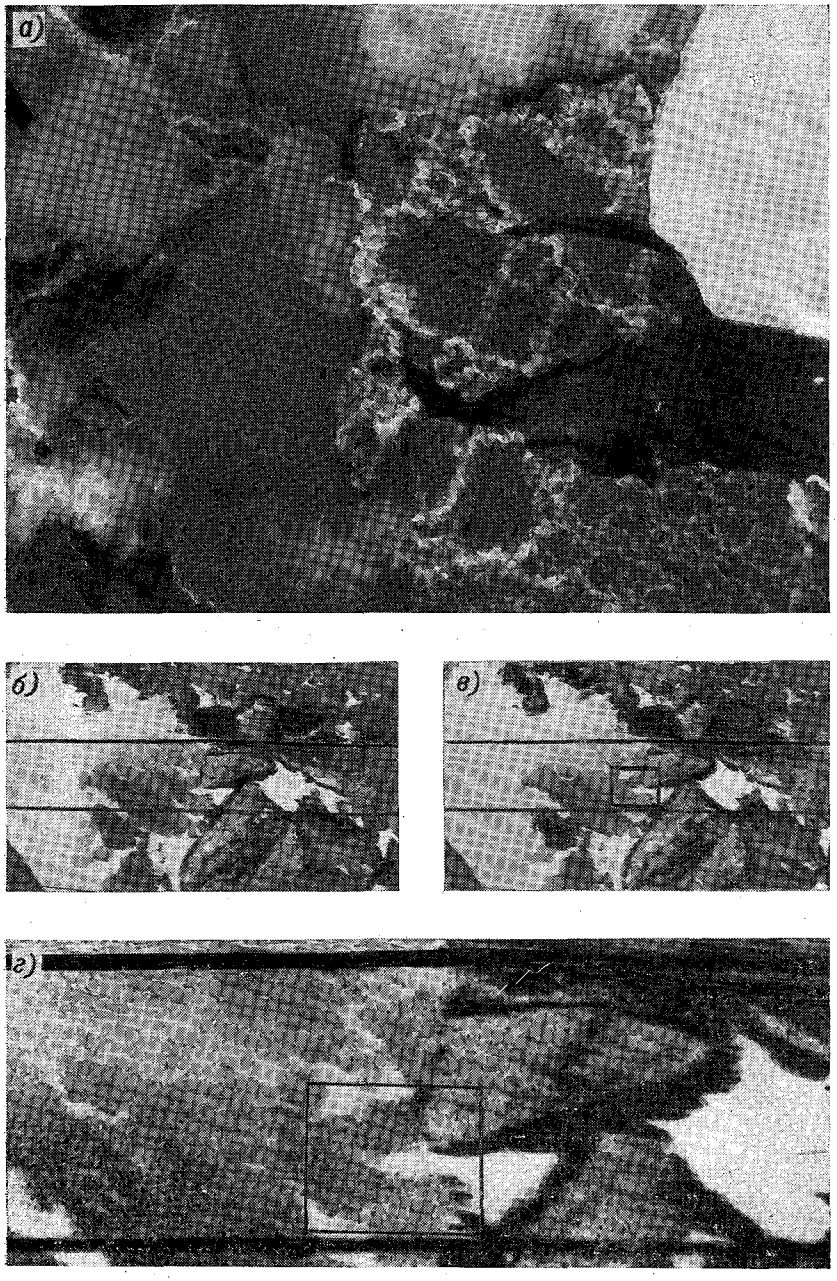


Рис. 12. Изображение темного ниласа. 20 мая 1970 г., Карское море.

а — фрагмент аэрофотоснимка, масштаб 1 : 10 000; *б*, *в* — РЛ снимок с нанесенной полосой аэрофотосъемки и положением фрагмента аэрофотоснимка; *г* — РЛ снимок, увеличенный до масштаба 1 : 50 000.

льдов, то возраст образовавшегося в них льда часто определить невозможно (см. рис. 24).

К категории молодых льдов относятся серые и серо-белые льды, имеющие толщину соответственно 10—15 и 15—30 см, а также блинчатый лед. Блинчатый лед на РЛ снимках изображается в виде причудливых полос, пятен, нитей очень темного, почти черного тона с мелкозернистой текстурой. Тональная структура изображения блинчатого льда может быть однородной (рис. 13, *а*), или в зонах такого льда могут наблюдаться участки более светлого тона, причем с подветренной стороны скоплений, как правило, выделяются узкие полосы (шириной до 200—300 м) более темного тона (см. рис. 13, *б*).

При смерзании блинчатого льда образуются поля серого льда, изображающиеся также очень темным тоном с сохранением тональных неоднородностей, имевших место на стадии блинчатого льда (см. рис. 13, *в*). Серый лед, образовавшийся в результате спокойного намерзания из светлого ниласа, изображается более светлым серым и темно-серым тоном с мелкозернистой текстурой рисунка и слабо выраженной пятнистой структурой изображения. Характерной особенностью серых льдов является наличие каналов, разводий, трещин, покрытых начальными видами льда, ниласом или чистых, которые делят массив серого льда на отдельные продолговатые поля больших размеров. Торосы отсутствуют. Это объясняется тем, что серые льды при сжатиях, как правило, наслаиваются, а не торосятся (рис. 14).

Серо-белые льды изображаются на РЛ снимках различными оттенками светло-серого тона. Поля, ограниченные каналами, разводьями и свежими грядами торосов, имеют преимущественно вытянутую форму длиной от 1 до 8—10 км (рис. 15, 16). Каналы и разводья между полями серо-белого льда, покрытые светлым ниласом и серым льдом, изображаются более темным тоном, что может служить также хорошим отличительным признаком (см. рис. 16, *б*). На полях серо-белого льда прослеживаются, иногда только при рассмотрении с помощью лупы, гряды небольших торосов, изобразившиеся в виде слабых, иногда прерывистых тонких темных линий. Таким образом, серые и серо-белые льды имеют достаточно специфические дешифровочные признаки, позволяющие уверенно отличать их друг от друга. Вместе с тем РЛ изображения серо-белых и белых льдов по тону и другим дешифровочным признакам весьма похожи.

Однолетний тонкий — белый лед, толщина которого лежит в пределах 30—70 см, на РЛ снимках изображается, так же как и серо-белый лед, светло-серым или белым тоном. В результате подвижек и торошения на белом льду образуются гряды торосов, которые в виде цепочек темных точек пересекают поля в разных направлениях. Поля белого льда представляют собой уже сморози, состоящие из льдин различного размера, торосистости, а иногда и возраста, в результате чего на РЛ снимках могут наблюдаться участки, несколько отличающиеся по тону (слабо пят-

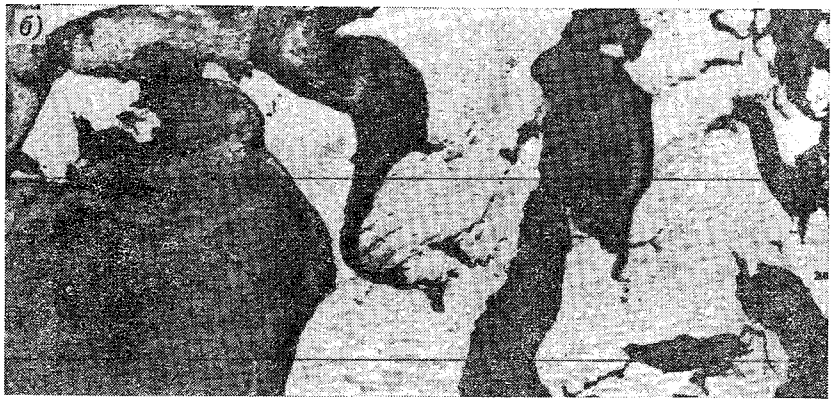


Рис. 13. Изображение блинчатого льда и серого, образовавшегося из блинчатого, в Баренцевом море на РЛ снимках масштаба 1 : 200 000.

а — блинчатый лед, сформировавшийся в виде однотонных вытянутых полос и нитей, 28 февраля 1973 г.; *б* — блинчатый лед, распределенный преимущественно в виде пятен с неоднородной тональной структурой, 5 марта 1973 г.; *в* — серый лед, образовавшийся из блинчатого, с сохранением очень темного тона и тональной неоднородности, 17 февраля 1973 г.

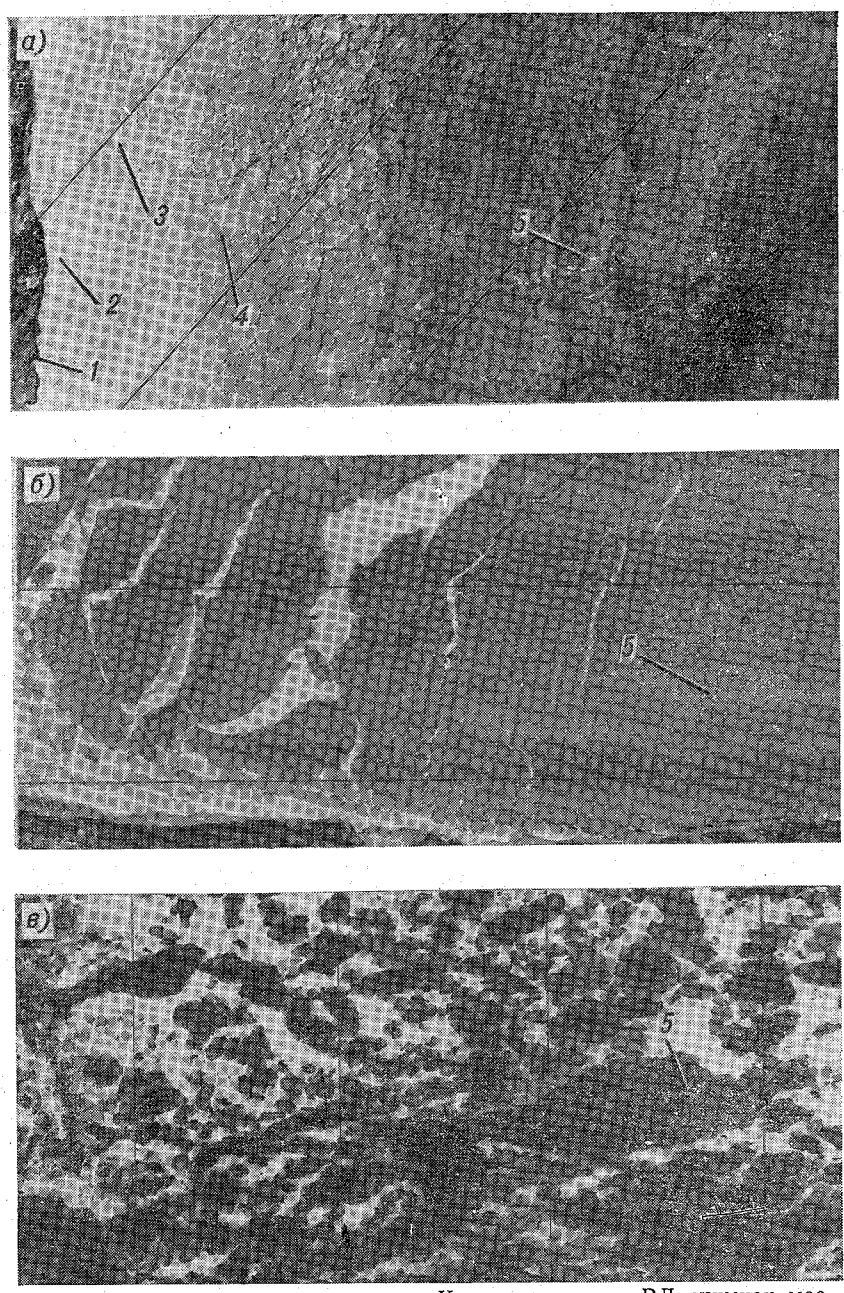


Рис. 14. Изображение серого льда в Карском море на РЛ снимках масштаба 1 : 200 000.

а — постепенный переход от начальных видов к серому льду; *б* — серый лед в заприпайной полынье с характерными разрывами; *в* — разреженные поля и обломки серого льда вблизи от кромки; *1* — припай; *2* — начальные виды; *3* — темный нилас; *4* — светлый нилас; *5* — серый лед.

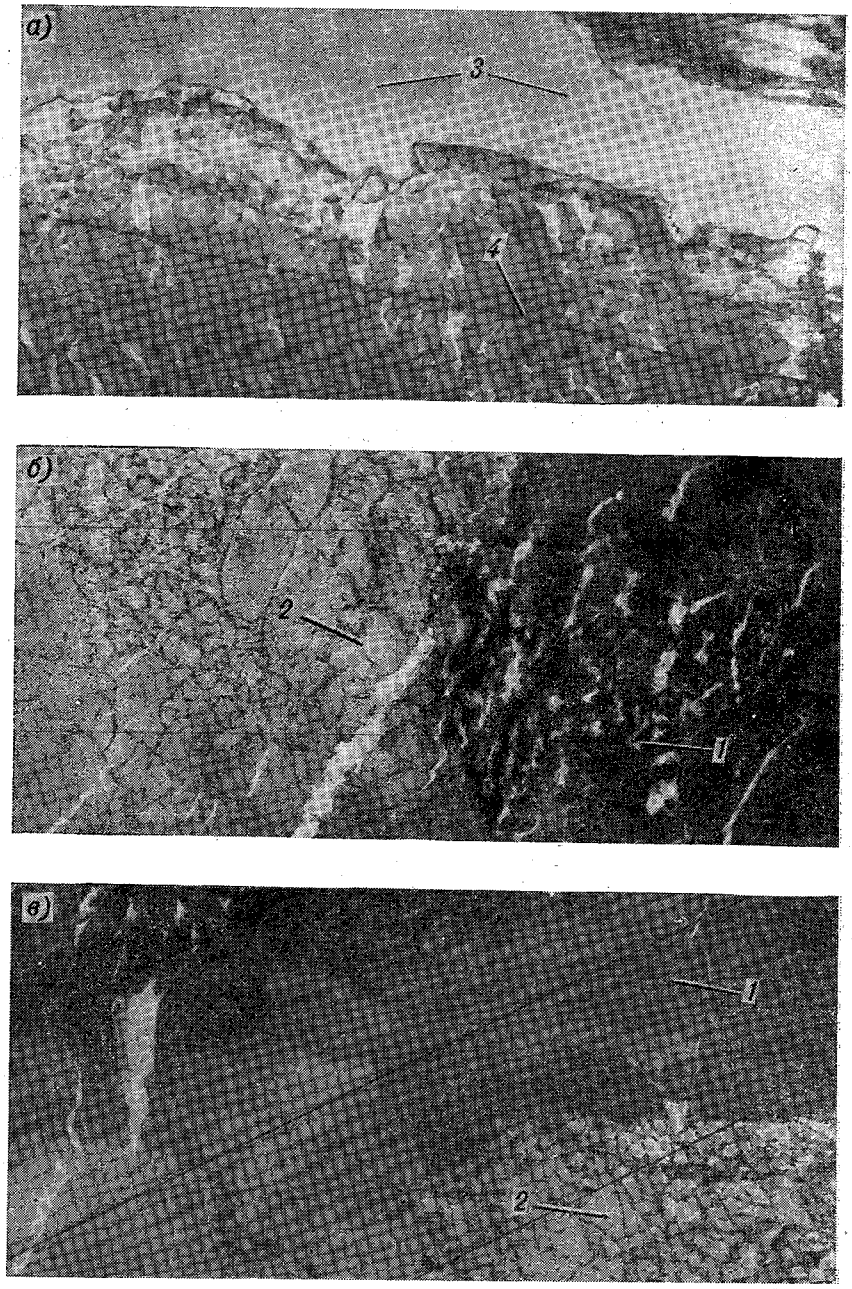


Рис. 15. Изображение серого и серо-белого льда.

а — поля серого и серо-белого льда толщиной от 10 до 30 см на кромке заприпайной полыньи в северной части Карского моря, масштаб 1 : 500 000; *б*, *в* — значительный контраст между серым и серо-белым льдом на снимках масштаба 1 : 200 000, 18 октября 1969 г. и 17 января 1980 г., Карское море; *1* — серый лед; *2* — серо-белый лед, *3* — чистая вода; *4* — канал, проложенный ледоколом.

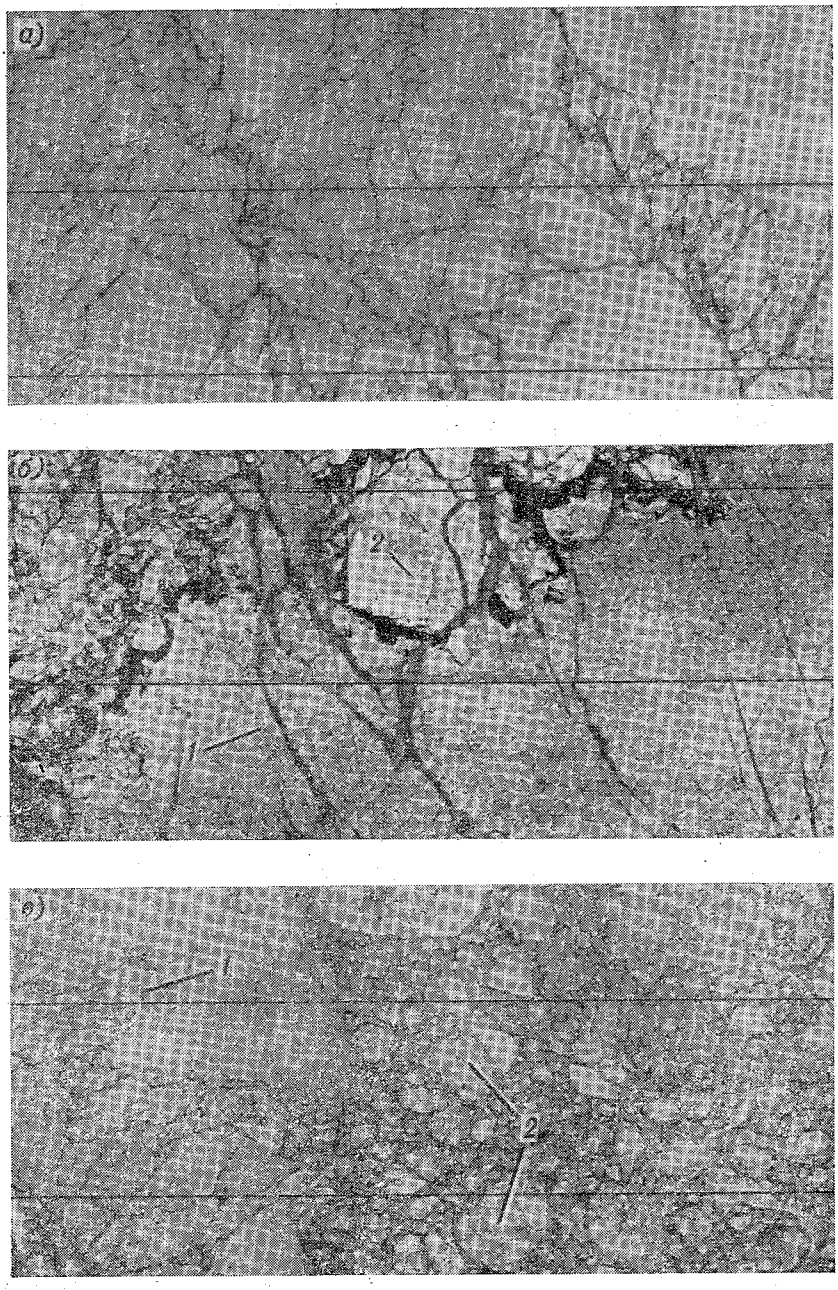


Рис. 16. Изображение серо-белых и белых льдов на РЛ снимках масштаба 1 : 200 000.

а — поля серо-белого льда различной формы и размеров, 5 марта 1973 г., Берингово море; *б*, *в* — серо-белые (*1*) и белые (*2*) льды, 18 ноября, 1980 г., Карское море.

нистая структура изображения). Если образование белого льда происходило при сравнительно спокойных условиях, то его поля имеют большие размеры (до 5—10 км) и угловатую форму (рис. 17, *б*). В более динамичных районах (заприпайные полыньи, дрейфоразделы) поля белого льда имеют более округлую форму и меньшие размеры — от 2 до 5 км (рис. 36, *а*).

Таким образом, отличительным признаком белого льда от серо-белого являются формы и размеры полей, а также характер торосистости. Однако в переходной стадии, когда лед имеет толщину около 30 см, уверенно отнести его к тому или иному виду очень трудно, так как на изображении присутствуют признаки обоих видов льда. В этом случае, если выполнялись последовательные съемки района, толщина льда может быть вычислена по сумме градусо-дней мороза. Примером таких наблюдений являются полигонные съемки в 1973 г. в Карском море.

23 ноября на этом участке в заприпайной полынье наблюдалась чистая вода и начальные виды льда. К 26 ноября, по данным четырех полярных станций, расположенных в этом районе, сумма градусо-дней мороза составила в среднем 58,6, а расчетная толщина льда — соответственно 17 см. Хотя эта величина и превышает несколько принятую предельную толщину серого льда (15 см), не будет большой ошибкой, если мы будем считать его серым льдом. Об этом свидетельствует характерный темно-серый тон РЛ изображения, наличие вдоль границы с серо-белым льдом разрывов, типичных для серого льда (рис. 18, *а*).

К 28 ноября количество градусо-дней мороза по району составило в среднем 98,8, а расчетная толщина льда — 21 см. При этом 27 ноября во всем районе в течение суток наблюдался интенсивный снегопад. С 26 по 28 ноября произошло изменение тона изображения от темно-серого к светло-серому. Серо-белый лед разделен на поля размером 0,5—2 км с характерными грядами торосов, разрывов в виде цепочек разводий не наблюдалось (см. рис. 18, *б*).

К 1 декабря общее количество градусо-дней мороза достигло 171,6, а расчетная толщина льда составляла 32 см. Тон изображения этого льда, находящегося в переходной стадии от серо-белого к белому, практически не изменился. Продолжались подвижки льда, в результате которых образовались новые каналы и разводья как покрытые серым льдом, так и недавно образовавшиеся, вероятно, с темным ниласом (см. рис. 18, *в*).

В дальнейшем, к 3 декабря, количество градусо-дней мороза составило 232,6, а расчетная толщина льда была равна 37 см. Тон изображения этого, уже типичного белого льда светло-серый. Произошло дальнейшее дробление полей с образованием новых каналов и разводий, образовались новые гряды торосов, в том числе и пересекающих обширные поля (см. рис. 18, *г*).

Приведенный пример показывает возможность эффективного прослеживания ледовой обстановки и расчетного определения

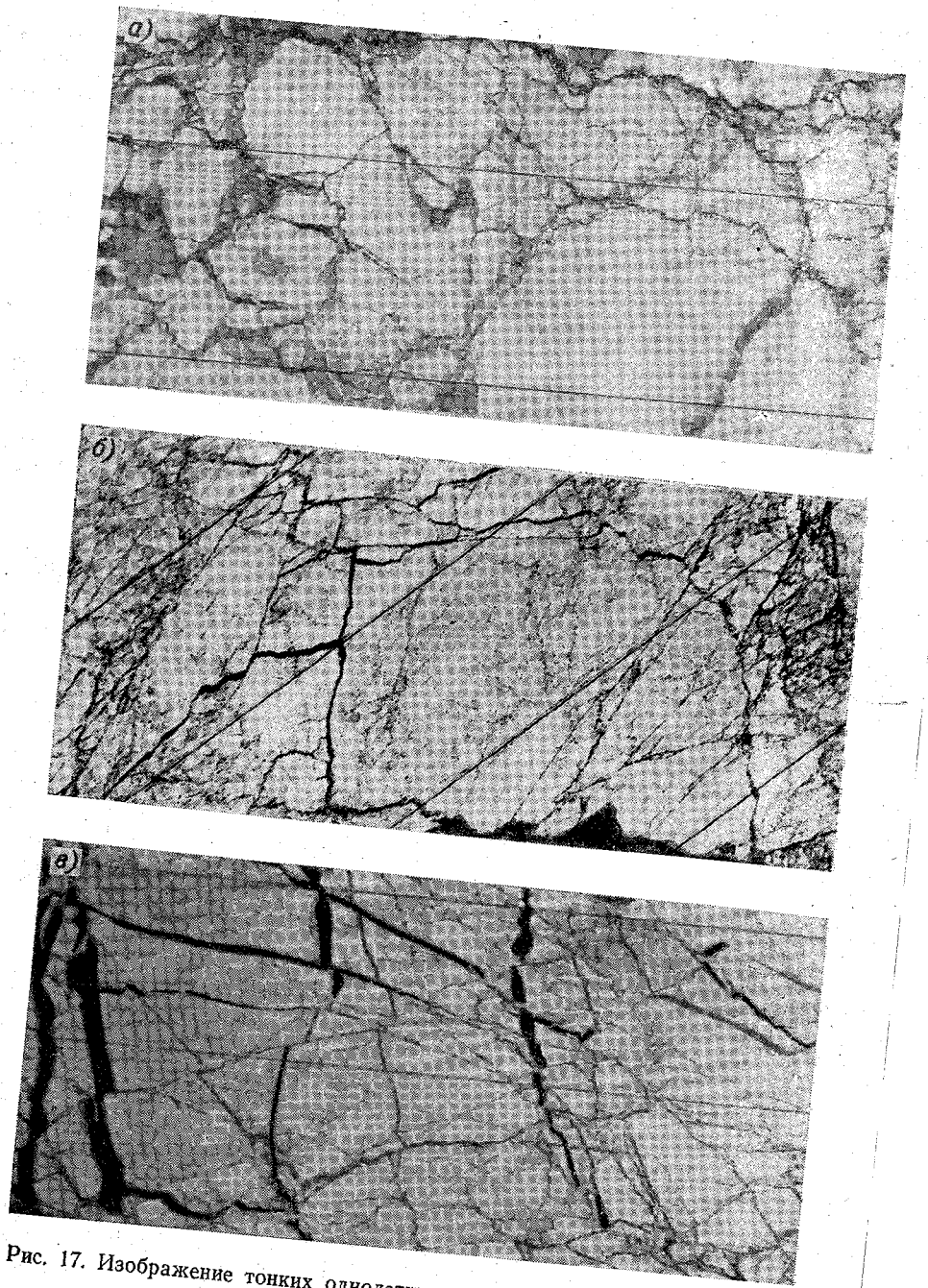


Рис. 17. Изображение тонких однолетних — белых льдов на снимках масштаба 1 : 200 000 в Карском море.

а — переходная стадия между серо-белым и белым льдом, 17 декабря 1970 г.; *б* — изображение характерных угловатых полей белого льда с ярко выраженными грядами торосов, 17 декабря 1980 г.; *в* — то же, 18 ноября 1980 г. В каналах и разводьях образуются молодые и ниласовые льды.

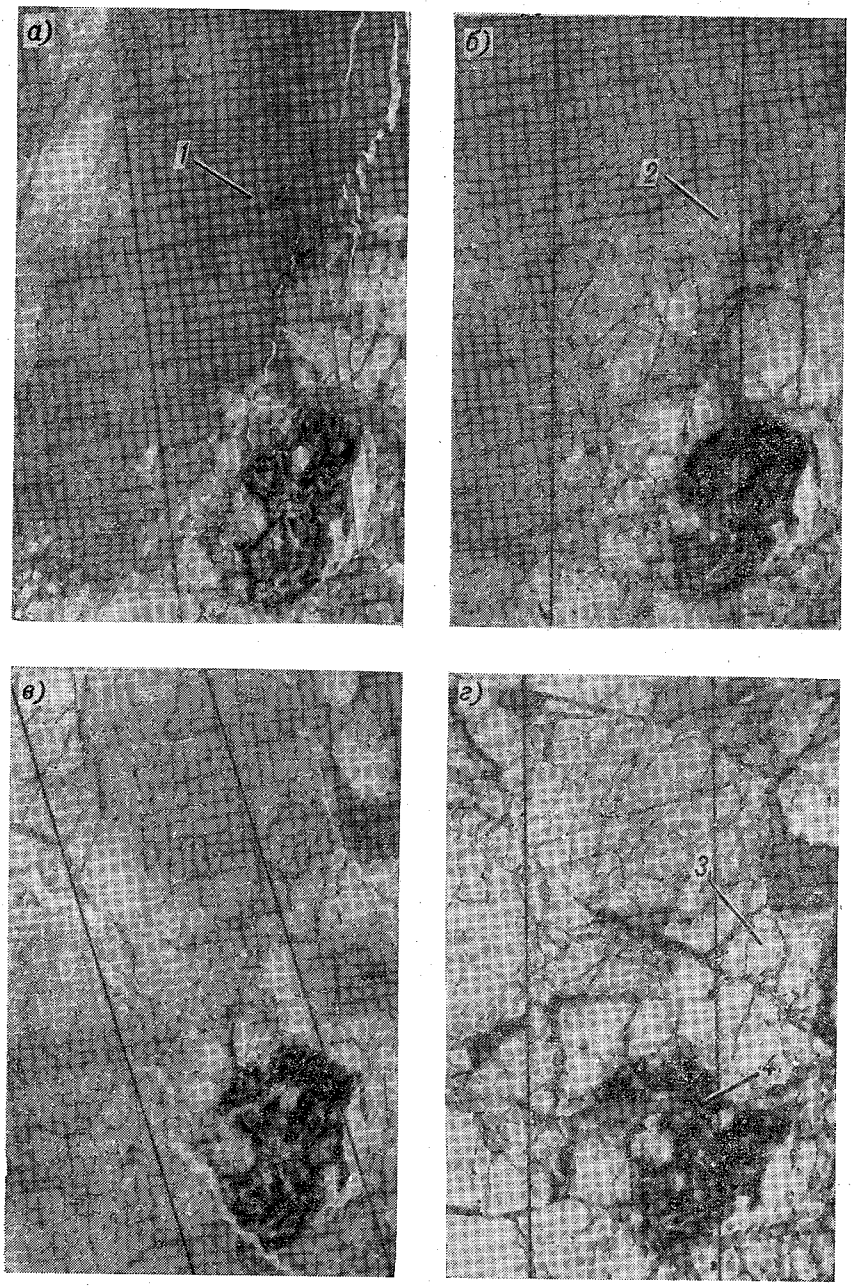


Рис. 18. Последовательные РЛ снимки масштаба 1 : 200 000 одного и того же участка ледяного покрова в Карском море в 1973 г., возраст которого изменился от серого до белого.

а — 26 ноября; *б* — 28 ноября; *в* — 1 декабря; *г* — 3 декабря; *1* — серый лед; *2* — серо-белый лед; *3* — белый лед; *4* — речной лед.

толщин льдов в тех диапазонах, в которых отсутствуют надежные дешифровочные признаки.

Однолетние средние льды, имеющие толщину 70—120 см, представляют собой следующую, после белых льдов, возрастную стадию морских льдов. На РЛ снимках они изображаются серым и темно-серым (торосистые участки) тоном и имеют пятнисто-дендритовую структуру изображения. Более темный, по сравнению с белыми льдами, тон изображения обусловлен, вероятно, большей распресненностью поверхностного слоя, увеличивающей объемное рассеяние.

Поля однолетнего среднего льда представляют собой сморози, имеющие средние размеры 3—10 км и различную форму — от вытянутых прямоугольников с угловатыми неправильными кромками до полей округлой формы. Поскольку их возраст составляет 1—1,5 месяца и за этот период они неоднократно подвергались торошению, их поверхность покрыта сетью гряд торосов (дендритовая структура), а также участками сильно всторошенного льда, имеющими темно-серый или черный тон изображения. Для зон однолетнего среднего льда характерны также участки тертого льда, которые на РЛ снимках изображаются повышенной плотностью (темно-серый тон) или пересечением многочисленных темных линий (рис. 19, 20, *а*, *б*).

Перечисленные характерные особенности РЛ изображений однолетнего среднего льда более или менее надежно проявляются только тогда, когда есть возможность сравнить их с изображением льдов других возрастных стадий — белыми и однолетними толстыми, причем граница между ними достаточно четкая (см. рис. 19, *а*). Особенно трудно определять возраст в зонах торосистого и сильно торосистого льда, в которых практически отсутствуют характерные для каждого возраста признаки (см. рис. 19, *в*).

К однолетним толстым льдам относятся льды, имеющие толщину более 120 см и находящиеся в первом цикле намерзания. В Арктике это преимущественно лед, начавший образовываться от чистой воды осенью и в начале зимы. К весне этот лед достигает толщины 150—400 см, а в высоких широтах, при незначительном снежном покрове, на некоторых участках — даже 240 см и более. Для этого льда характерен развитой снежный покров с большим количеством застругов и надувов, различно ориентированных. Средняя толщина снега на ровных участках ледяных полей редко превышает 10—15 см, но на участках с мелкими торосами и ропаками достигает 25—35 см.

В результате многочисленных подвижек и торошений поверхность однолетнего толстого льда имеет среднюю торосистость 2—3 балла. Поля однолетнего толстого льда представляют собой сморози округлой формы, размером в поперечнике, в зависимости от динамичности района, от 1—2 до 10—15 км. В результате торошения на краях полей повсеместно наблюдаются гряды торосов, поэтому на РЛ снимках они всегда имеют резко очер-

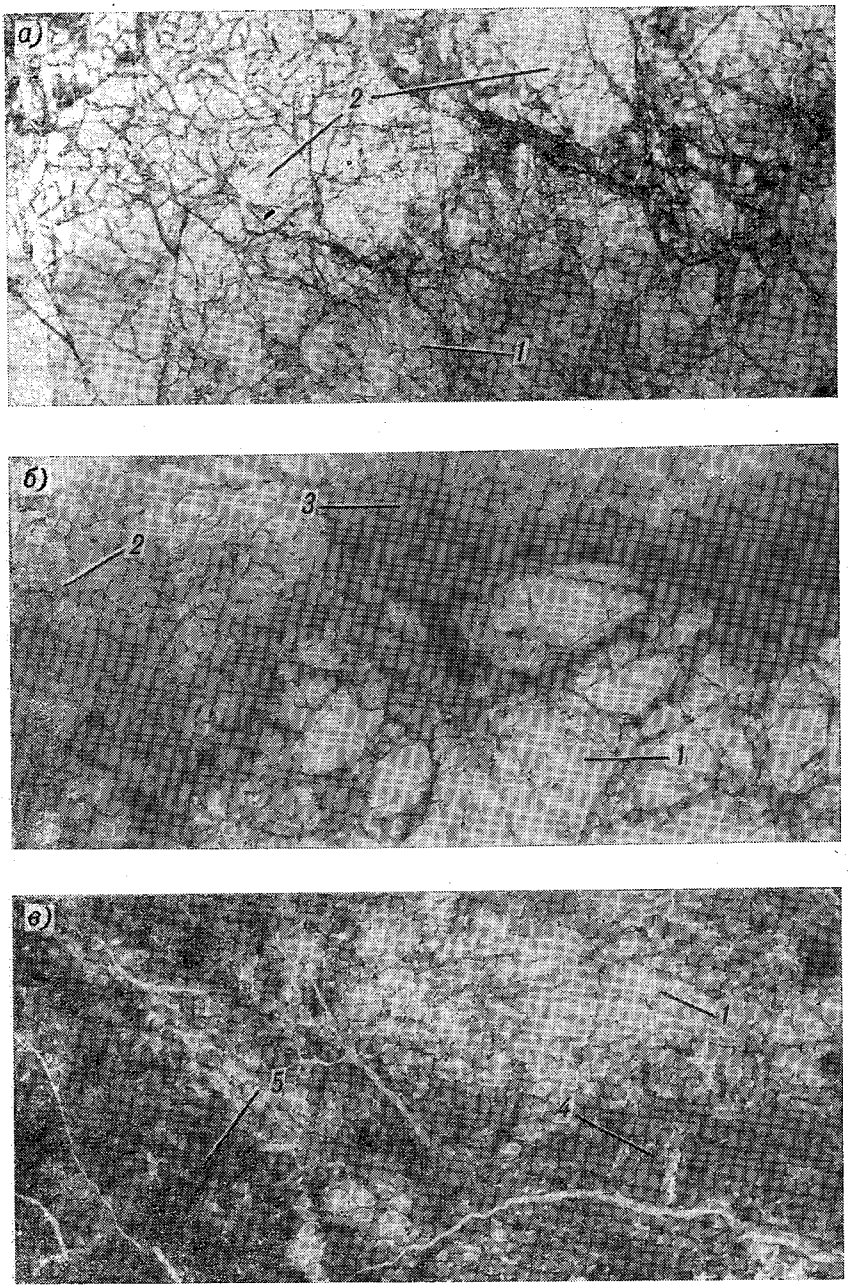


Рис. 19. Изображение полей сморози однолетнего среднего льда в Карском море на РЛ снимках масштаба 1 : 500 000.

а — 13 марта 1981 г.; *б* — 18 марта 1981 г.; *в* — 17 марта 1981 г.; *1* — однолетний средний лед торосистостью 2 балла; *2* — белый лед; 3 — серо-белый лед; *4* — однолетний средний лед торосистостью 3 балла; *5* — однолетний средний лед торосистостью 4—5 баллов.

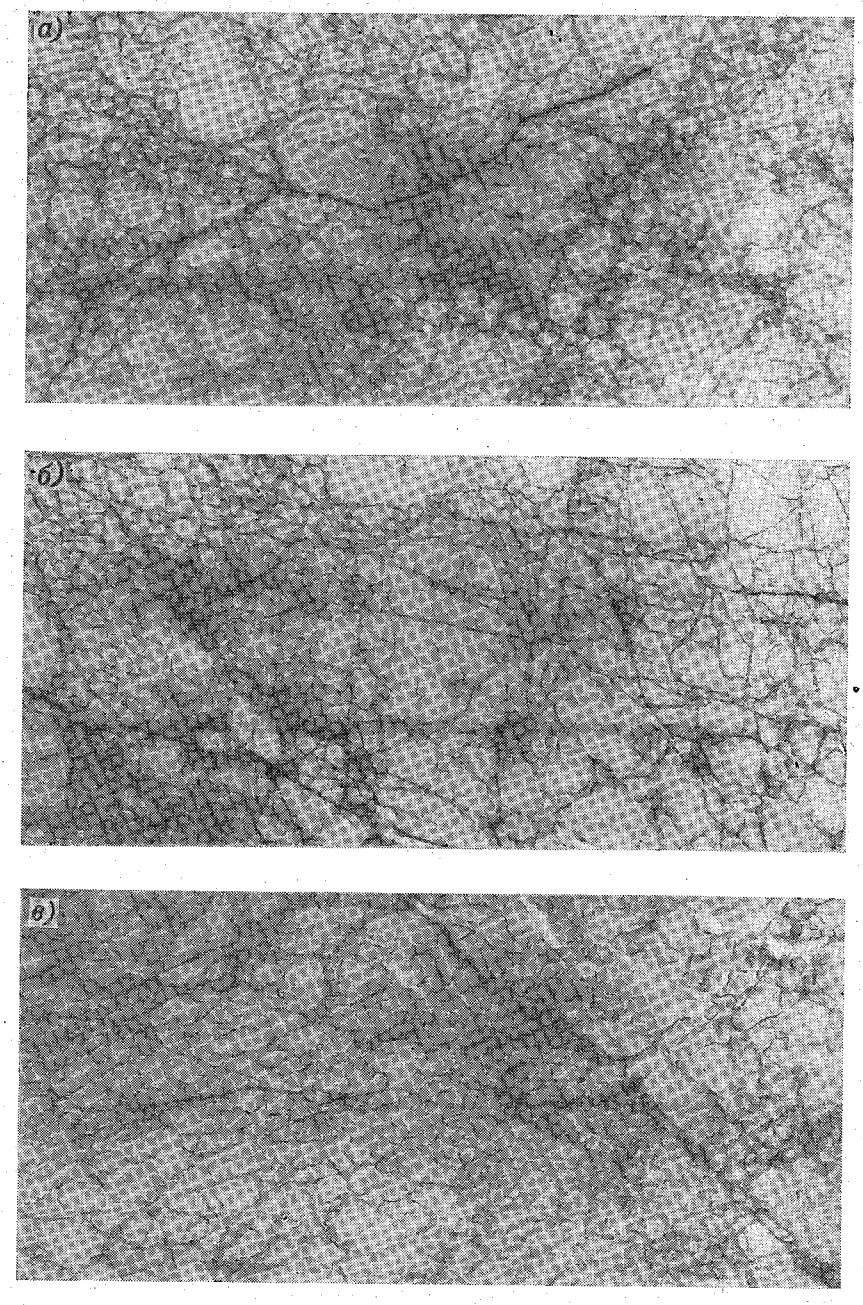


Рис. 20. Изображение однолетнего среднего и толстого льда в море Лаптевых 3 июня 1978 г. на РЛ снимках масштаба 1 : 500 000.

а — лед толщиной 80—120 см, высота снега 10—20 см; *б* — лед толщиной 80—110 см, торосистость 1 балл, снега нет; *в* — лед толщиной более 120 см.

ченные границы. Гряды торосов, пересекающих поля в разных направлениях и участки различной торосистости отчетливо изображаются на РЛ снимках. Зоны тертого и мелкобитого льда в однолетних толстых льдах более распространены и занимают бо́льшую площадь, чем в однолетних средних льдах (рис. 21). Преимущественно на границе многолетних льдов встречаются зоны однолетнего толстого льда, образовавшегося из блинчатого льда, или зоны сплошного осеннего взлома, которые в какой-то мере похожи на многолетний лед. Отличием является более слабый тон изображения, крупнозернистая текстура рисунка, угловатые, резкие границы полей (рис. 22, *а*).

В динамичных районах встречаются зоны сплошных тертых льдов с вкрапленными полями и обломками полей окатанной, овальной формы. При небольших размерах этих полей и обломков определение их возраста (средний или толстый однолетний) только по снимкам практически невозможно.

Последовательные, в течение двух месяцев, съемки одного и того же участка ледяного покрова в Карском море позволяют проследить изменения характера РЛ изображения при переходе льда в результате намерзания из стадии однолетнего тонкого через средний в стадию однолетнего толстого льда (рис. 23).

Из анализа рис. 17—23 можно сделать вывод о том, что хотя характер РЛ изображения и изменяется при переходе однолетних льдов из одной возрастной градации в другую, достаточно надежные и устойчивые дешифровочные признаки отсутствуют.

Увеличение числа гряд торосов или небольшие изменения тона изображения вполне могут быть снивелированы региональными особенностями и случайными метеорологическими условиями в период начала ледообразования. Более или менее уверенно возрастные градации однолетнего льда можно лишь определить, если на РЛ снимках изобразились четкие границы перехода от белого льда к среднему (см. рис. 19, *а*) и от среднего к толстому.

Поэтому в общей системе ледовых наблюдений РЛ съемки должны дополняться материалами измерения толщины льда при помощи радиолокационных толщиномеров [14], данными ледоколов и полярных станций. Хорошие результаты могут быть получены при постоянном прослеживании за возникновением и развитием ледяного покрова путем выполнения регулярных радиолокационных съемок.

При определении возраста однолетних льдов, кроме прямых, следует использовать и косвенные дешифровочные признаки. В частности, если в зоне присутствуют старые, в том числе остаточные однолетние льды (см. рис. 23), то ледяной покров между ними начал образовываться в период осеннего ледообразования, поэтому его толщину на момент съемки можно вычислить по сумме градусо-дней мороза или определить по климатологическим данным.

К одному из наиболее сложных методических вопросов относится определение возраста льда в период перехода его из одной

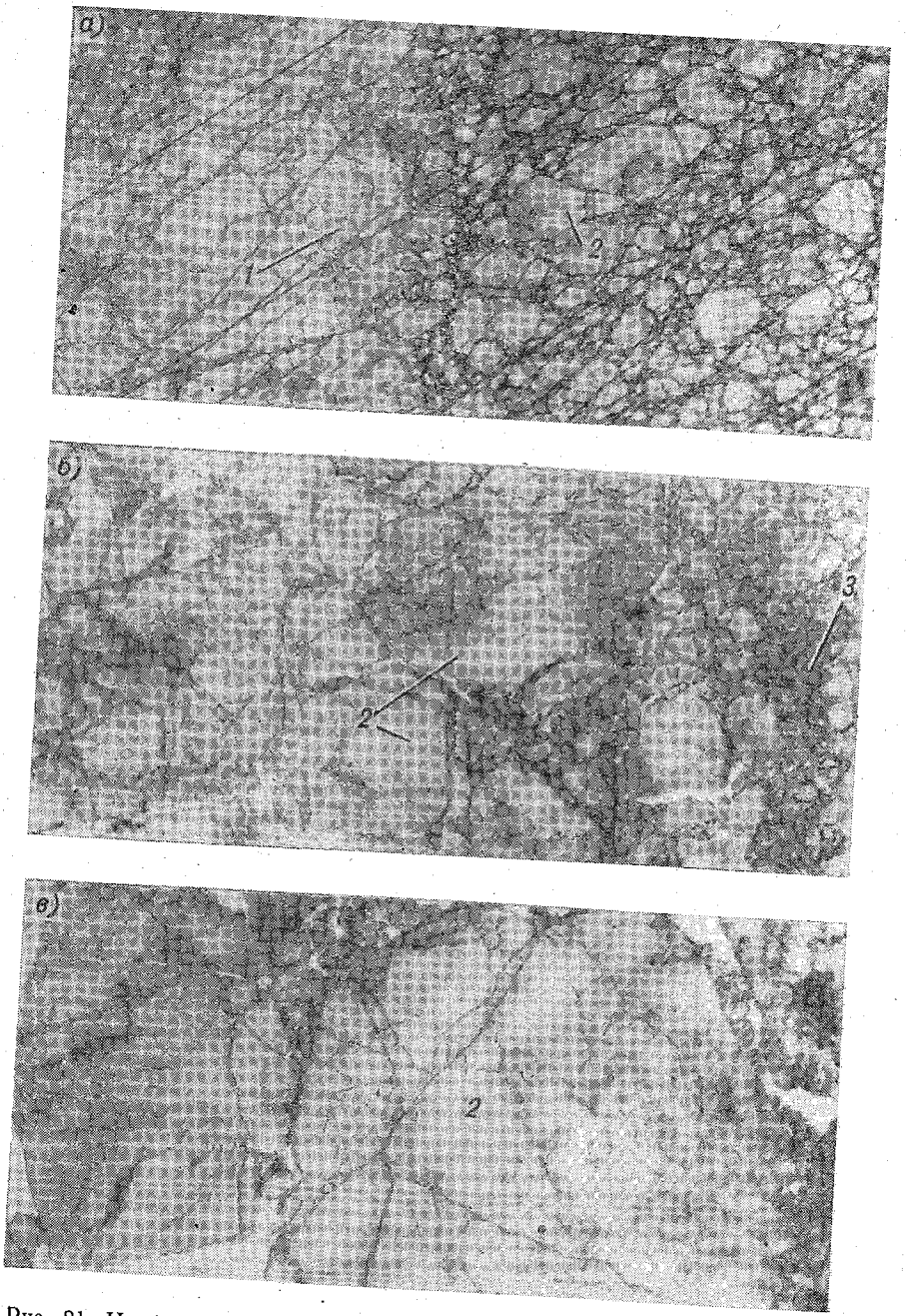


Рис. 21. Изображение однолетнего среднего и толстого льда в Карском море.

а — 9 мая 1980 г., масштаб 1 : 200 000; *б*, *в* — 30 мая 1978 г., масштаб 1 : 250 000; *1* — однолетний средний лед; *2* — однолетний толстый лед; *3* — зона тертого и торосистого однолетнего толстого льда.

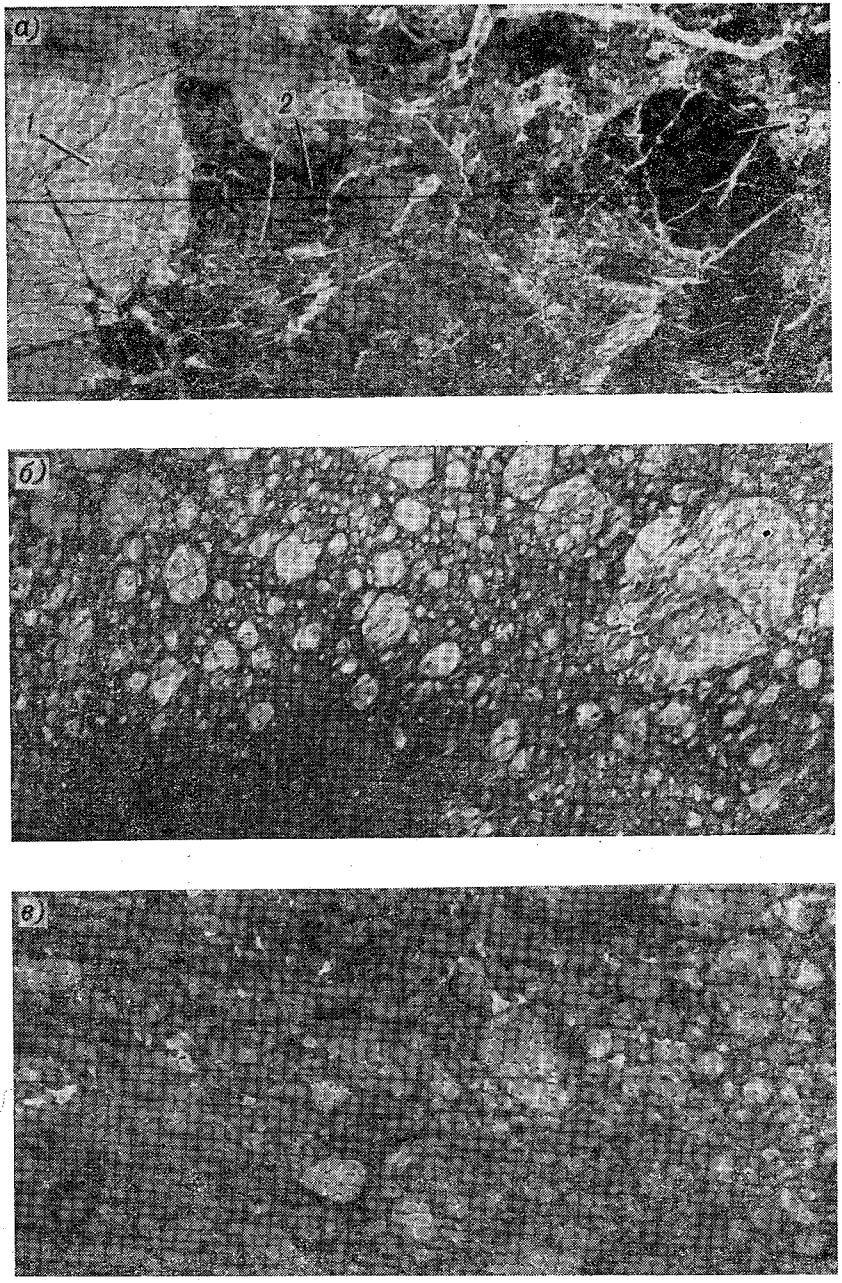


Рис. 22. Изображение однолетнего толстого льда различной торосистости на РЛ снимках масштаба 1 : 200 000.

а — 29 мая 1978 г., море Лаптевых; *б*, *в* — различные случаи изображения окатанных полей однолетнего толстого льда среди тертого льда того же возраста, 31 мая 1978 г., Карское море; *1* — ровный однолетний толстый лед; *2* — торосистый однолетний толстый лед; *3* — поля многолетнего льда.

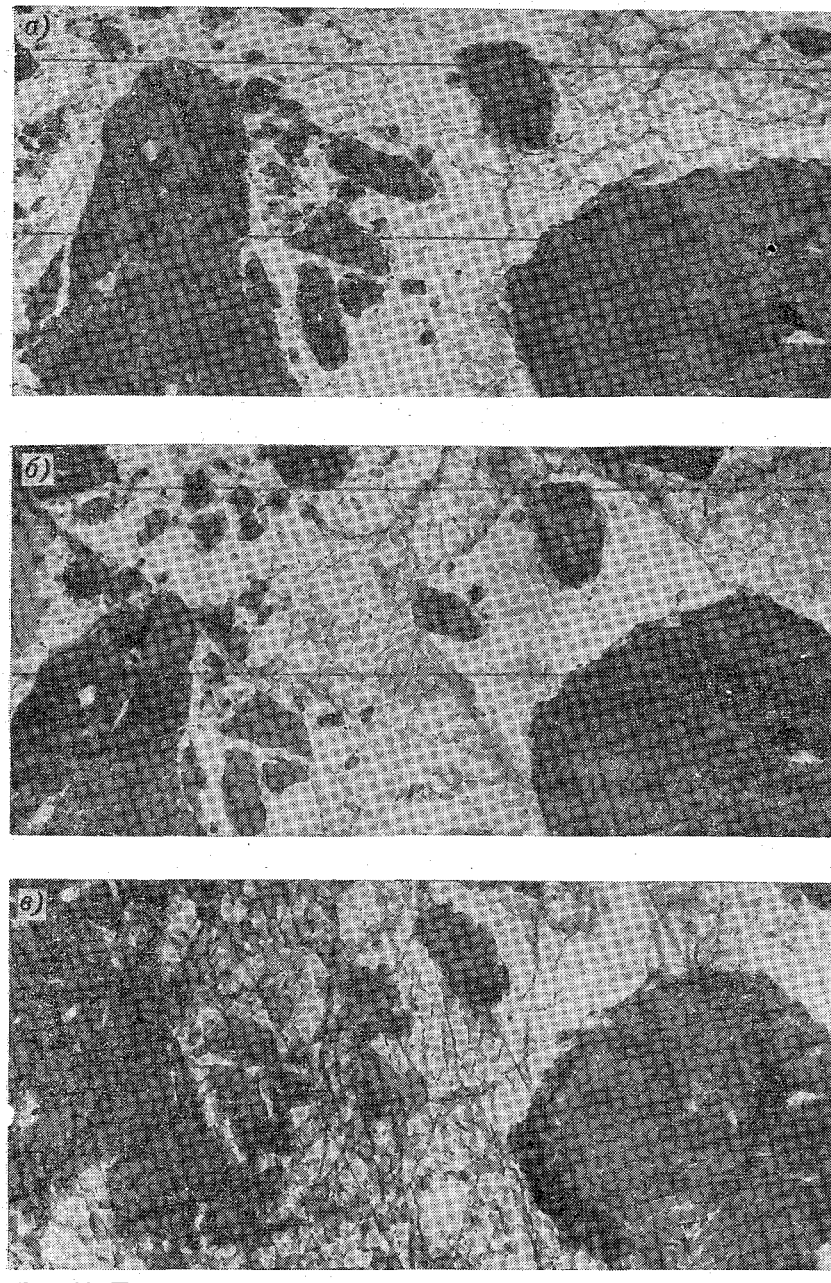


Рис. 23. Последовательные съемки одного и того же участка ледяного покрова в Карском море (масштаб снимков 1 : 200 000).

а — 25 ноября 1978 г., поля сморози битого остаточного однолетнего льда в зоне вновь образовавшегося белого льда; *б* — 13 декабря 1978 г., однолетний тонкий лед перешел в категорию среднего; *в* — 23 января 1979 г., остаточный однолетний лед перешел в категорию двухлетнего, а однолетний лед достиг стадии толстого льда.

возрастной градации в другую (при толщинах около 30, 70 и 120 см). В этих случаях наблюдатель субъективно относит ледяной покров в зоне к той или иной градации. Потребитель информации, не имея дополнительных сведений, будет оценивать обстановку, исходя из климатологических данных или средних значений толщин сообщенной наблюдателем градации. Например, при толщине льда около 120 см, если наблюдатель оценит его как однолетний средний лед, потребитель будет считать, что лед имеет толщину около 100 см, а если как однолетний толстый — то 160—180 см.

В настоящее время наблюдателями в таких случаях выделяются переходные зоны, в которых указываются символы обоих возрастов. Однако это вряд ли является лучшим выходом, так как получив такую информацию, потребитель может считать, что в зоне присутствуют льды обоих возрастов, только не определено их количество. Поэтому в дальнейшем следует, вероятно, разработать специальные варианты символов или просто подписывать на карте ориентировочную толщину льда.

Осенью, когда начинается процесс ледообразования, не растаявший за лето толстый однолетний лед переходит в категорию остаточного однолетнего льда. Его толщина в зависимости от торосистости, района образования и условий летнего таяния составляет 60—180 см. После 1 января этот лед называется двухлетним.

Из-за большой распресненности, наличия на поверхности слоя смерзшегося разрушенного льда и обусловленной неравномерностью таяния шероховатости верхней поверхности остаточные однолетние льды имеют высокую отражательную способность и изображаются на РЛ снимках темно-серым тоном, отчетливо выделяясь на фоне вновь образовавшихся молодых и белых льдов, однако светлее многолетнего льда.

Остаточные однолетние льды, представляющие собой поля, изображаются сравнительно светлым тоном, на их поверхности отчетливо прослеживаются гряды торосов, границы полей и обломков, составляющих сморози (см. рис. 23, *а*, *б*). Такие льды обычно встречаются в северной части моря Лаптевых.

Остаточные льды, образовавшиеся в результате смерзания торосистых битых льдов, имеют бóльшую яркость и крупнозернистую текстуру изображения при очень темном тоне. Характерным примером таких льдов являются изображения очень торосистого (4—5 баллов) битого остаточного льда, наблюдавшегося в юго-западной части Карского моря (рис. 24, *а*).

Остаточные однолетние льды могут встречаться в виде значительных зон, в которых их частная сплоченность составляет 8—9 баллов, а более молодые льды, представляющие собой замерзшие каналы и разводья, только 1—2 балла (см. рис. 24), или наблюдаются в виде узких полос и пятен, сплоченность остаточных льдов в которых может быть самой различной (см. рис. 19, *в*).

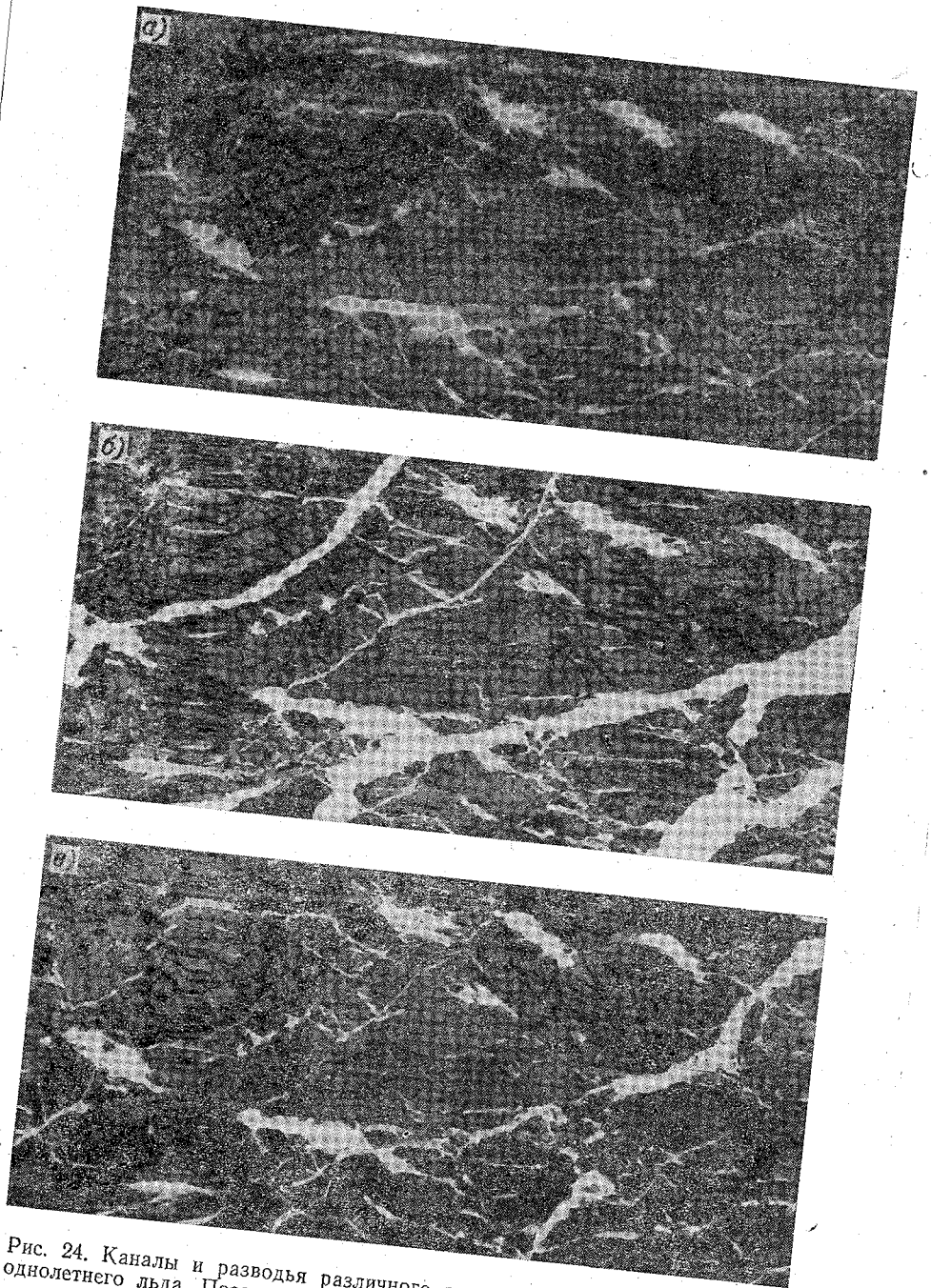


Рис. 24. Каналы и разводья различного возраста в массиве остаточного однолетнего льда. Последовательные съемки масштаба 1 : 200 000 в море Лаптевых.

а — 19 ноября 1979 г.; *б* — 23 ноября 1979 г.; *в* — 26 ноября 1979 г.

В целом дешифрирование остаточных однолетних льдов на фоне вновь образовавшихся не представляет затруднений, за исключением случаев, когда это — включения (до 3 баллов) мелко-крупнобитого торосистого льда среди торосистых сморозей осеннего образования (см. рис. 19, *в*).

Характер изображения остаточных однолетних льдов на РЛ снимках в течение зимы практически не изменяется (см. рис. 23). Между тем, как указывалось, с 1 января следующего года эти льды называются уже двухлетними. Очевидно, что для двухлетних льдов свойствен весь набор дешифровочных признаков, характерных для остаточного однолетнего льда.

Также очень похожи на РЛ изображения этих двух видов льдов изображения многолетних льдов, к которым относятся льды, просуществовавшие более двух лет. К отличительным признакам можно отнести только несколько более темный тон изображения и более ярко выраженную пятнистую его структуру. Необходимо отметить, что образовавшиеся в результате многократного стаивания и сглаживания гряд торосов и ропаков холмы и бугры на поверхности многолетнего льда, несмотря на их большую высоту, не всегда изображаются на РЛ снимках. Тональная неоднородность последних определяется в основном, очевидно, не крупными, но сглаженными, неровностями, а микрорельефом поверхности, ее кристаллическим строением, соленостью, распределением снега и другими подобными факторами (рис. 23—27).

Указанных отличий явно недостаточно для уверенной идентификации многолетних и остаточных однолетних (или двухлетних) льдов. Поэтому при составлении ледовых карт обычно используется условное обозначение «старые льды» с указанием их общей сплоченности и преобладающих форм. Выделение отдельных зон остаточных и двухлетних льдов может производиться только в результате постоянного прослеживания ледовой обстановки путем регулярного выполнения ледовых разведок, в том числе и в период начала осеннего ледообразования.

В зонах с преобладанием старого льда его поля, смерзшиеся однолетним льдом, имеют различную форму и размеры с обычно округлыми краями. За зиму они, как правило, пересекаются многочисленными трещинами и каналами, покрытыми однолетним льдом, хотя первоначальные их контуры, которые были к моменту образования осенних сморозей, и сохраняются (см. рис. 26, *а*, *б*). Однако в районах с интенсивным дрейфом и подвижками, например на дрейфоразделах, как правило, происходит перемешивание обломков и восстановить первоначальную форму полей часто бывает невозможно (см. рис. 23).

Таким образом, по РЛ снимкам вполне уверенно и с большой точностью можно определить конфигурацию и положение отдельных полей старого льда, а также обобщенные характеристики — частную сплоченность старых льдов, преобладающие и наиболее крупные формы. Консервативность изображений старых льдов, а также их сравнительная устойчивость к деформациям позволяют

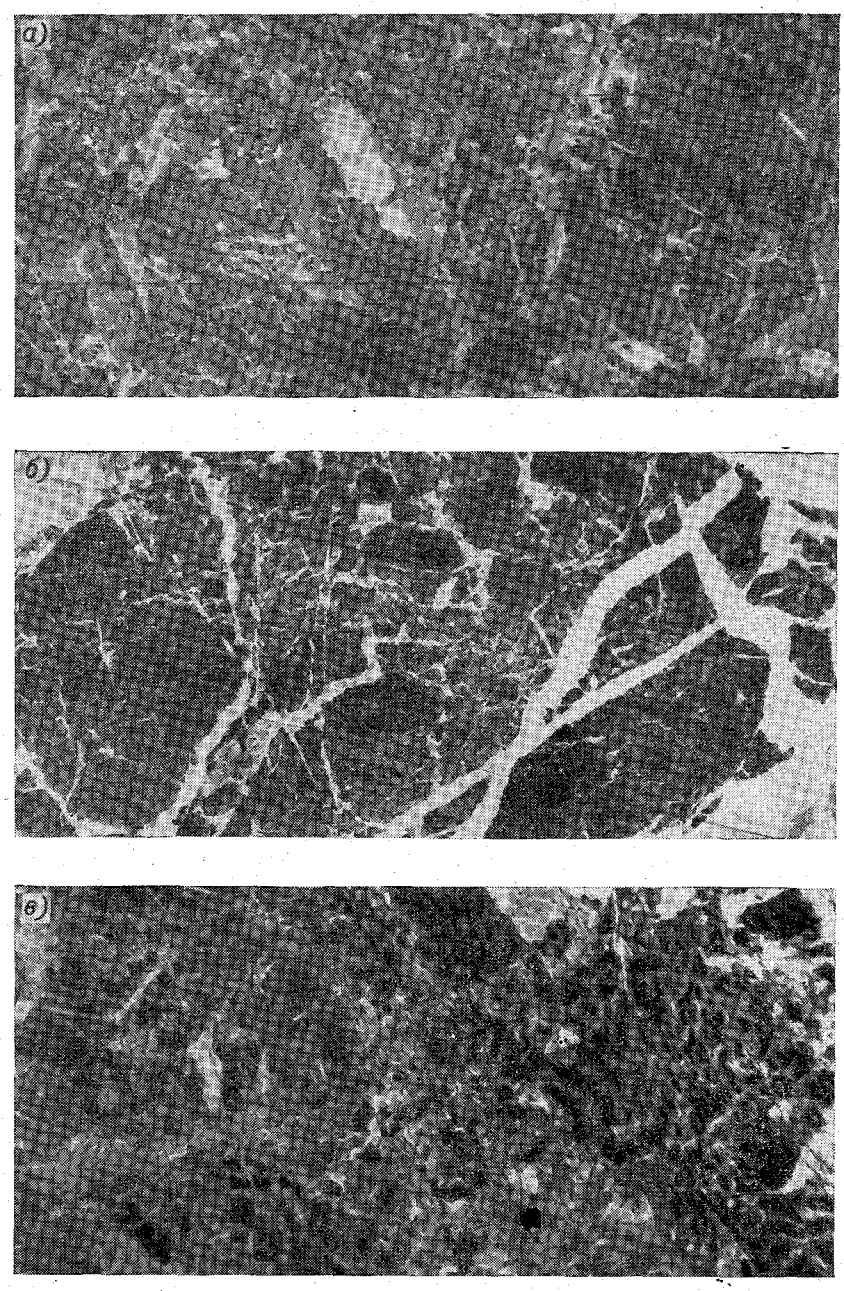


Рис. 25. Изображение остаточного и двухлетнего льда на РЛ снимках масштаба 1 : 200 000.

а — битый, сильно торосистый остаточный однолетний лед, Карское море, 13 декабря 1978 г.; *б*, *в* — двухлетний лед, в каналах и разводьях однолетний лед различной толщины, море Лаптевых, соответственно 22 мая и 14 мая 1980 г.

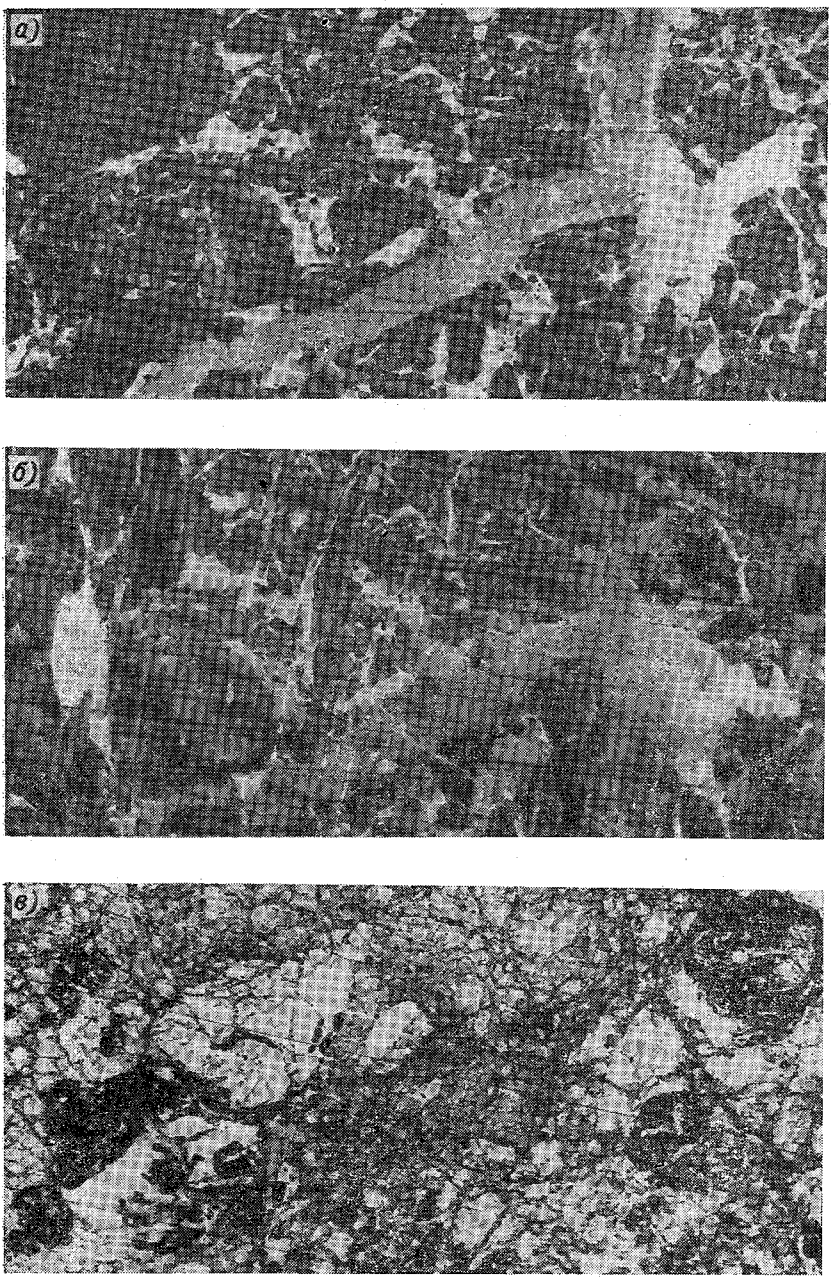


Рис. 26. Изображение многолетнего и речного льда на РЛ снимках масштаба 1 : 200 000.

а и *б* — последовательные изображения многолетнего льда в Чукотском море соответственно 11 декабря 1976 г. и 19 мая 1977 г.; *в* — речной лед (2 балла) в массиве однолетних льдов в Карском море 17 декабря 1970 г.

Рис. 27. Изображение дрейфующего ледяного острова «СП-24» в массиве многолетнего льда, 12 декабря 1977 г,. масштаб 1 : 200 000.

1 — ледяной остров «СП-24»; *2* — припай многолетнего льда; *3* — поля многолетнего льда; *4* — разводья, покрытые однолетним льдом.

опознавать отдельные льдины на снимках, выполненных с интервалом до полугода (см. рис. 23, 26), что дает возможность эффективно использовать РЛС БО для изучения генерального дрейфа льдом.

Заканчивая описание дешифровочных признаков старых льдов, необходимо отметить, что имеется один специфический вид льда, РЛ изображения которого очень похожи на старые льды. Это льды речного происхождения, которые начинают образовываться из пресной или распресненной воды устьевых участков и заливов крупных рек и до окончания ледостава выносятся в море, где смешиваются с вновь образующимся морским дрейфующим льдом.

Этому типу льдов, как и старым, присущ темно-серый тон РЛ изображения и пятнистая (мозаичная) структура изображения (см. рис. 18, 26, *в*). Отличительными признаками изображения речного льда является то, что куски льда в полях сморозей, как правило, угловатые, неокатанной формы и меньших размеров по сравнению со старыми льдами. Кроме того, вынос речных льдов в осеннее и зимнее время наиболее распространен в Карском море, где он дрейфует от устьев рек Оби и Енисея, но где, как правило, отсутствуют старые льды. Поэтому знание ледового режима и распределения старых льдов в осенний период помогают наблюдателю при дешифрировании этих сходных по изображениям типов льдов.

Помимо общей сплоченности, возрастного состава и форм (размеров полей), одной из основных характеристик ледяного покрова является торосистость, т. е. степень покрытия поверхности льда торосами — нагромождениями битого льда в виде гряд или холмов.

При выполнении визуальных наблюдений или обработке аэрофотоснимков торосистость льда оценивается по пятибалльной шкале, каждому баллу которой соответствует определенная площадь торосов относительно площади льда или определенное число гряд торосов на единицу пути над льдом.

Анализ синхронно выполненных РЛ и аэрофотографических съемок позволяет сделать вывод о том, что по РЛ снимкам можно определять торосистость только однолетних льдов. При этом, хотя разрешающая способность РЛ снимков в среднем даже больше 30 м, однако на фоне ровного льда (слабый сигнал) в большинстве случаев четко изображаются гряды торосов высотой более 1 м, а шириной всего несколько метров. На серо-белом и белом льду иногда изображаются гряды торосов и наслоения высотой даже меньше 1 м.

Торосы на РЛ снимках изображаются в виде серых или темно-серых линий и черточек шириной 0,1—0,2 мм.

Однако при определении торосистости морских льдов по РЛ снимкам, необходимо учитывать большую вероятность ошибок и ложных выводов. Это объясняется тем, что при торосистости свыше 4 баллов, изображение отдельных гряд сливается и такие

участки изображаются темно-серым, почти черным тоном с ярко выраженной мелко-пятнистой структурой рисунка. Аналогично изображаются участки льда, образовавшиеся из блинчатого льда, а также районы сплошного осеннего взлома, для которых характерны многочисленные мелкие торосы и ропаки, практически неувеличивающие мощность ледяного покрова.

Трещины и разводья шириной 10—20 м, покрытые светлым ниласом и серым льдом, изображаются так же, как гряды торосов, серыми или темно-серыми линиями неодинаковой толщины, причем различить их практически невозможно.

Яркость изображения гряд торосов зависит от их возраста, ослабевая с течением времени. Это объясняется, вероятно, большей влажностью обломков во вновь образовавшихся торосах. Так, на РЛ снимке 25 ноября 1978 г. отчетливо видны гряды торосов, образовавшихся из белого льда (см. правую часть рис. 23, *а*). 13 декабря (см. рис. 23, *б*), хотя подвижек в этом районе и не было, эти гряды торосов едва просматриваются на негативе, а 23 января (см. рис. 23, *в*) они уже совершенно не были заметны, хотя за это время образовались новые гряды, которые контрастно изобразились на РЛ снимке. Очевидно этим эффектом объясняется неоднократно отмечавшаяся наблюдателями непонятная «избирательность» РЛ снимков, проявляющаяся в том, что одинаковые, по данным аэрофотосъемки, гряды торосов в одних случаях изображаются, а в других нет.

Из-за указанных причин оценку торосистости по РЛ снимкам следует считать сугубо приближенной и производить ее по трем градациям: слабо торосистый, торосистый и сильно торосистый лед.

Слабо торосистый однолетний лед, соответствующий 0—1 баллу по визуальной шкале, характеризуется отдельными грядами торосов, пересекающих обширные поля в различных направлениях (см. рис. 17, *б*, 21, *в*).

Изображение торосистого однолетнего льда (2—3 балла по шкале) характеризуется большим количеством гряд торосов, изображение которых на отдельных участках сливается в пятна вытянутой или треугольной формы более темного тона (см. рис. 19, *а*, *б*; 21, *а*, *б*).

Третья градация — сильно торосистый лед соответствует 4—5 баллам торосистости. Поверхность такого льда очень шероховата, поэтому на РЛ снимках он изображается очень сильным сигналом (тон изображения почти черный), имеет пятнистую структуру рисунка, выделить отдельные гряды торосов невозможно (см. рис. 19, *в*; 22, *а*).

Тон изображения старых льдов определяется в основном микрорельефом и физическими свойствами их поверхности, а не крупными неровностями, поэтому оценку их торосистости производить не следует.

3.3. Изображение припая, трещин, каналов и разводий, различных ледовых объектов

Припаем называется морской лед, который образуется вдоль побережья и остается неподвижным. Он прикреплен к берегу, ледяной стене, ледяному барьеру, находится между отмелями, стамухами или севшими на отмель айсбергами.

Припай характеризуется возрастом образующих его льдов, их торосистостью и границами распространения.

Припай может образовываться в результате замерзания осенью или зимой открытой морской воды, свободной от дрейфующего льда. В этом случае лед припая одного возраста, постепенно, по мере нарастания проходит все возрастные стадии, начиная от светлого ниласа (начальные виды и темный нилас не имеют форм и поэтому их нельзя называть припаем). Возраст припая определяется по тем же дешифровочным признакам, описанным в 2.2, свойственным для дрейфующих льдов. При этом, как уже указывалось, наибольшие затруднения возникают при определении градаций однолетнего льда в пределах толщин от 30 до 200 см.

Иногда, в зависимости от конфигурации берегов и метеорологических условий в период образования, весь припай или его отдельные участки совершенно ровные, без каких-либо следов деформаций. Такой припай изображается на РЛ снимках очень светлым тоном, почти неотличимым от изображения чистой воды. Опознать припай в этом случае можно по зонам торосистого или тертого льда, которые даже и на таком ровном припае все же бывают на его внешней границе.

Припай может также образовываться в результате примерзания к берегу дрейфующего льда различного возраста, вплоть до многолетнего. В этих случаях должен указываться возрастной состав, т. е. количество льдов каждого возраста в баллах.

Учитывая стабильность припая от момента его образования до взлома и разрушения, при определении возраста однолетнего припая следует в полной мере использовать данные РЛ толщиномера, ледоколов, полярных станций, а также расчетов по сумме градусо-дней мороза.

Иногда изображение припая очень похоже на начальные или молодые льды и сохраняется таким в период всего существования припая. Часто в припае встречаются зоны тертого льда, которые практически невозможно отличить от старых льдов. Такие узкие вытянутые зоны особенно характерны для района проливов моря Лаптевых (рис. 28, *б*).

Определение границ припая не вызывает затруднений, если за ней следует заприпайная полынья, покрытая молодыми или начальными видами льда (см. рис. 11, *а*; 14, *а*, *б*; 28, *а*, 36, *а*).

Если мористее припая располагается сплошной лед, граница припая различается обычно с большим трудом. Признаками ее

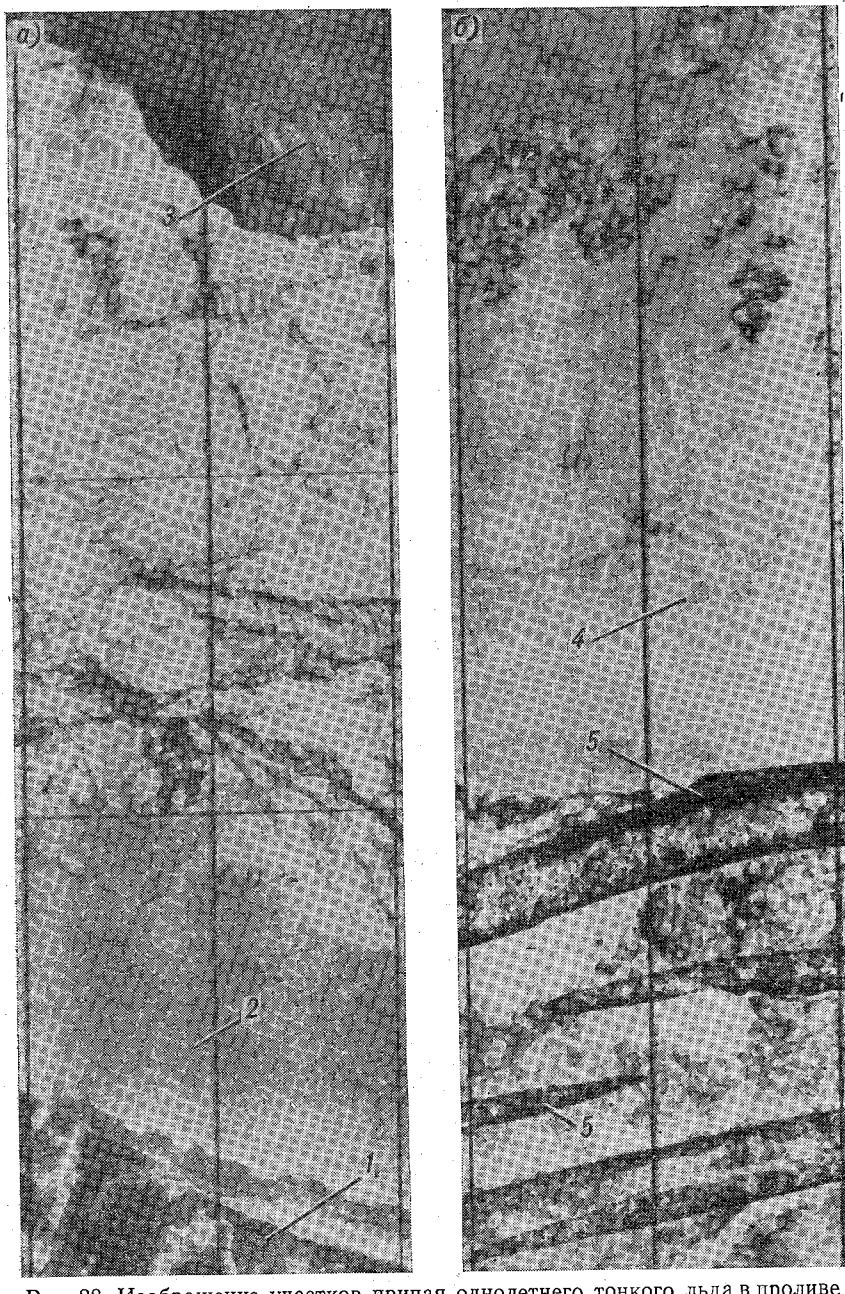


Рис. 28. Изображение участков припая однолетнего тонкого льда в проливе Лаптевых, 17 декабря 1980 г., масштаб 1 : 200 000.

1 — берег; *2* — зона припая, сходная по характеру изображения с серо-белым льдом; *3* — заприпайная полынья, покрытая серым льдом; *4* — зона припая, сходная по изображению с начальными видами льда; *5* — полосы тертого льда, изобразившиеся как старый лед.

в этом случае могут служить последняя от берега полоса тертого льда, пояс торошения и наличие мористее свежих разводий. Граница устойчивого припая надежно может быть определена путем сравнения с РЛ снимками, полученными в предыдущих разведках.

Использование для проводки судов трещин, каналов и разводий существенно облегчает преодоление любых льдов, особенно тяжелых многолетних. Современные РЛС БО, имеющие линию трансляции изображений на ледоколы в реальном масштабе времени, могут быть применены для этой цели наиболее эффективно. Поэтому на вопросах дешифрирования разводий следует остановиться более подробно.

В результате сравнения с синхронными аэрофотосъемками установлено, что трещины и каналы шириной менее 30 м, свободные от льда, на РЛ снимках не изображаются, а более широкие изображаются в масштабе снимка минимальной яркостью (рис. 29, *а*, *б*).

В осенне-зимний период сразу же после образования каналов и разводий на их поверхности начинается процесс ледообразования — появляются начальные виды льда, которые затем переходят в ниласовые, молодые и однолетние льды. Тон их изображения изменяется в той же последовательности, что и на больших пространствах первоначально чистой воды — начиная от чистой воды яркость РЛ изображения постепенно увеличивается, достигает максимума на стадии серого льда (темно-серый тон изображения), а затем начинает ослабевать и при достижении льдом возраста белого становится минимальной, незначительно отличающейся от тона изображения чистой воды (см. рис. 24). Однако в отдельных случаях, когда молодой лед, очевидно, образовался из снежуры или шуги, темный тон изображения сохраняется и в дальнейшем, в течение всего периода его существования (рис. 26, *а*, *б*; рис. 30).

Теоретически вопросы нарастания молодого льда исследовались Ю. П. Дорониным [7], который построил соответствующую номограмму для бесснежного льда и льда, покрытого снегом толщиной 5 см. Проведенные на полигонах и дрейфующих станциях наблюдения показали, что молодой лед, как правило, покрыт инеем или изморозью, которые влияют на скорость нарастания льда так же, как слой снега толщиной 2—3 см. Вследствие этого определенная по номограмме Ю. П. Доронина толщина бесснежного льда завышается на 10—20 см (для льда толщиной соответственно 50—100 см). Поэтому оценку толщины льда, образовавшегося в каналах и разводьях, следует производить по кривой *3* на рис. 31.

При обычных в декабре—марте в Арктике температурах воздуха от —30 до —40° лед толщиной 5 см (темный нилас) образуется за 6—8 ч, 15 см (переход в стадию серо-белого льда) за 1,5—2 суток, 30 см за 4—5 суток, 50 см за 10—12 суток, 70 см за 25—30 суток, 100 см за 48—58 суток. Разводья и каналы,

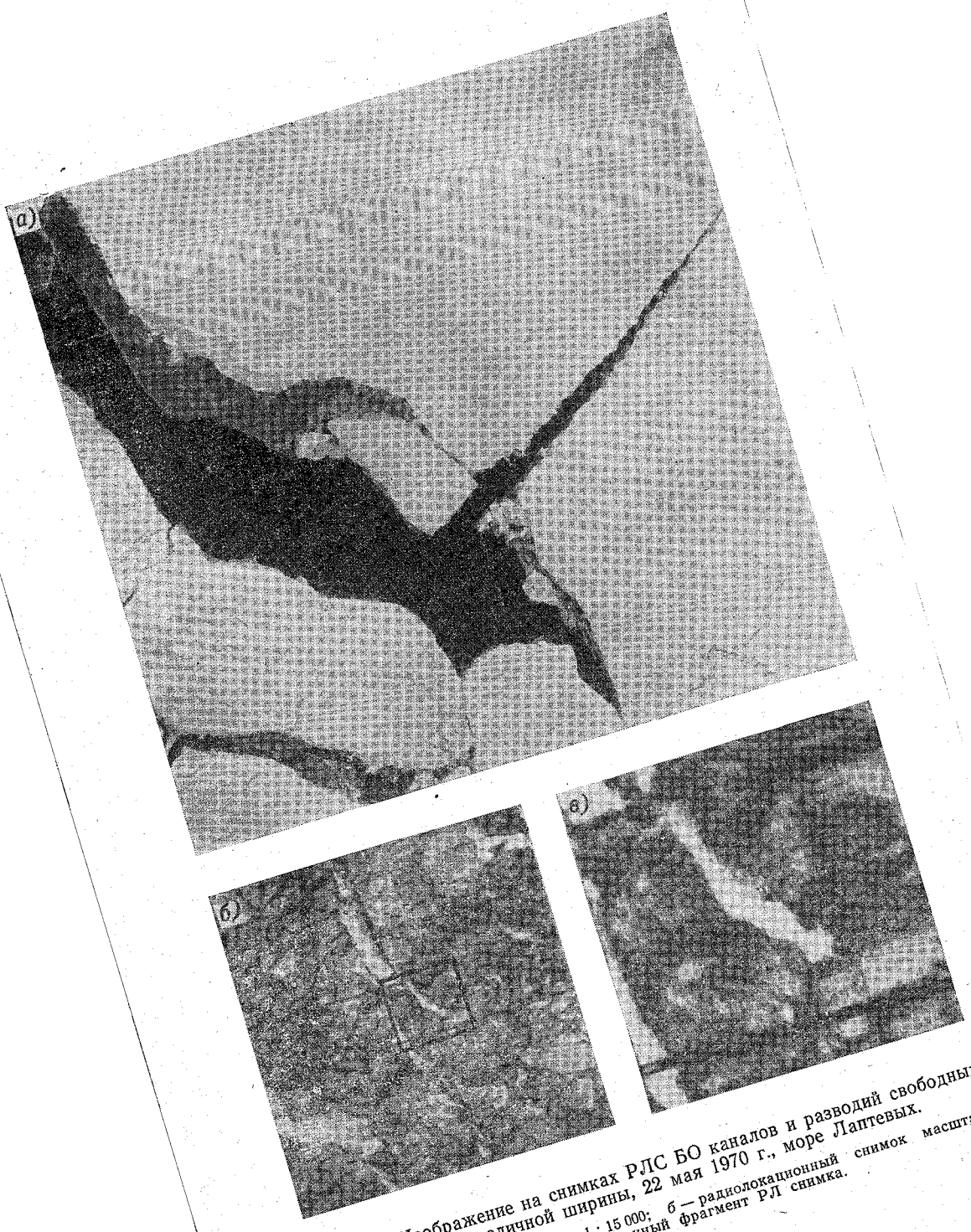


Рис. 29. Изображение на снимках РЛС БО каналов и разводий свободных от льда различной ширины, 22 мая 1970 г., море Лаптевых.

а — аэрофотоснимок масштаба 1 : 15 000; *б* — радиолокационный снимок масштаба 1 : 200 000; *в* — увеличенный фрагмент РЛ снимка.

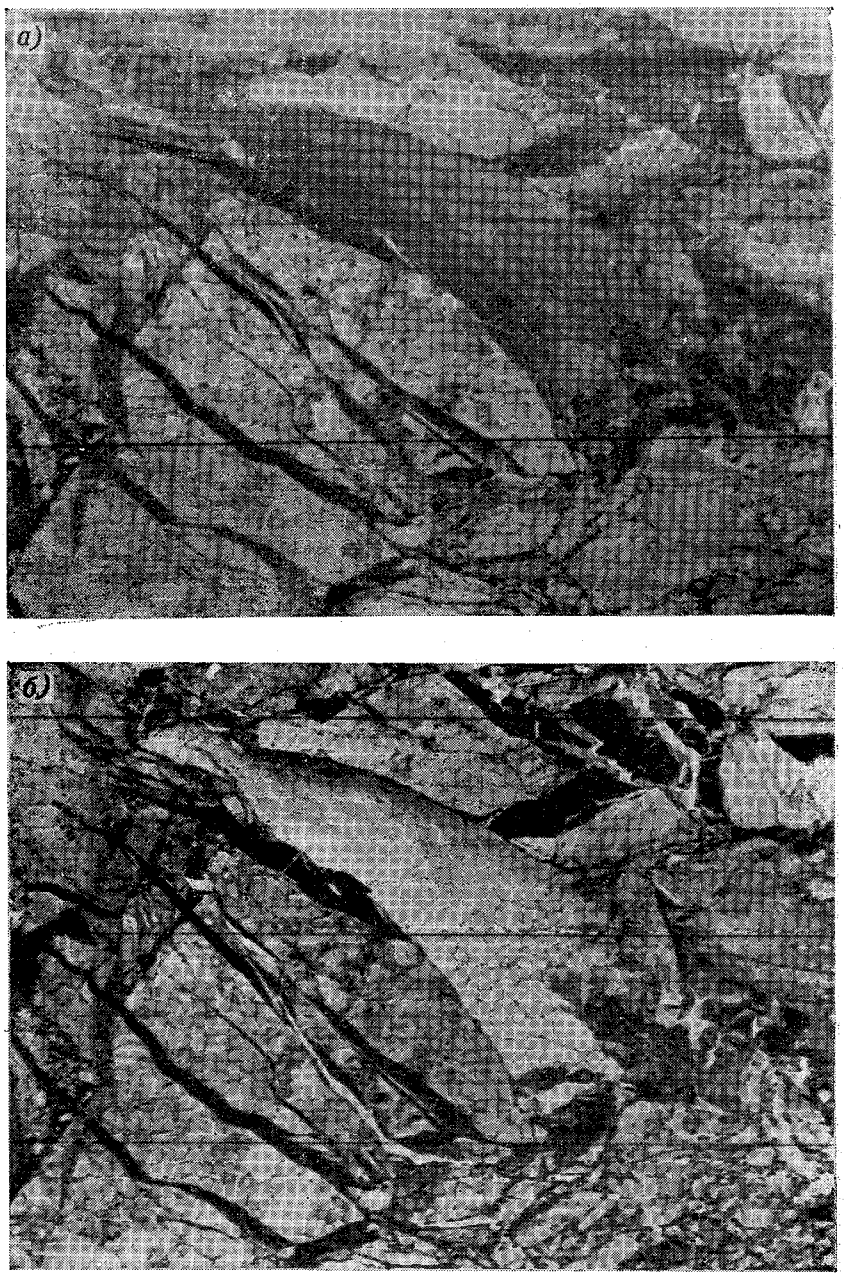


Рис. 30. Изменение со временем тона изображения каналов и разводий различной ширины, Карское море, масштаб 1 : 200 000.

а — 18 ноября 1980 г.; *б* — 20 ноября 1980 г.

образовавшиеся в конце декабря — начале января, к апрелю имеют толщину льда 150—160 см.

Таким образом, каналы и разводья практически всегда покрыты льдом различной толщины.

Трещины и каналы шириной от 10 до 50—100 м (в зависимости от масштаба РЛ снимка), покрытые светлым ниласом или серым льдом, имеют значительную яркость и изображаются, как уже указывалось, аналогично грядам торосов (рис. 32).

Более широкие каналы и разводья, изображающиеся в масштабе снимка, опознаются вполне уверенно, а возраст образовав-

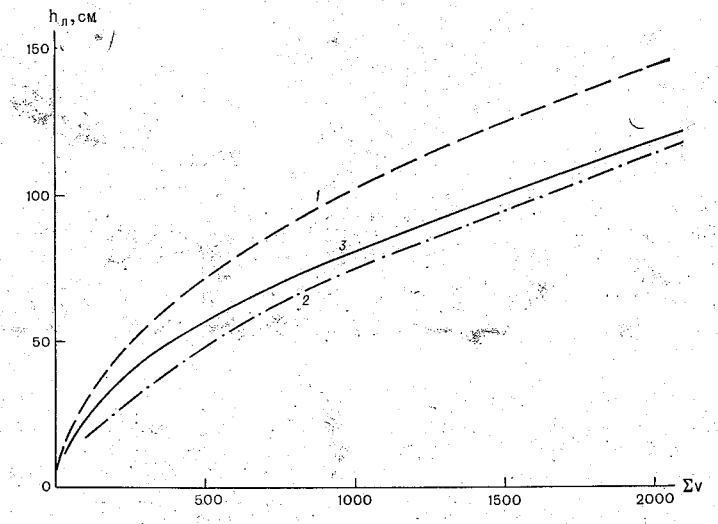


Рис. 31. Зависимость толщины образовавшегося на разводьях и каналах молодого льда $h_л$ от суммы градусо-дней мороза $\sum V$.

1 — для бесснежного льда по данным [7]; *2* — для льда со снегом 5 см по материалам [7]; *3* — для реального льда по экспериментальным данным.

шегося на них льда определяется по тем же дешифровочным признакам, изложенным в разделе 2.2.

Довольно часто образующиеся в канале или разводье ледяные иглы и сало подбиваются ветром к одной из кромок или после образования в канале молодых льдов происходят новые подвижки и вновь появляются разрывы чистой воды (рис. 33). В этих случаях опознавание каналов и разводий и определение возраста образовавшегося на них льда производятся наиболее уверенно, без каких-либо затруднений.

После того как возраст образовавшегося на каналах и разводьях льда достигнет стадии белого, тон его изображения практически не изменяется и различить ранее образовавшиеся от более поздних, покрытых, следовательно, более тонким льдом, невозможно (см. рис. 24). При этом, даже если в результате

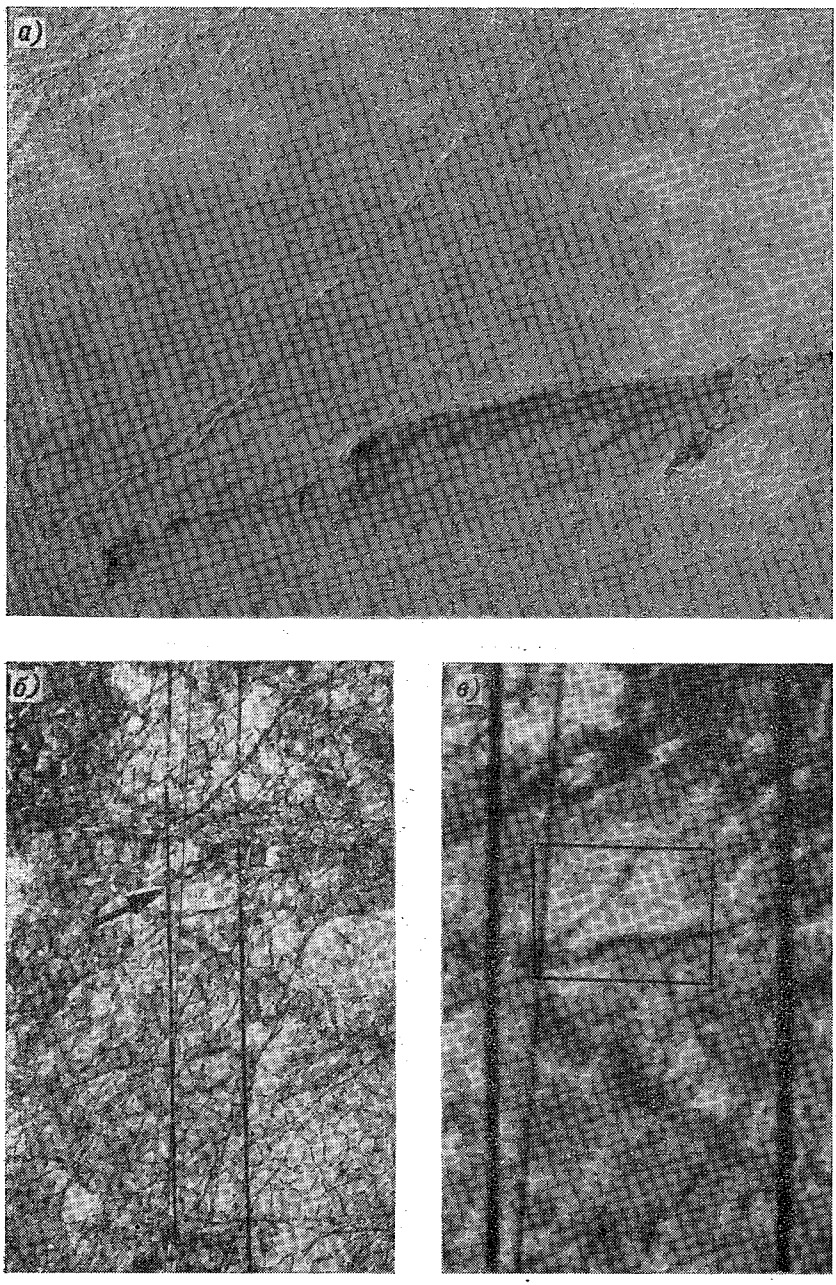


Рис. 32. Сходство изображения узких каналов, покрытых молодым льдом и гряд торосов, 24 мая 1970 г., Чукотское море.

а — аэрофотоснимок масштаба 1 : 10 000; *б* — РЛ снимок масштаба 1 : 200 000; *в* — увеличенный фрагмент РЛ снимка с указанием границ аэрофотоснимка.

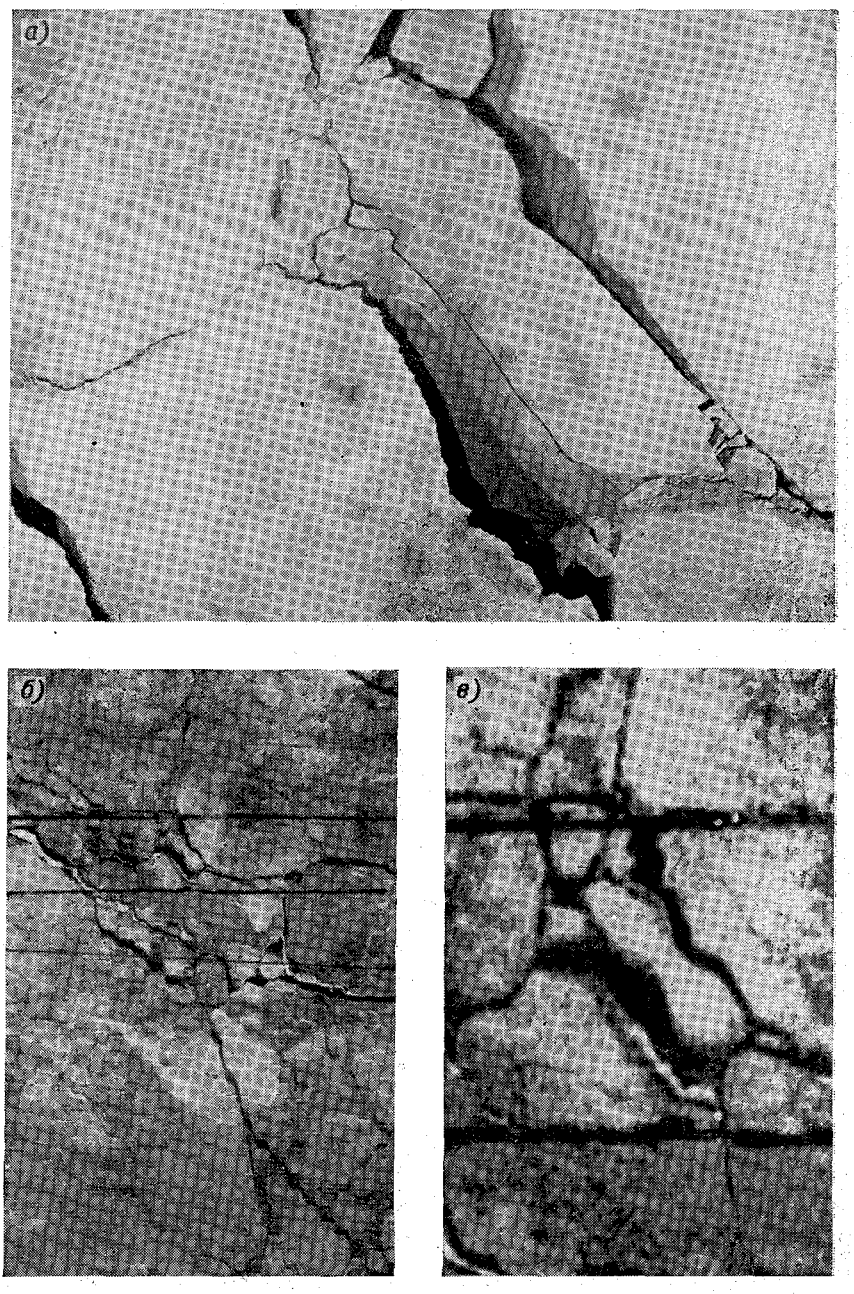


Рис. 33. Изображение каналов и разводий, покрытых ниласовыми и молодыми льдами в условиях продолжающихся подвижек, 20 мая 1970 г., Карское море.

а — аэрофотоснимок масштаба 1 : 15 000; *б* — РЛ снимок масштаба 1 : 200 000; *в* — увеличенный фрагмент РЛ снимка.

последующих подвижек и сжатий происходят деформации и уменьшение площади каналов и разводий на поверхности их торосы не образуются, а покрывающие их льды выторашиваются на кромки окружающих более старых полей (см. рис. 24, *б*, *в*; 26, *а*, *б*). Таким образом, форма и характер гряд торосов, являющиеся одним из дешифровочных признаков градаций однолетнего льда, при определении возраста льда в каналах и разводьях, как правило, не могут быть использованы. Особенно важно учитывать это обстоятельство при дешифрировании каналов и разводий в массиве старых льдов, например, в Чукотском и Восточно-Сибирском морях, где старые льды распространяются вплоть до самого берега. В этом случае только последовательные съемки, производимые в течение всей зимы, позволяют проследить образование и существование каналов и разводий и достаточно точно рассчитать толщину образовавшегося на них льда.

Возможность опознавания на РЛ снимках ледоколов и транспортных судов позволяет, учитывая современную высокую точность определения ими своих координат, надежно привязывать маршруты РЛ съемки, удаленные от береговых ориентиров, а при трансляции изображений на ледоколы привязывать снимок к ледовой обстановке, наблюдаемой с мостика, и прокладывать дальнейший маршрут «от себя».

От металлических корпусов ледоколов и судов приходит чрезвычайно сильный отраженный сигнал, поэтому они изображаются в виде эллипсов или черточек длиной 1—2 мм максимально возможной плотности. При движении судов по чистой воде на РЛ снимке изображается кильватерная струя, длина которой зависит от скорости судна и состояния поверхности моря.

При движении или временной остановке в сплоченном дрейфующем льду или припае косвенным признаком каравана или одиночного ледокола является канал во льду — полоса битых и тертых льдов, образовавшаяся при прохождении судов. Особенно четко выделяется такой канал при движении каравана через сравнительно ровный однолетний или молодой лед (см. рис. 15, *а*; 34, *а*). Однако даже и в битых торосистых льдах канал изображается достаточно контрастно и обнаружение судов в целом не представляет значительных трудностей.

Проложенные ледоколами каналы в однолетних льдах иногда сохраняются в течение длительного времени и при повторных съемках могут использоваться для определения векторов дрейфа.

Айсберги и их обломки сравнительно мало распространены в Северном Ледовитом океане и в арктических морях. Однако, учитывая опасность для судоходства, все обнаруженные одиночные айсберги или места их скопления следует наносить на ледовую карту.

На РЛ снимках айсберги изображаются в виде точек или небольших пятен неправильной формы, максимальной яркости, значительно превышающей яркость изображения многолетних льдов.

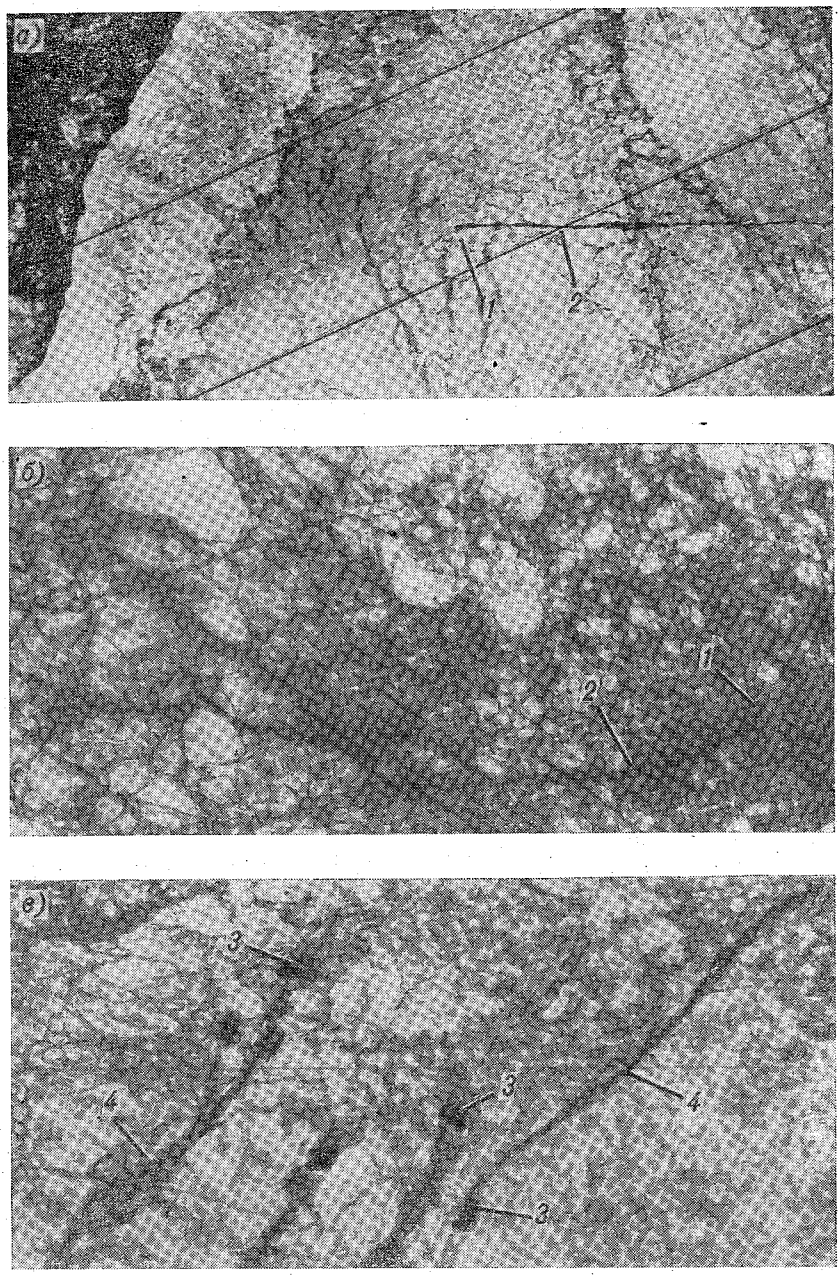


Рис. 34. Изображение ледоколов, судов и айсбергов.

а — ледокол и проложенный им канал в молодых льдах; *б* — то же при движении в битых, торосистых однолетних толстых льдах; *в* — айсберги в массиве однолетних тонких льдов;

1 — ледокол; *2* — канал во льду, проложенный ледоколом; *3* — айсберг; *4* — полоса взломанного льда, образующаяся при движении айсберга через массив сравнительно тонких льдов.

Если айсберги находятся в зоне молодых или однолетних льдов, их перемещение (дрейф) часто происходит со скоростью, отличной от скорости дрейфа окружающих льдов. В результате за ними остается след, аналогичный каналу во льду, проложенному ледоколом, но меньшей яркости и более криволинейный (см. рис. 34, *в*).

Обнаружение крупных айсбергов производится сравнительно просто, в то же время небольшие айсберги и их обломки среди многолетних льдов могут быть опознаны далеко не всегда. При их дешифрировании, помимо перечисленных прямых и косвенных признаков, следует использовать климатические данные — изучить возможные места их образования и генерального дрейфа, а также результаты предыдущих судовых и авиационных наблюдений.

К льдам материкового происхождения относятся также ледяные дрейфующие острова, которые отламываются от арктического шельфового ледника в районе Земли Элсмира, имеют толщину 30—50 м, размеры в поперечнике от нескольких сотен метров до 15—20 км и волнистую поверхность.

Зимой такие острова изображаются темно-серым тоном, несколько более светлым, чем многолетние льды, однако вследствие их сравнительной однотонности, своеобразной полосатой упорядоченной структуры изображения, обусловленной волнистым характером поверхности, они достаточно контрастно выделяются на фоне многолетних льдов (рис. 35, *а*, *б*).

Летом, после того как яркость изображения многолетних льдов снижается, а коэффициент отраженного рассеяния ледяных островов остается по-прежнему высоким, контраст меняется на обратный, и они изображаются на фоне дрейфующих льдов значительно более темными образованиями с четко очерченными границами (см. рис. 35, *в*).

После дробления и разрежения окружающих льдов за ледяными дрейфующими островами с подветренной стороны могут образовываться небольшие полыньи.

К отдельным ледовым образованиям, которые должны обязательно наноситься на ледовые карты, относятся также стамухи, которые представляют собой торосистое, сидящее на мели ледяное образование размером от нескольких десятков метров до 10 км и более. На РЛ снимках небольшие стамухи изображаются в виде пятен повышенной яркости преимущественно округлой формы; часто расположены на границе или внутри припая.

Крупные стамухи, приуроченные к отмелям в открытом море, за пределами распространения припая обычно представляют собой кольцеобразные структуры с торосистыми образованиями по внешнему контуру и сравнительно ровным льдом в центре (см. рис. 5). За такими стамухами при обтекании их дрейфующим льдом образуются, так же как и за обычными островами, полыньи.

Наблюдения за перечисленными в настоящем разделе ледовыми объектами и образованиями не исчерпывают все потенциальные возможности РЛС БО. В зависимости от задач иссле-

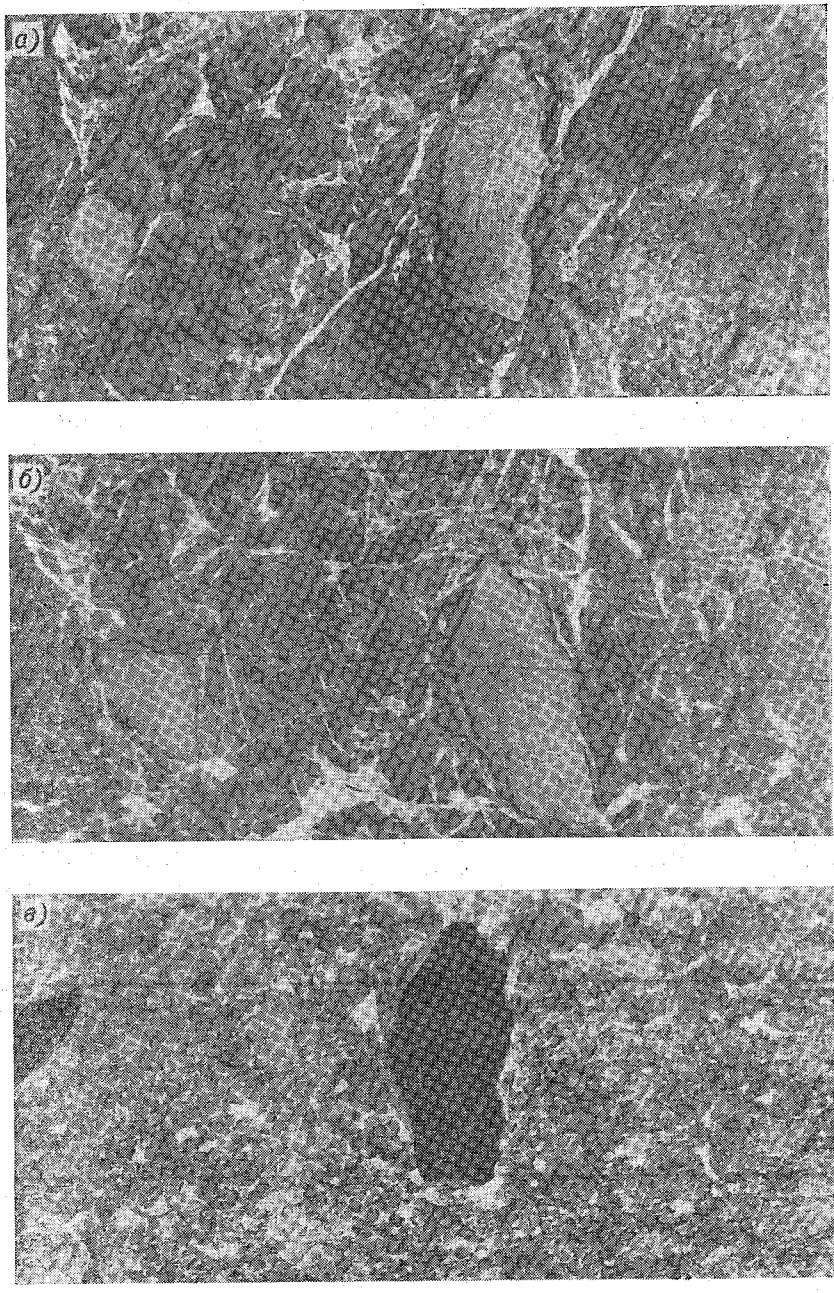
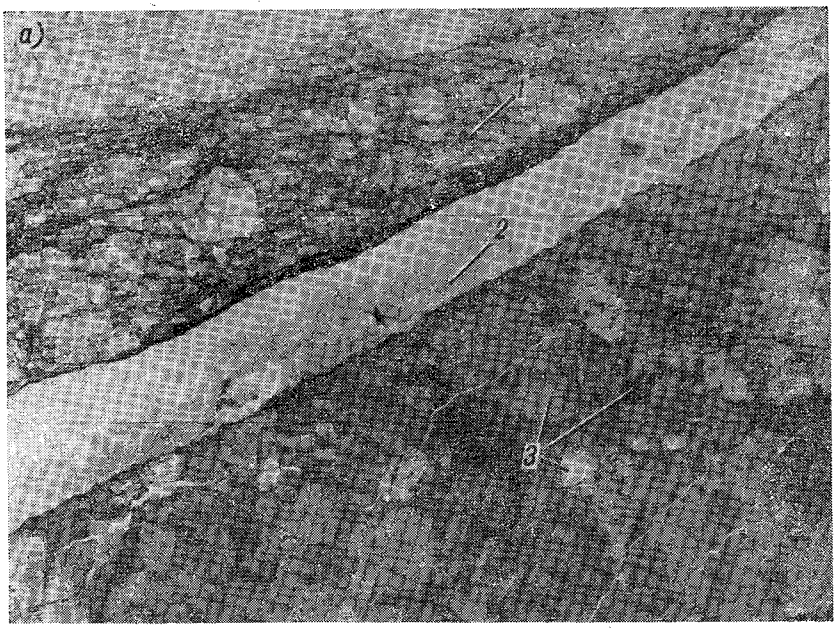


Рис. 35. Изображение дрейфующего ледяного острова «СП-23» в различные сезоны на РЛ снимках масштаба 1 : 200 000.

а — 23 декабря 1975 г.; *б* — 12 мая 1976 г.; *в* — 20 августа 1976 г.



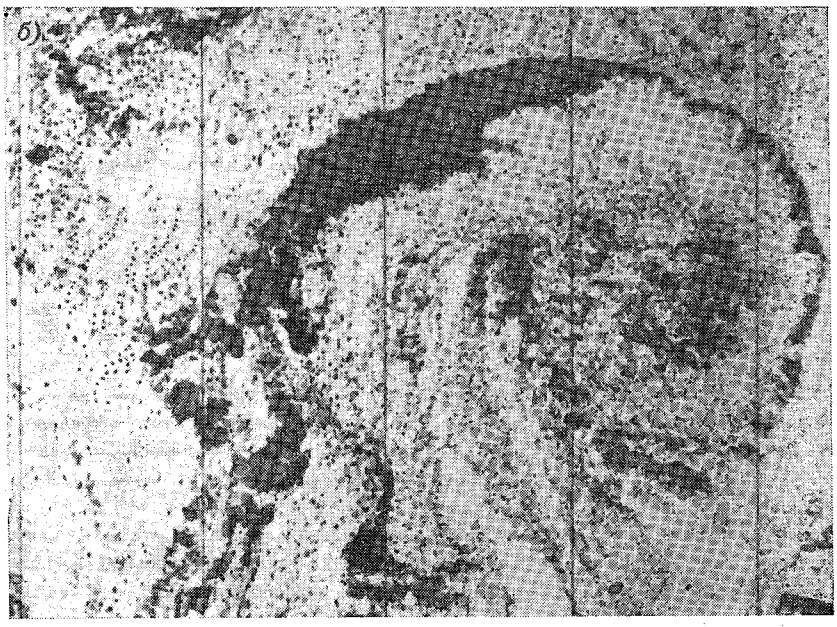


Рис. 36. Различные ледовые образования.

а — заприпайная прогалина; *б* — ледяной вихрь на кромке разреженных мелкобитых льдов.

1 — припай; *2* — ниласовые льды в заприпайной прогалине; *3* — дрейфующий серо-белый и белый лед.

дования и района наблюдений, по снимкам РЛС БО может изучаться еще целый ряд явлений и объектов.

Безусловный интерес как индикаторы термодинамических процессов представляют, например, ледяные вихри, которые образуются иногда на кромке мелкобитых льдов (рис. 36, *б*).

3.4. Изображение морских льдов в летний период

Во второй половине мая в арктических морях начинается таяние морского льда. При визуальных наблюдениях степень разрушения льда в процессе таяния оценивается по пятибалльной шкале. При разрушенности 0 баллов внешние признаки таяния отсутствуют, при разрушенности 5 баллов лед находится на грани полного уничтожения. Рассмотрим возможность определения по РЛ снимкам разрушенности льда в соответствии с применяемой в настоящее время шкалой [10].

Первые признаки таяния — оплавление поверхностных кристаллов снега на льду и повышение содержания рассола в нижних слоях льда — отмечаются обычно еще при отрицательных температурах воздуха. Характер РЛ изображения различных видов льда при этом практически не изменяется.

К началу июня разрушенность льда в арктических морях достигает 1 балла. Указанная стадия разрушения льда характеризуется появлением пятен мокрого снега и луж, началом распада сморозей. На РЛ изображениях однолетних льдов это сказывается в некотором увеличении яркости, в результате чего тон изображения становится серым. Гряды торосов и контуры полей могут не иметь четко выраженной границы (рис. 37). Тон изображения многолетних (старых) льдов изменяется, наоборот, от темно-серого к серому. Обычно это изменение происходит постепенно (рис. 38). Однако контраст между однолетними и многолетними льдами еще вполне достаточный и их дешифрирование выполняется достаточно уверенно.

В переходный период от 1 к 2 баллам разрушенности довольно часто наблюдается резкое изменение не только тона, но и всего характера изображения однолетнего льда. Ровные участки изображаются темно-серым тоном, а около гряд торосов, как пересекающих поля, так и преимущественно расположенных по их границам, наблюдается значительное ослабление сигнала, похожее на радиотени, однако, не связанное ни с направлением облучения, ни с направлением движения строки сканирования на местности. При этом поля кажутся выпуклыми (рис. 39, *а*).

Через несколько дней эффект радиотени ослабевает, однако, яркость изображения больших полей еще очень высокая. Гряды торосов и контуры полей становятся трудноразличимыми (см. рис. 39, *б*).

Затем тон изображения полей от темно-серого переходит к серому, вновь появляется изображение торосов, а участки,

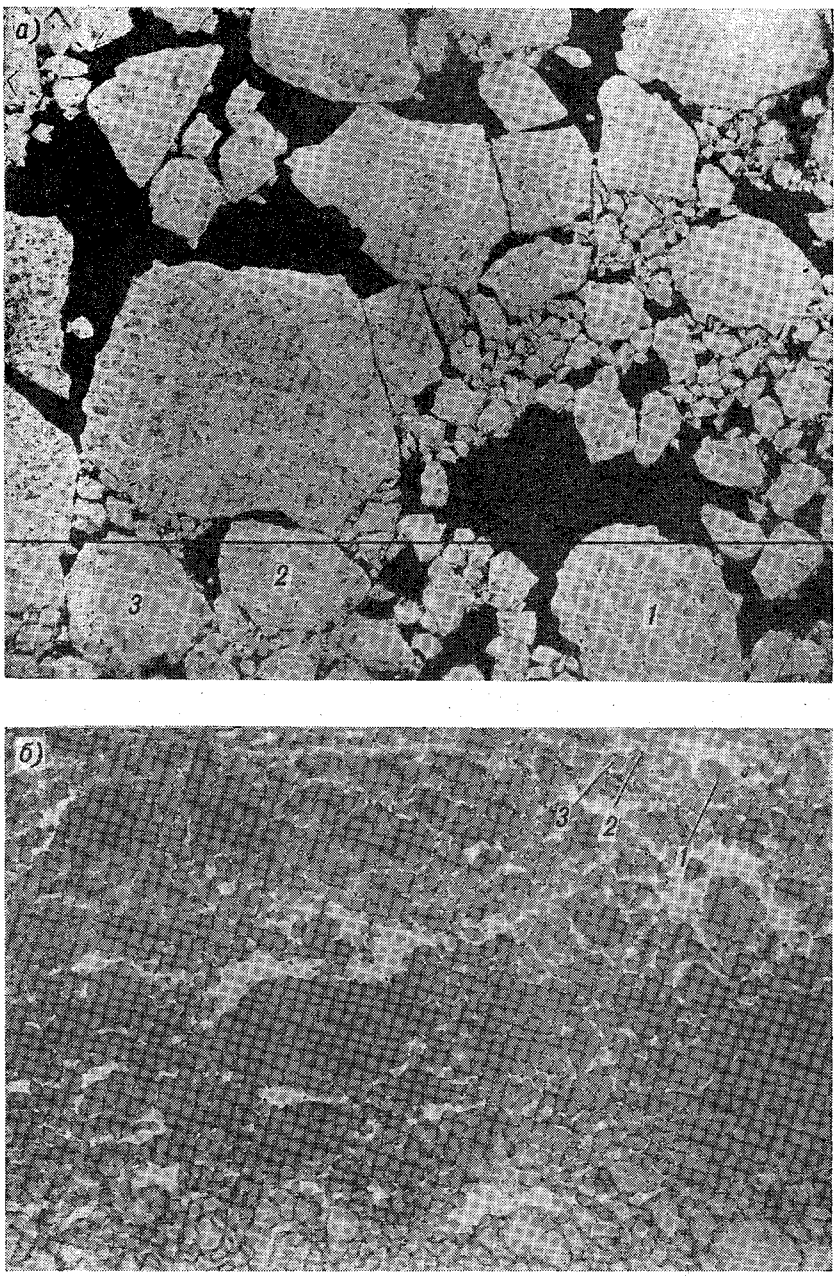


Рис. 37. Однолетний толстый лед разрушенностью 1—2 балла в юго-западной части Карского моря, 11 июня 1980 г.

а — аэрофотоснимок масштаба 1 : 110 000; *б* — РЛ снимок масштаба 1 : 500 000; *1—3* — одни и те же ледяные поля.

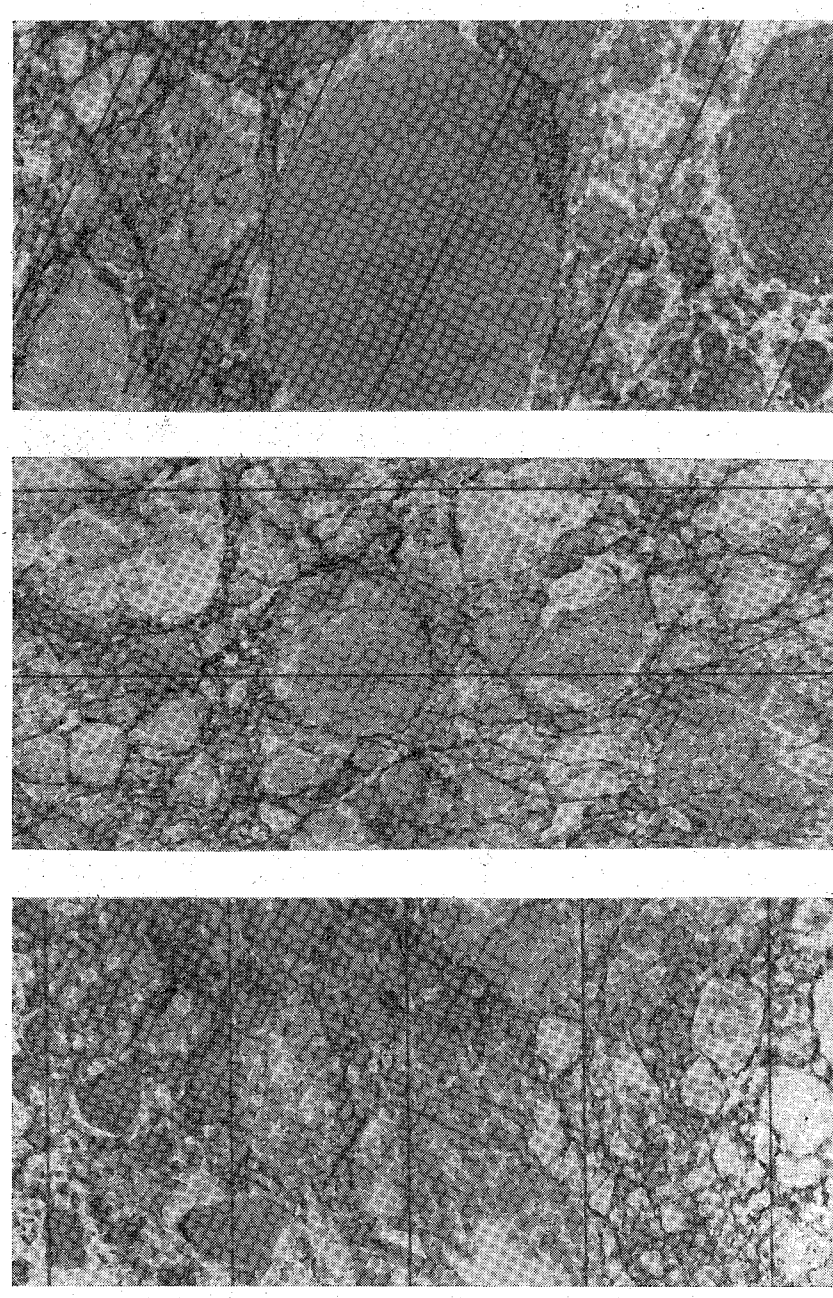


Рис. 38. Различные варианты изображения многолетнего льда разрушенностью 1 балл, Чукотское море, 23 мая 1981 г., масштаб 1 : 200 000.

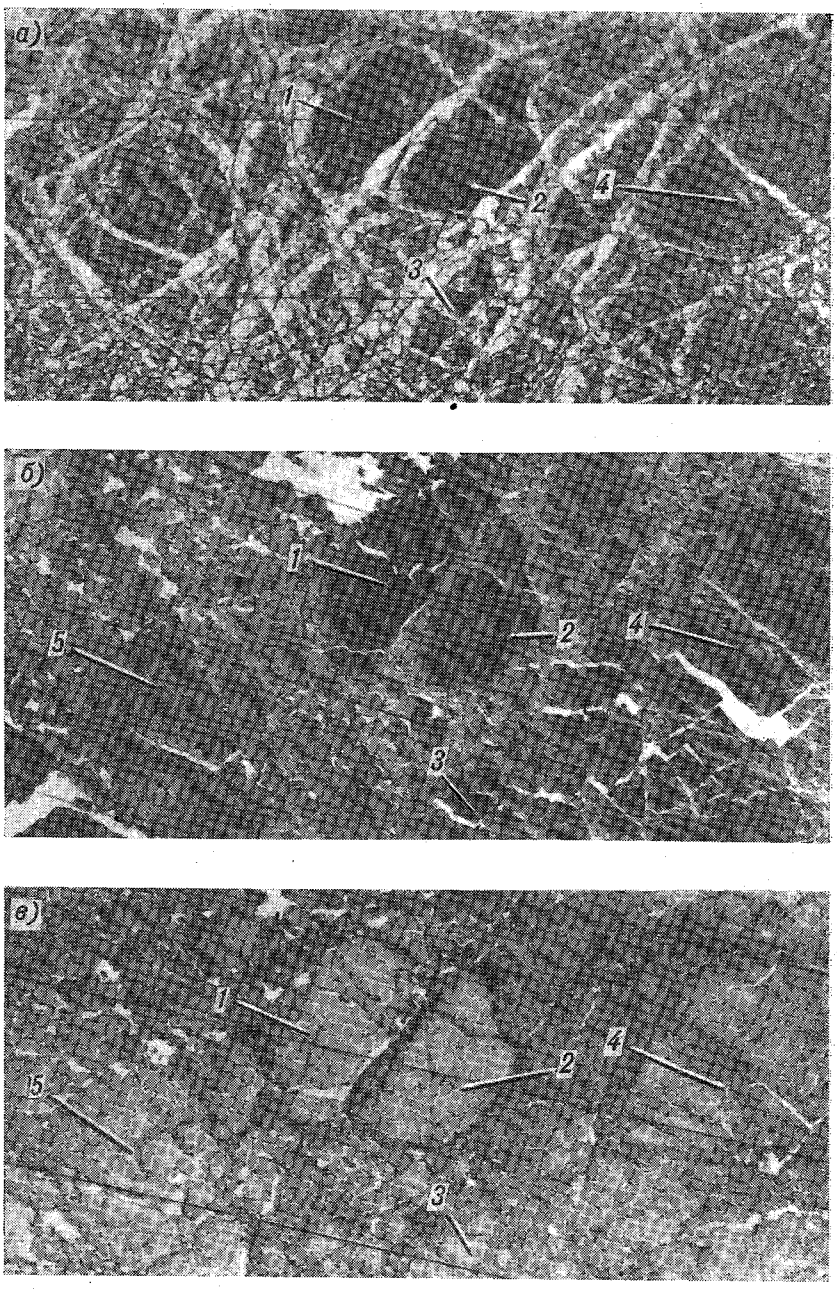


Рис. 39. Последовательные съемки в масштабе 1 : 200 000 одного и того же участка зоны однолетнего толстого льда разрушенностью 1—2 балла в Карском море.

а — 5 июня 1979 г.; *б* — 10 июня 1979 г.; *в* — 21 июня 1979 г.; *1—5* — одни и те же ледяные поля.

которые ранее соответствовали «радиотеням», приобретают, наоборот, повышенную яркость. В результате поля кажутся вогнутыми (см. рис. 39, *в*).

Такая резкая смена характера изображения может наблюдаться как в локальных зонах шириной 200—300 км, так и на больших акваториях моря. Ввиду кратковременности этого явления пока не установлена его обязательность для всех районов и лет, также не совсем ясны механизм и причины его возникновения.

В конце июня — начале июля разрушенность достигает 2 баллов. Эта стадия разрушенности характеризуется наибольшим количеством воды на поверхности морского льда в виде озерков, участков или целых полей затопленного льда. У берегов образуются водяные забереги, а в устьях рек — приустьевые полыньи.

Тон РЛ изображений однолетних льдов в этот период темно-серый, текстура крупнозернистая, в сочетании с пятнистой структурой, гряды торосов неразличимы (рис. 40). Поля затопленного льда иногда изображаются так же, как на обычных аэрофотосъемках. Обращает на себя внимание, что неглубокие снежницы и поля затопленного льда, даже если они изображаются в масштабе РЛ снимка, имеют сравнительно высокую отражательную способность и изображаются различными оттенками серого тона, а не на уровне вуали, как должно было бы быть в случае зеркального отражения.

Значительные участки однолетнего среднего льда (замерзшие зимой разводья) отличаются от однолетнего толстого льда только в случае более раннего стока воды в результате разломов или образования проталин (см. рис. 40). Различия в тоне и характере изображения однолетних и многолетних льдов значительно уменьшаются.

Когда разрушенность льда достигает 3 баллов, появляются сквозные проталины, в результате образования которых и продолжающегося разлома ледяных полей происходит обсыхание льда. Поверхность обнажившихся участков однолетнего льда, особенно средней толщины, незначительно возвышается над уровнем моря, пропитана водой и имеет сложный микрорельеф с неровностями порядка нескольких сантиметров. При визуальных наблюдениях и на аэрофотоснимках отчетливо видны следы всех деформаций, имевших место с момента образования данного поля — гряды торосов, ропаки, наслоения. Эти образования изображаются и на РЛ снимках в виде более темных полос и пятен, имеющих размытые края (рис. 41).

В дальнейшем происходит дифференциация поверхности осушенного льда — на одних участках образуются вторичные снежницы, представляющие собой сложную, но упорядоченную систему вытянутых, извилистых, соединяющихся между собой озерков, интенсивно углубляющихся в процессе дальнейшего таяния. Возвышение других участков над уровнем моря, наоборот, увеличивается, и на их поверхности образуется крупнокристаллический

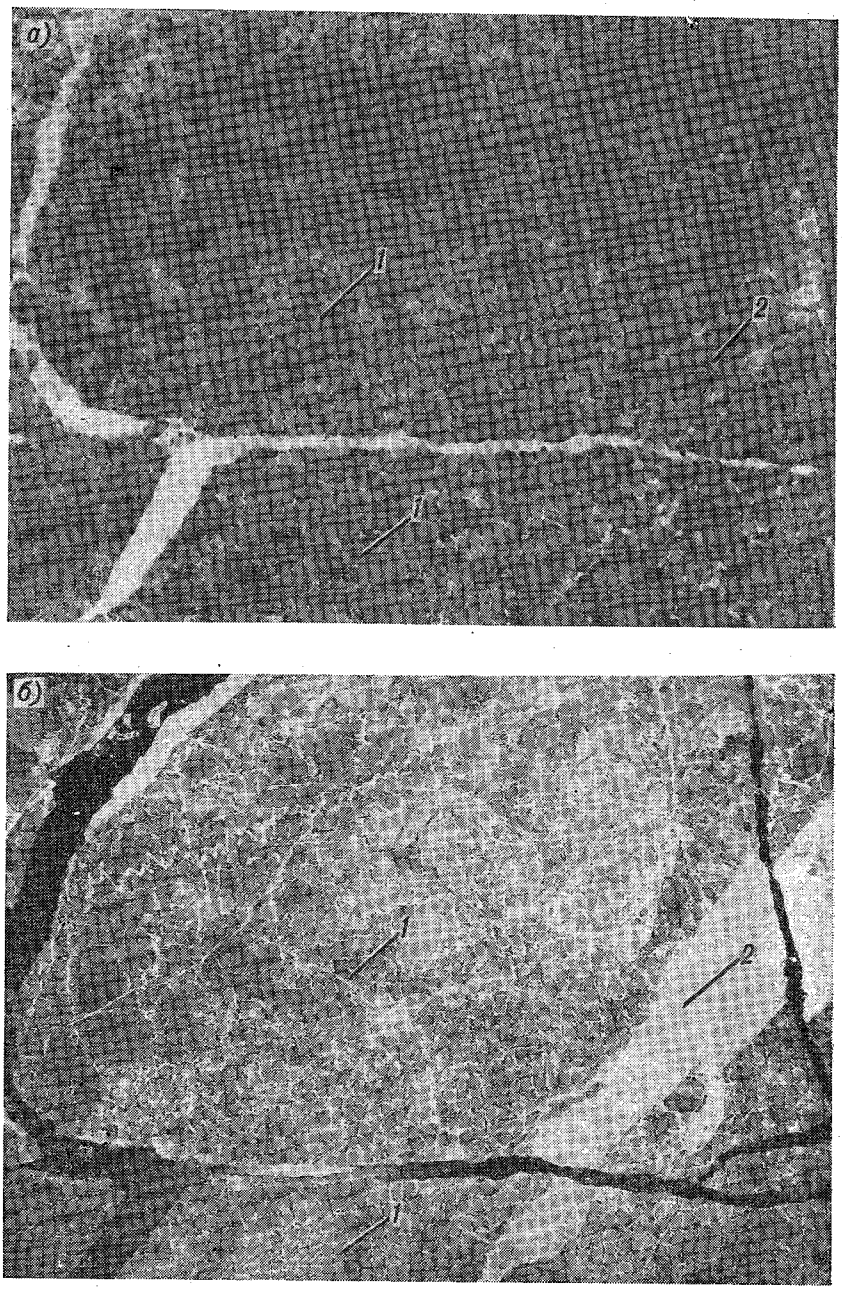
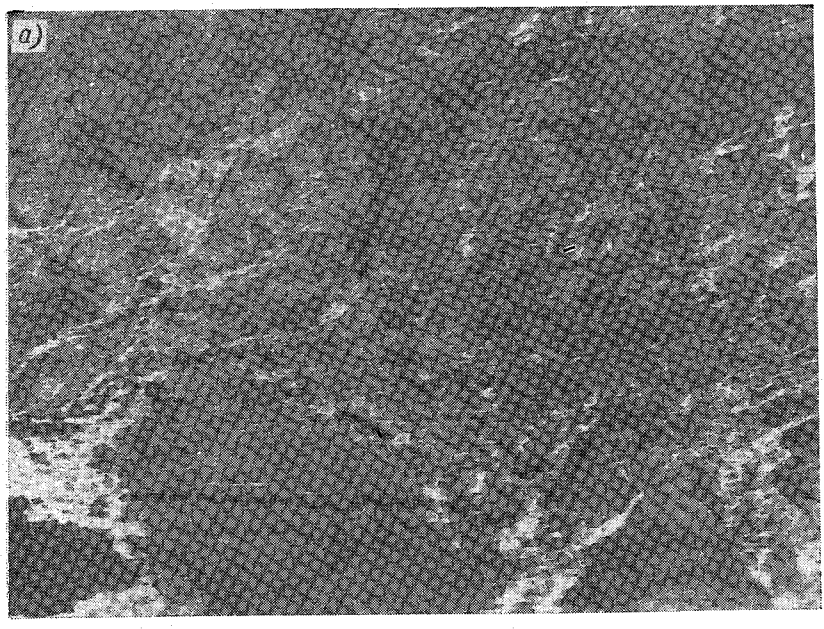


Рис. 40. Однолетний толстый лед в море Лаптевых. Разрушенность 2 балла, торосистость 2—3 балла.

а — РЛ снимок 12 июня 1976 г., масштаб 1 : 100 000; *б* — аэрофотоснимок 13 июля 1976 г., масштаб 1 : 110 000; *1* — однолетний толстый лед; *2* — однолетний средний лед.



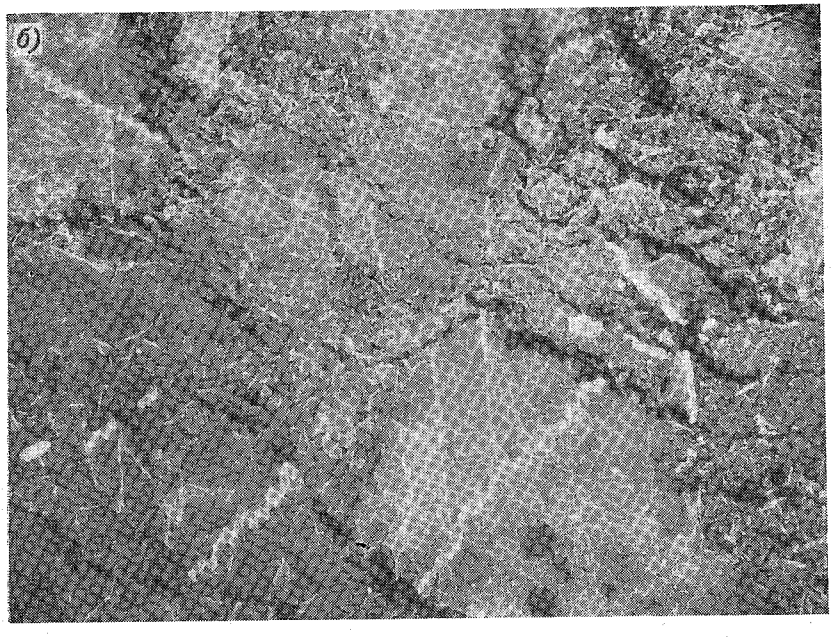


Рис. 41. Изображение однолетнего толстого льда разрушенностью 3—4 балла (большие поля) и 4 балла (обломки, битый), море Лаптевых 7 августа 1976 г.

а — РЛ снимок масштаба 1 : 200 000; *б* — аэрофотоснимок масштаба 1 : 10 000.

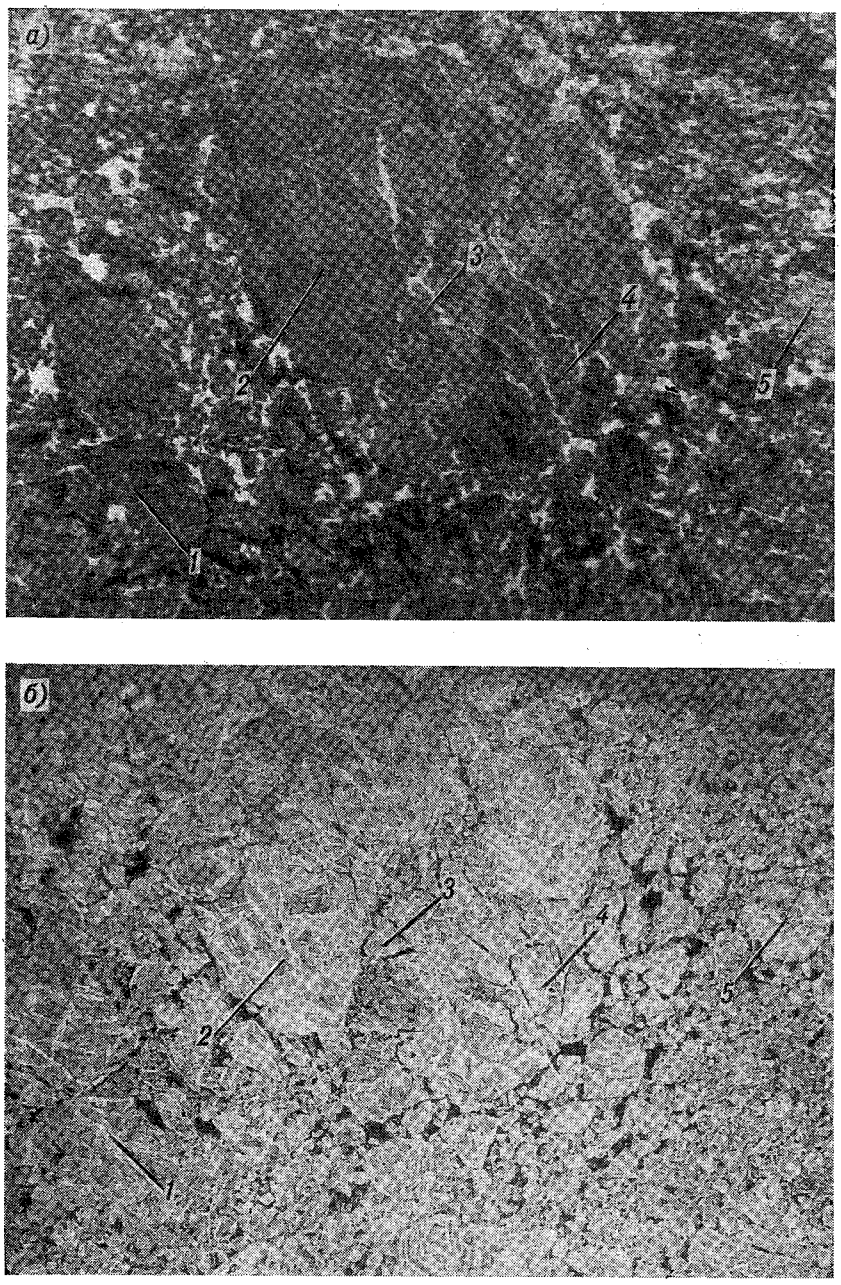
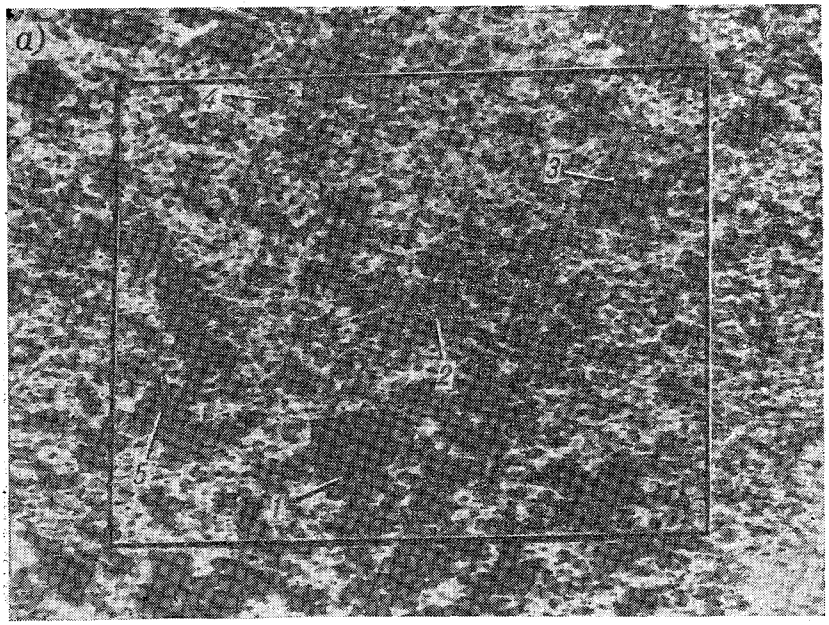


Рис. 42. Изображение однолетнего толстого (с включением старого) льда разрушенностью 4 балла, Чукотское море, 21 августа 1976 г.

а — РЛ снимок масштаба 1 : 200 000, увеличенный до масштаба аэрофотоснимка; *б* — аэрофотоснимок масштаба 1 : 110 000; *1—5* — одни и те же ледяные поля.



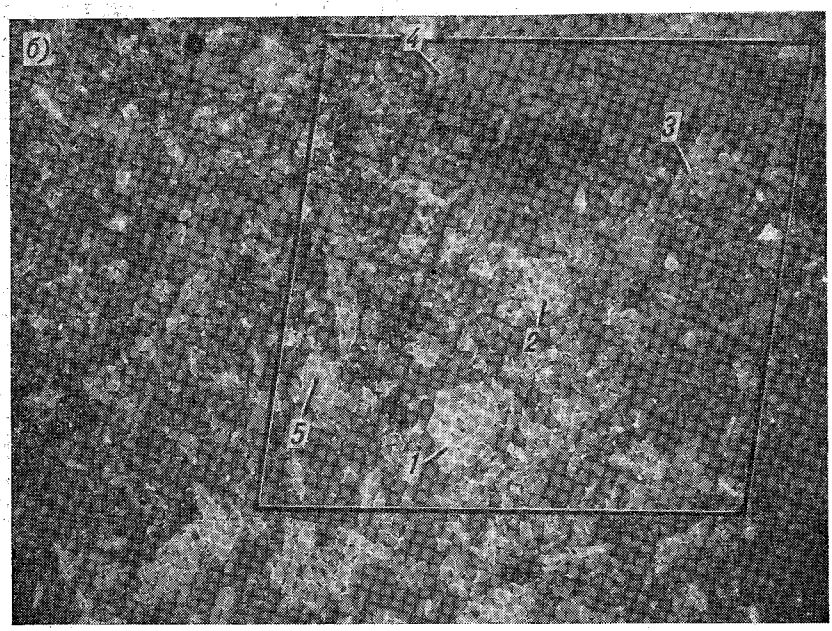


Рис. 43. Изображение однолетнего толстого льда разрушенностью 4—5 баллов, Чукотское море, 1 августа 1971 г.

а — РЛ снимок масштаба 1 : 100 000; *б* — аэрофотоснимок масштаба 1 : 100 000
1—4 — одни и те же ледяные поля.

слой разрушенного льда, полностью подобный аналогичному слою на поверхности многолетних льдов.

На РЛ снимках отдельные снежницы не изображаются, однако различное относительное их количество придает изображению пятнистый характер. Сквозные трещины шириной более 20 м и значительные проталины изображаются так же, как и поверхность чистой морской воды, минимальной яркостью (рис. 42). Тон и характер изображения многолетних и однолетних льдов становятся совершенно одинаковыми и различить их невозможно (см. рис. 35, *в*).

При разрушенности льда 4 и 5 баллов, которая характерна для зон однолетних льдов и прикромочной зоны смешанных или многолетних льдов, тон РЛ изображений обычно темно-серый, с мелкозернистой текстурой, никаких деталей строения, за исключением особенно крупных проталин, не видно (рис. 43).

Таким образом, при дешифрировании РЛ изображений морских льдов в летнее время их возраст может определяться при разрушенности не выше 2 баллов. Определение самой разрушенности может производиться в соответствии с баллами действующей в настоящее время шкалы, с объединением 4 и 5 баллов в одну градацию сильно разрушенного льда.

Однако объем полученных и проанализированных экспериментальных данных еще недостаточен для учета межгодовой и сезонной изменчивости гидрометеорологических условий и региональных особенностей. Поэтому при определении разрушенности морских льдов по РЛ снимкам следует всегда привлекать данные ледоколов и судов, полярных и дрейфующих станций, а также визуальных авиационных ледовых наблюдений.

В заключение отметим, что в летний период дешифрирование разводий, изобразившихся на РЛ снимках (шириной более 30—40 м), производится со 100-процентной вероятностью. Они изображаются минимальной яркостью (полностью прозрачны на негативе РЛ снимка) на сером или темно-сером фоне льдов любого возраста.

4. АНАЛИТИЧЕСКИЙ МЕТОД ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ПРИВЯЗКИ МАРШРУТНЫХ И ПЛОЩАДНЫХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ СЪЕМОК

Эффективность использования всех видов инструментальных ледовых наблюдений связана с объемом и точностью получаемой в результате дешифрирования или непосредственного измерения информации о характеристиках льда и точностью координирования или географической привязки полученных данных. Это в полной мере относится и к видеоинформации, получаемой при помощи РЛС БО.

Решение задачи координирования радиолокационных съемок связано с рядом линейных и нелинейных преобразований и наиболее точно может быть выполнено аналитическими методами с использованием ЭВМ.

По построению маршрутов и обеспеченностью их опорными точками можно выделить три основные схемы (рис. 44) выполнения съемок ледяного покрова РЛС БО:

1. Съемка по маршруту, состоящему из нескольких прямолинейных участков (галсов) с произвольными углами между ними и двумя опорными точками на концах маршрута (см. рис. 44, *а*);

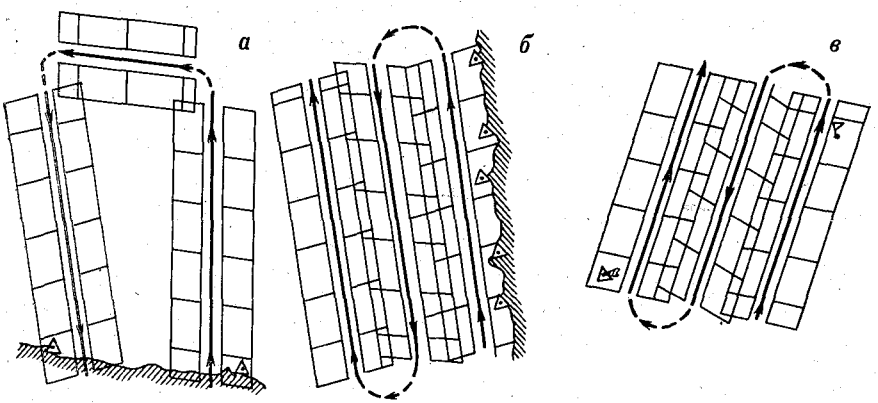


Рис. 44. Основные схемы выполнения радиолокационных съемок.

2. Площадная съемка параллельными галсами при наличии на первом галсе не менее двух опорных точек и неограниченном числе опорных точек по остальной площади полигона (см. рис. 44, *б*);

3. Площадная съемка параллельными галсами участка ледяного покрова в открытом море при полном отсутствии или недостаточном количестве (1—2) опорных точек на весь полигон (см. рис. 44, *в*).

Для всех трех случаев разработаны алгоритмы и составлены программы аналитической географической привязки. При этом алгоритм представляет собой единую систему формул, последовательно, по мере усложнения схемы залета решающую задачу географической привязки. Так, привязка маршрутной съемки является первым этапом привязки площадной съемки с опорными точками на первом галсе. Если имеются опорные точки на последующих галсах, решение задачи продолжается и производится окончательное уравнивание координат полигона.

С другой стороны, современные РЛС БО обычно сопрягаются с навигационным вычислительным устройством (НВУ), что дает возможность определять и впечатывать на РЛ снимки географические координаты их границ. Поэтому при использовании таких РЛС БО счислимые координаты границ кадров не вычисляются

по формулам (11)—(13) и (15)—(18), а берутся готовыми. Система обработки создана на базе программоуправляемой электронной клавишной вычислительной машины (ПЭКВМ) «Искра-125» с соответствующим набором внешних устройств.

4.1. Маршрутные и площадные съемки при достаточном числе опорных точек

Задача координирования маршрутных и площадных РЛ съемок решается в системе прямоугольных координат карты u, v. Углы в этой системе отсчитываются от оси u против часовой стрелки (рис. 45).

Географическая привязка производится в два этапа — сначала определяются прямоугольные и географические координаты самолета в момент регистрации часов (границы условных кадров), а затем находятся аналогичные координаты определяемых точек.

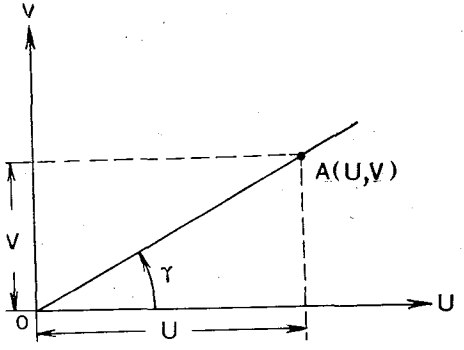


Рис. 45. Прямоугольная координатная система карты (графопостроитель).

При решении первого этапа используются:

а) навигационные элементы на момент каждой регистрации часов:

T — время; КК — компасный курс (отсчитывается от меридиана, принятого за главный для данного полета по ходу часовой стрелки), УС — угол сноса (км/ч); H — высота съемки; t_H — задержка на высоту;

б) результаты измерений по снимкам:

l — расстояния от выбранного начала координат до строк развертки часов (границ кадров), разворотов и подворотов и строк развертки, на которых изобразились опорные и связующие точки; r — расстояние на снимке от начала регистрации строки до изображения опорных и связующих точек;

в) величины, характеризующие карту и ее ориентирование на столе графопостроителя:

m — знаменатель главного масштаба карты; U_p, V_p — координаты полюса; λ_U — осевой меридиан, т. е. меридиан, параллельный оси OU.

По географическим координатам опорных точек вычисляются их прямоугольные координаты

$$U_A = U_p + \frac{2R}{m} \operatorname{tg} \frac{90^\circ - \varphi_A}{2} \cos(\lambda_A - \lambda_U), \tag{4.1}$$

$$U_A = V_p + \frac{2R}{m} \operatorname{tg} \frac{90^\circ - \varphi_A}{2} \sin(\lambda_A - \lambda_U), \tag{4.2}$$

где R — радиус Земли (6371 км); φ_A, λ_A — географические координаты опорной точки.

Затем определяются прямоугольные координаты самолета в момент регистрации опорной точки. Для этого сначала вычисляется расстояние от опорной точки до подсамолетной в км, а затем в мм на карте. Как известно, при строгом соблюдении линей-

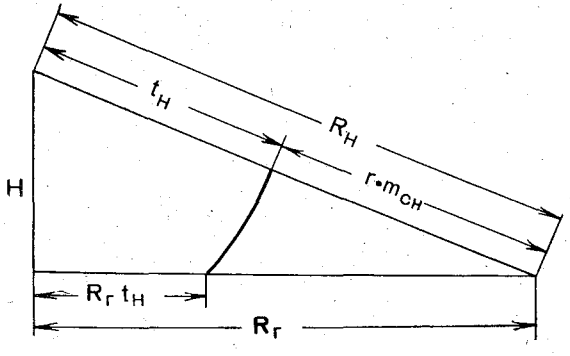


Рис. 46. Переход от наклонной к горизонтальной дальности.

ной связи между расстоянием до изображения точки на строке развертки и временем от посылки до возвращения сигнала, точка местности изобразится пропорционально наклонной дальности (рис. 46)

$$R_г = \sqrt{R_H^2 - H^2} = \sqrt{(t_H + r m_{сн})^2 - H^2},$$

где H — высота самолета; $m_{сн}$ — масштаб снимка.

Для того чтобы уменьшить влияние случайной нелинейности развертки, измерения следует выполнять в пределах полос, ограниченных калиброванными метками дальности, при расстоянии между ними 5 км

$$R_г\,(км) = \sqrt{\left[t_H + 5\left(n + \frac{r'_A}{r'_{n+1}}\right)\right]^2 - H^2}, \tag{4.3}$$

где n — номер меньшей метки дальности; r'_A — расстояние (мм) от меньшей метки дальности до опорной точки; r'_{n+1} — расстояние (мм) от меньшей до большей меток дальности.

Компасный курс (КК) во время полета отсчитывается от заданного произвольного меридиана $\lambda_{КК}$ (обычно среднего для района съемки) по ходу часовой стрелки. Для дальнейших вычислений необходимо перейти к дирекционным направлениям, отсчитываемым от осевого меридиана λ_U против часовой стрелки (рис. 47).

Дирекционное направление отрезка галса, ограниченного часовыми метками N и $N+1$ (УС $=0$),

$$\gamma_{N(N+1)} = (\pi + \lambda_{КК} - \lambda_U) - \frac{КК_N + КК_{N+1}}{2}. \qquad (4.4)$$

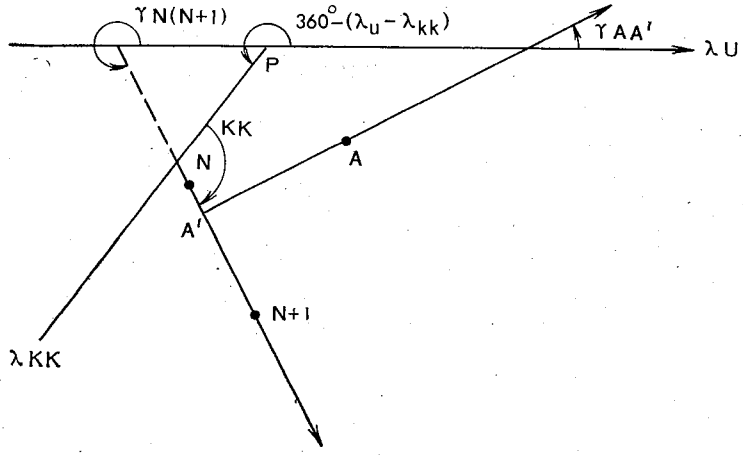


Рис. 47. Связь между навигационным и вычислительным дирекционными направлениями.

Если УС $\neq 0$,

$$\gamma_{N(N+1)} = (\pi + \lambda_{КК} - \lambda_U) - \frac{КК_N + КК_{N+1} + УС_N + УС_{N+1}}{2}. \qquad (4.5)$$

Дирекционное направление самолет—связующая или определяемая точка (при любых УС)

$$\gamma_{A'A} = (\pi + \lambda_{КК} - \lambda_U) - \left[КК_N + (КК_{N+1} - КК_N)\frac{l_{A'} - l_N}{l_{N+1} - l_N}\right] - \frac{\pi}{2}Q, \qquad (4.6)$$

где Q — обозначение борта (+1 — правый), (—1 — левый).

Для перехода от координат опорных точек к координатам самолета в момент их регистрации необходим обратный азимут

$$\gamma_{AA'} = \gamma_{A'A} + \pi. \qquad (4.7)$$

Перед первой опорной точкой после предшествующих часов может быть разворот или изображение предшествующих часов отсутствует вовсе. В этом случае в уравнениях (4.6) и (4.7) берется не интерполированное на момент съемки опорной точки значение КК, а $КК_{N+1}$.

Вычисленное по формуле (4.3) расстояние на местности от опорной точки до самолета перевычисляется в расстояние на карте. При этом используется не главный, а частный (для средней широты района наблюдений) масштаб

$$S_{AA'} = R_г : m\varphi = R_г : \left(m \cos^2 \frac{90^\circ - \varphi_{ср}}{2}\right). \qquad (4.8)$$

Таким образом, по выражениям (4.7) и (4.8) определяют дирекционное направление и величину на карте отрезка опорная точка — самолет. Поэтому координаты самолета в момент регистрации опорной точки

$$U_{A'} = U_A + S_{AA'} \cdot \cos \gamma_{AA'}, \qquad (4.9)$$

$$V_{A'} = V_A + S_{AA'} \cdot \sin \gamma_{AA'}. \qquad (4.10)$$

Затем последовательно вычисляются счислимые координаты самолета в момент регистрации границ кадров (часов). Дирекционное направление отрезка галса, ограниченного часовыми метками N и $N+1$, вычисляется по формуле (4.5), а расстояние на карте по выражению

$$S_{N(N+1)} = (T_{N+1} - T_N) \frac{W_N + W_{N+1}}{2} \cdot \frac{1}{m_\varphi}, \qquad (4.11)$$

где m_φ — частный масштаб для средней широты района наблюдений. Тогда

$$U_{N+1} = U_N + S_{N(N+1)} \cdot \cos \gamma_{N(N+1)}, \qquad (4.12)$$

$$V_{N+1} = V_N + S_{N(N+1)} \sin \gamma_{N(N+1)}. \qquad (4.13)$$

Формулы (4.5), (4.11)—(4.13) используются, если на кадрах не было опорных точек и значительных подворотов.

Для кадра, на котором изобразилась опорная точка, нам нужно получить координаты последующей границы кадра от определенных по формулам (4.9) и (4.10) координат самолета в момент регистрации точки A.

Очевидно, отрезок от точки A до N может быть вычислен как для кадра $(N-1)N$

$$S_{A'N} = S_{(n-1)N} \frac{l_N - l_{A'}}{l_N - l_{N-1}}. \qquad (4.14)$$

Если на кадре имеется подворот, который обнаруживается по полосе смаза изображения (см. рис. 4) и $КК_{N+1}$ отличается от $КК_N$ больше чем на 2°, один кадр обрабатывается, как два самостоятельных. При этом дирекционные направления берутся

без осреднения по данным для соответствующих часов, а величины отрезков вычисляются как доли целого кадра

$$\gamma_{NOO} = (\pi + \lambda_{KK} - \lambda_U) - (KK_N + УС_N), \quad (4.15)$$

$$\gamma_{OO\,(N+1)} = (\pi + \lambda_{KK} - \lambda_U) - (KK_{N+1} + УС_{N+1}), \quad (4.16)$$

$$S_{NOO} = S_{N\,(N+1)} \frac{l_{OO} - l_N}{l_{N+1} - l_N}, \quad (4.17)$$

$$S_{OO\,(N+1)} = S_{N\,(N+1)} \frac{l_{N+1} - l_{OO}}{l_{N+1} - l_N}. \quad (4.18)$$

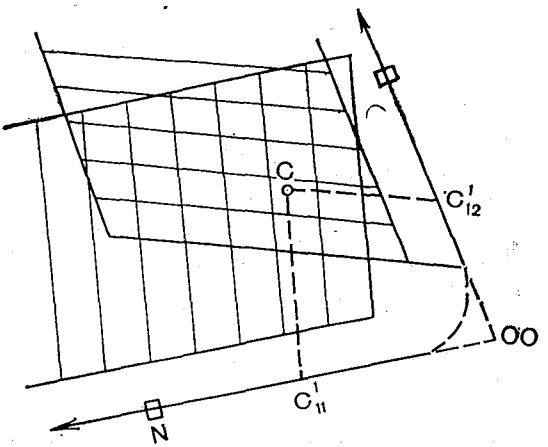


Рис. 48. Определение координат начала второго галса по связующей (счислимой опорной) точке.

При значительных разворотах, порядка 30—150°, полет на участке от начала разворота до его конца происходит по дуге окружности и аппроксимация его двумя прямолинейными отрезками некорректна. Однако в этом случае снимок левого или правого борта (в зависимости от направления разворота) перекрывается. Очевидно, имеется возможность по снимку предыдущего галса определить в зоне перекрытия положение точки ледяного покрова, изобразившейся и на снимке последующего галса (рис. 48), и использовать ее как «счислимую опорную точку» (связующую).

Отличие этой точки от настоящей опорной заключается в том, что ее координаты при увязке маршрута уравниваются так же, как и координаты границ кадров.

Расстояние от самолета до связующей (счислимой опорной) точки *C* вычисляется по формуле (4.3), а дирекционное направление этого отрезка — по формуле (4.6).

Тогда счислимые координаты точки C

$$U_C = U_{C'} + S_{C'C} \cdot \cos \gamma_{C'C}, \tag{4.19}$$

$$V_C = V_{C'} + S_{C'C} \cdot \sin \gamma_{C'C}. \tag{4.20}$$

Координаты самолета на втором галсе в момент регистрации точки C вычисляются по формулам (4.3), (4.6)—(4.10).

Последующее вычисление координат точек на втором галсе производится в том же порядке, как оно выполнялось на первом. При этом началом второго галса считается точка C_2'. Участок $C_1'-C_2'$ из обработки исключается.

Таким образом, последовательно прибавляя к предыдущим координатам самолета приращения $U_{N(N+1)}$ и $V_{N(N+1)}$ каждого кадра, доходим до кадра, на котором изобразилась вторая опорная точка B. По формулам (4.3), (4.6), (4.19), (4.20) вычисляются ее счислимые координаты.

При площадных съемках на первом галсе обычно имеется более двух опорных точек, да и при маршрутной съемке в его начале и конце можно брать 2—3, хотя и близко расположенные опорные точки.

Счислимые координаты всех этих точек определяются аналогично вычислениям координат точки B. Для всех опорных точек составляют разности

$$\Delta U = \overline{U}_M - U_M, \tag{4.21}$$

$$\Delta V = \overline{V}_M - V_M, \tag{4.22}$$

где U_M, V_M — счислимые координаты опорной точки M; $\overline{U}_M$, $\overline{V}_M$ — истинные (вычисленные по формулам (4.1), (4.2)) координаты опорной точки M.

Задача нахождения поправок для каждой координатной оси решается отдельно с использованием метода наименьших квадратов. При этом ограничиваемся полиномом первой степени

$$a_0 = a_1 S_M = \Delta U, \tag{4.23}$$

$$b_0 = b_1 S_M = \Delta V, \tag{4.24}$$

где S_M — расстояние между положением самолета в момент регистрации первой опорной точки и точки M.

В результате получаем систему нормальных уравнений

$$a_0 n + a_1 \sum S_M = \sum \Delta U, \tag{4.25}$$

$$a_0 \sum S_M + a_1 \sum S_M^2 = \sum \Delta U S_M, \tag{4.26}$$

где n — число опорных точек.

Входящие в эту систему суммы $\sum S_M$ и $\sum \Delta U$ получают путем накопления в регистрах оперативной памяти.

Решив эту систему уравнений по правилу Крамера [9], находим неизвестные коэффициенты a для вычисления поправок в счислимые координаты U_N границ кадров и поворотных точек.

Совершенно аналогично составляют нормальные уравнения для определения коэффициентов b, которые затем используют для вычисления поправок в координаты V_N.

Затем вычисляют уравненные координаты поворотных точек маршрута и положения самолета в момент регистрации границ кадров, опорных точек, а также координаты связующих точек

$$\overline{U}_N = U_N + a_0 + a_1 S_N, \tag{4.27}$$

$$\overline{V}_N = V_N + b_0 + b_1 S_N. \tag{4.28}$$

При маршрутной съемке или координировании первого галса площадной съемки, если опорные точки расположены только на концах галса, процесс уравнивания на этом заканчивается.

Уравненные по формулам (4.27), (4.28) прямоугольные координаты перевычисляются в географические по формулам

$$\varphi_N = \frac{\pi}{2} - 2\,\mathrm{arctg}\,\frac{m}{2R}\sqrt{(\overline{U}_N - U_p)^2 + (V_N - V_p)^2}, \tag{4.29}$$

$$\lambda_N = \lambda_U - \pi + \mathrm{arctg}\,\frac{V_N - V_p}{U_N - U_p} - \frac{\pi}{4}\left(1 + \frac{\overline{U}_N - U_p}{|\overline{U}_N - U_p|}\,\frac{\overline{V}_N - V_p}{|\overline{V}_N - V_p|}\right), \tag{4.30}$$

выводятся на печать и запоминаются на КНМЛ.

Очевидно, такая схема уравнивания представляет собой простую линейную интерполяцию, но с использованием всех имеющихся на маршруте или галсе опорных точек. При этом возможные прогибы галса не устраняются.

Для того чтобы повысить точность привязки, в случае если опорные точки на первом галсе площадной съемки распределены равномерно, после описанного линейного уравнивания с определением поправок полиномом первой степени производится вторичное уравнивание с определением коэффициентов для вычисления поправок при помощи полинома второй степени

$$a_0 + a_1 S_M + a_2 S_M^2 = \Delta U, \tag{4.31}$$

$$b_0 + b_1 S_M + b_2 S_M^2 = \Delta V, \tag{4.32}$$

где ΔU и ΔV — разности между истинными и предварительно уравненными значениями координат опорных точек.

Система нормальных уравнений при этом имеет вид

$$a_0 n + a_1 \sum S_M + a_2 \sum S_M^2 = \sum \Delta U,$$

$$a_0 \sum S_M + a_1 \sum S_M^2 + a_2 \sum S_M^3 = \sum \Delta U S_M,$$

$$a_0 \sum S_M^2 + a_1 \sum S_M^3 + a_2 \sum S_M^4 = \sum \Delta U S_M^2.$$

После определения коэффициентов a и b, как и при выполнении первого этапа уравнивания, находятся вторично исправленные значения координат самолета в моменты регистрации часов (границы кадров), опорных и связующих точек

$$\overline{U}_N = U_N + a_0 + a_1 S_N + a_2 S_N^2, \tag{4.33}$$

$$\overline{V}_N = V_N + b_0 + b_1 S_N + b_2 S_N^2, \tag{4.34}$$

а затем и координаты самих связующих точек, которые вычисляются по формулам (4.3), (4.6), (4.19), (4.20).

После перевычисления в географические координаты результаты счета выводятся на печать.

На этом заканчивается обработка первого галса площадной съемки. Последующие галсы обрабатываются в той же последовательности и по тем же формулам, с использованием в качестве опорных точек связующих, координаты которых были определены на предыдущем галсе. Поскольку связующие точки всегда могут быть выбраны равномерно, уравнивание последующих галсов всегда производится по полной программе, с использованием полиномов как первой, так и второй степени.

Точность координирования площадной съемки значительно повышается, если опорные точки расположены, кроме первого галса, по всей площади полигона. В этом случае имеется возможность выполнения третьего этапа уравнивания, который заключается в линейной интерполяции по площади предварительно увязанных в единый блок галсов радиолокационной съемки.

Задача нахождения поправок по каждой координатной оси решается при этом, как и ранее, отдельно, с использованием способа наименьших квадратов, однако, не по одному аргументу (расстоянию от первой опорной точки), а по двум — прямоугольным координатам U_M, V_M опорных точек. Аналогичная задача была решена нами при аналитической географической привязке телевизионных снимков ИСЗ [8].

Так, для поправок по оси OU, считая ΔU, $\Delta U_2 \ldots \Delta U_n$ заданными значениями функции $\Delta U = f(U, V)$ в точках U_1V_1, U_2V_2, ... U_nV_n среди многочленов $P_m(U, V)$ вида

$$P_m(U, V) = a_0 + a_1 U + a_2 V + a_3 UV + \ldots + a_{2m+1} U^m V^m, \tag{4.35}$$

при $2(m+1) < n$ находим такой, который обеспечивает минимум среднеквадратического отклонения его от функции $f(U, V)$

$$S = \sum_{i=1}^{n} [\Delta U - P_m(U, V)]^2.$$

Для этого составим частные производные $\frac{\partial S}{\partial a_{k,\,j}}$ $K = 0$, 1, 2, ... $mj = 0$, 1, 2, ... m и приравняем их к нулю. Получим систему $2(m+1)$ уравнений с $2(m+1)$ неизвестными a_0, a_1, a_2, ... $a_{2m}+1$.

Ограничимся неполным полиномом первой степени, являющимся функцией двух аргументов U и V (без члена $a_3U_iV_i$). Тогда при $m=1$ общее число неизвестных коэффициентов a и уравнений будет равно 3

$$\frac{\partial S}{\partial a_0}=-2\sum_{i=1}^{n}(\Delta U_i-a_0-a_1U_i-a_2V_i)=0,$$

$$\frac{\partial S}{\partial a_1}=-2\sum_{i=1}^{n}U_1(\Delta U_i-a_0-a_1U_i-a_2V_i)=0,$$

$$\frac{\partial S}{\partial a_2}=-2\sum_{i=1}^{n}V_i(\Delta U_i-a_0-a_1U_i-a_2V_i)=0.$$

Запишем эти равенства в виде нормальных уравнений

$$a_0n+a_1\sum U_i+a_2\sum V_i=\sum\Delta U_i,$$
$$a_0\sum U_i+a_1\sum U_i^2+a_2\sum U_iV_i=\sum U_i\Delta U_i,$$
$$a_0\sum V_i+a_1\sum U_iV_i+a_2\sum V_i^2=\sum V_i\Delta U_i,$$
$$a_0\sum U_iV_i+a_1\sum U_i^2V_i+a_2\sum U_iV_i^2=\sum U_iV_i\Delta U_i. \quad (4.36)$$

Эта система линейных уравнений решается также по правилу Крамера [9], в результате чего находим неизвестные коэффициенты a для вычисления поправок в координаты U_i.

После определения коэффициентов a и b получаем исправленное значение прямоугольных координат границ кадров полигона

$$\overline{U}_i=U_i+a_0+a_1U_i+a_2V_i; \quad (4.37)$$

$$\overline{V}_i=V_i+b_0+b_1U_i+b_2V_i. \quad (4.38)$$

На этом заканчивается первый этап аналитического координирования маршрутных съемок и съемок полигонов, обеспеченных достаточным числом опорных точек. На втором этапе производится вычисление прямоугольных и географических координат определяемых точек (ледовых границ и отдельных льдин).

Обработка выполняется по кадрам методом заполнения. Используются известные и полученные на первом этапе данные, общие для всего кадра:

N — номер кадра (номер предыдущих часов);
H — высота съемки;
t_H — задержка на высоту;
Q — борт (правый +1, левый —1);
$\overline{U}_N$, $\overline{V}_N$ — координаты самолета в момент регистрации первой строки кадра (первых часов);
$\overline{U}_{N+1}$, $\overline{V}_{N+1}$ — координаты самолета в момент регистрации последней строки кадра;

$УС_N$, $УС_{N+1}$ — углы сноса в момент регистрации часов;
$m\varphi$ — частный масштаб карты для района наблюдения;
L — длина кадра;
l_K — расстояние от начала координат до строки, на которой изобразилась определенная точка K;
n — номер меньшей метки дальности;
r'_K — расстояние (мм) от меньшей метки дальности до определяемой точки;
r_{n+1} — расстояние (мм) от меньшей до большей меток дальности.

Вычисляем приращения прямоугольных координат между точками $N+1$ и N

$$\Delta U = \overline{U}_{N+1} - \overline{U}_N, \tag{4.39}$$

$$\Delta V = \overline{V}_{N+1} - \overline{V}_N. \tag{4.40}$$

Если на кадре был подворот, вместо координат последующих часов вводим координаты точки подворота.

Дирекционное направление линии пути кадра или его отрезка до подворота в системе координат карты

$$\gamma_N = \operatorname{arctg} \frac{\Delta V}{\Delta U} + \frac{\pi}{2}\left(1 - 1\frac{\Delta U}{|\Delta U|}\right) + \pi\left(1 - 1\frac{\Delta V}{|\Delta V|}\right). \tag{4.41}$$

Угол сноса в момент регистрации определяемой точки находим линейной интерполяцией между углами сноса в начале и конце кадра

$$УС_K = УС_N + (УС_{N+1} - УС_N)\frac{l_K}{L}. \tag{4.42}$$

Дирекционное направление линии самолет—определяемая точка

$$\gamma_{OK} = \gamma_N - УС_K - \frac{\pi}{2} Q. \tag{4.43}$$

Координаты самолета в момент регистрации определенной точки

$$U_{OK} = U_N + \Delta U \frac{l_K}{L}, \tag{4.44}$$

$$V_{OK} = V_N + \Delta V \frac{l_K}{L}. \tag{4.45}$$

Расстояние от самолета до определяемой точки

$$S_{OK} = \frac{1}{m\varphi} \sqrt{\left[t_H + 5\left(n + \frac{r'_K}{r_{n+1}}\right)\right]^2 - H^2}. \tag{4.46}$$

Прямоугольные координаты определяемой точки в координатной системе карты, на которой осуществлялась привязка всего маршрута

$$U_K = U_{OK} + S_{OK} \cdot \cos \gamma_{OK}, \quad (4.47)$$

$$V_K = V_{OK} + S_{OK} \cdot \sin \gamma_{OK}. \quad (4.48)$$

По прямоугольным координатам определяемых точек, по формулам (4.25), (4.26) вычисляем их географические координаты.

Географические и прямоугольные координаты определяемых точек запоминаются на МЛ кассетного накопителя и выводятся на печать.

4.2. Площадная съемка при отсутствии или недостаточном количестве опорных точек

При выполнении полигонных съемок в районах дрейфующих станций, баз высокоширотных экспедиций или трасс высокоширотных плаваний в пределах снимаемой площади обычно имеется от одной до двух-трех точек, координаты которых известны. Между тем задачей таких съемок чаще всего является изучение динамики и деформации ледяного покрова, что обусловливает необходимость как можно более точной географической привязки.

Число и протяженность галсов, количество и расположение опорных точек могут быть самыми различными, что весьма затрудняет составление единой универсальной программы. Поэтому географическая привязка таких полигонов съемок производится не в автоматическом режиме, а путем последовательного применения отдельных, описанных в разделе 4.1, и самостоятельных подпрограмм, которые в этом случае используются как самостоятельные программы.

После каждого этапа координирования или уравнивания приходится повторять ввод полученных на предыдущем этапе величин, однако, этот недостаток компенсируется возможностью выбора наилучшего варианта географической привязки. Кроме того, такие полигонные съемки выполняются не так уж часто.

Число галсов и предполагаемая схема географической привязки намечаются еще при составлении проекта залета. После выполнения съемки и фотохимической обработки фильма на бланковой карте масштаба 1 : 2 000 000 или 1 : 3 000 000 составляется окончательный проект привязки, на который наносится примерное положение кадров радиолокационной съемки на местности и относительно друг друга, опорных и связующих точек, затем определяется последовательность координирования и уравнивания отдельных галсов и всего полигона в целом. Если число опорных точек недостаточно, то при составлении проекта особое значение придается максимально возможному использованию данных навигационного счисления.

Рассмотрим некоторые возможные варианты полигонных съемок и их географической привязки.

Наиболее простым случаем будет съемка двумя галсами с одной опорной точкой, расположенной в начале первого галса (рис. 49).

Используя формулы (1)—(20) и соответствующие подпрограммы, после обработки первого, а затем второго галсов вычислим счислимые прямоугольные координаты связующих точек. Последняя связующая точка (С3 на рис. 49) при переходе на следующий галс используется как счислимая опорная, поэтому ее координаты будут одни и те же. Координаты всех остальных свя-

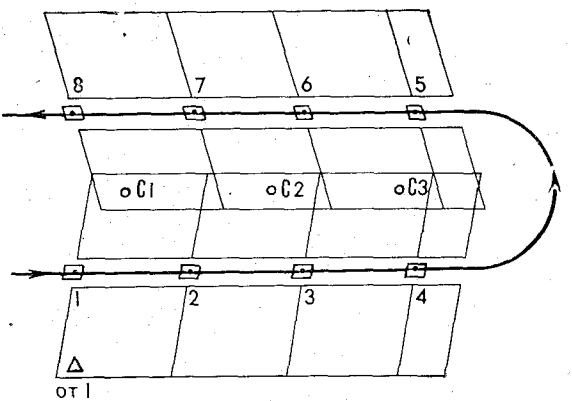


Рис. 49. Съемка полигона с одной опорной точкой.

зующих точек из-за неизбежных ошибок навигационного счисления будут различаться, причем в общем случае наибольшие расхождения будут наблюдаться на первой точке. Между тем первая связующая точка расположена вблизи опорной и ее координаты наиболее достоверны. Поэтому логично в определенные по снимкам второго галса координаты связующих точек ввести поправку, равную разности координат первой связующей точки, определенных по снимку второго и первого галса:

$$\Delta U_{C1} = U_{C1_{II}} - U_{C1_{I}},$$

$$\Delta V_{C1} = V_{C1_{II}} - V_{C1_{I}}. \qquad (4.49)$$

Для каждой связующей точки нами получено два значения координат. Согласно теории ошибок за наиболее вероятное значение следует принять среднее арифметическое

$$U_{Cn} = (U_{Cn_{I}} + U_{Cn_{II}} + \Delta U_{C1}) : 2,$$

$$V_{Cn} = (V_{Cn_{I}} + V_{Cn_{II}} + \Delta V_{C1}) : 2. \qquad (4.50)$$

Принимая связующие точки между первым и вторым галсами за опорные, произведем координирование обоих этих галсов по отдельности, как первого галса площадной съемки с достаточным числом опорных точек.

Если съемка полигона производилась четырьмя галсами, сначала определяют среднее положение связующих точек между первым и вторым галсами, затем координируют только второй галс и определяют в первом приближении координаты связующих точек между вторым и третьим галсами.

В этом же порядке обрабатывают третий и четвертый галсы и по снимкам третьего определяют координаты тех же связующих точек между вторым и третьим галсами.

После того как будет взято среднее арифметическое из значений координат связующих точек, полученных по снимкам второго и третьего галсов, нетрудно заметить, что при их определении использовались навигационные данные всех четырех галсов.

Эти связующие точки в дальнейшем применяют как опорные и к ним последовательно привязывают сначала второй и третий галсы, а затем первый и четвертый.

Рассмотрим теперь варианты географической привязки при различном числе опорных точек и их случайном расположении.

Если опорные точки отсутствуют совсем, географическая привязка осуществляется счислением от ближайших береговых ориентиров начала и конца площадной съемки.

Одна опорная точка, расположенная на полигоне произвольно, позволяет только ввести поправки в начало координат. При этом из-за отсутствия данных мы вынуждены сделать допущение, что фотограмметрические координаты всех точек отличаются от их геодезических координат на одну и ту же величину (рис. 50):

$$U_0 = U_{\mathrm{I}} - \overline{U}_{\mathrm{I}},$$

$$V_0 = V_{\mathrm{I}} - \overline{V}_{\mathrm{I}}, \qquad (4.51)$$

где U_{I}, V_{I} — счислимые координаты опорной точки; $\overline{U}_{\mathrm{I}}$, $\overline{V}_{\mathrm{I}}$ — геодезические (истинные) координаты опорной точки; U_0, V_0 — координаты начала геодезической системы координат $O\overline{U}\overline{V}$ относительно фотограмметрической OUV.

Таким образом, чтобы перейти от определенных счислением фотограмметрических координат к геодезическим, необходимо осуществить известное преобразование декартовых координат при параллельном переносе осей

$$\overline{U}_i = U_i - U_0,$$

$$\overline{V}_i = V_i - V_0. \qquad (4.52)$$

Если на полигоне имеются две опорные точки, можно осуществить одновременный перенос и поворот координатных осей,

а также приведение фотограмметрической системы координат к масштабу геодезической системы (рис. 51).

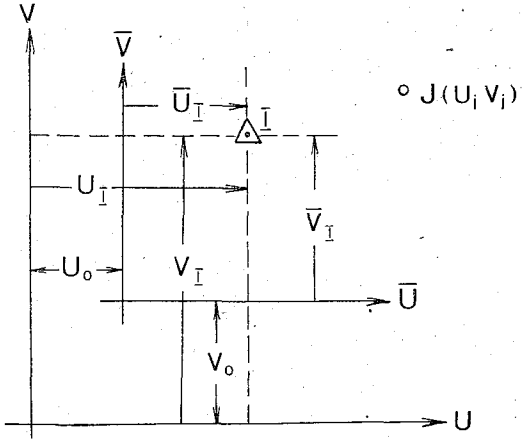


Рис. 50. Определение поправок в начало координат при одной опорной точке.

Имеем U_A, V_A и U_B, V_B — счислимые прямоугольные координаты опорных точек A и B, $\overline{U}_A$, $\overline{V}_A$ и $\overline{U}_B$, $\overline{V}_B$ — геодезические координаты тех же точек.

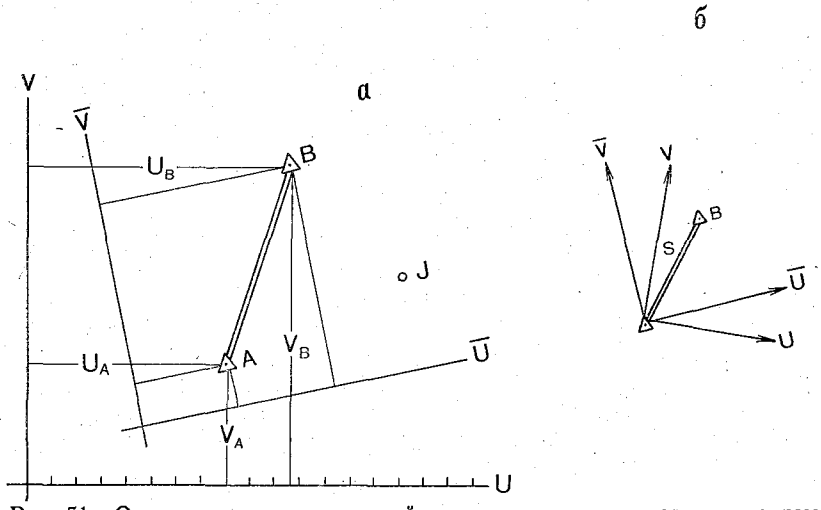


Рис. 51. Ориентирование площадной съемки по двум опорным точкам.

а — перенос и поворот координатных осей; *б* — определение угла поворота координатных осей.

Необходимо по счислимым координатам U_i, V_i произвольной точки фотограмметрической сети J найти ее геодезические координаты.

Совместим начала обеих координатных систем с одной из опорных точек, например с точкой A. Для этого, очевидно, из координат всех точек необходимо вычесть координаты точки A:

$$U'_B = U_B - U_A,$$
$$V'_B = V_B - V_A, \tag{4.53}$$
$$\overline{U}'_B = \overline{U}_B - \overline{U}_A,$$
$$\overline{V}'_B = \overline{V}_B - \overline{V}_A. \tag{4.54}$$

Угол между осью $0U$ и осью $0\overline{U}$, отсчитываемый в положительном направлении,

$$\Theta = \operatorname{arctg} \frac{V'_B}{U'_B} - \operatorname{arctg} \frac{\overline{V}'_B}{\overline{U}'_B}. \tag{4.55}$$

Отношение единиц масштаба по осям геодезической и фотограмметрической систем координат определим как отношение длин отрезка AB:

$$\mu = \frac{\overline{S}_{AB}}{S_{AB}} = \sqrt{(\overline{U}'_B)^2 + (\overline{V}'_B)^2} : \sqrt{(U'_B)^2 + (V'_B)^2}. \tag{4.56}$$

Тогда геодезические координаты любой точки фотограмметрической сети

$$\overline{U}_i = (U'_i \cos\Theta + V'_i \sin\Theta)\mu + \overline{U}_A,$$
$$\overline{V}_i = (\overline{U}'_i \sin\Theta + V'_i \cos\Theta)\mu + \overline{V}_A. \tag{4.57}$$

Очевидно, две опорные точки позволяют гораздо более точно ориентировать блок из увязанных между собой галсов радиолокационной съемки. Однако и в этом случае делается весьма существенное допущение о том, что искажения по всем направлениям одинаковы. Между тем искажения по направлению сканирования и по направлению полета обусловливаются разными причинами и могут иметь различные величины и знаки. Поэтому желательно, чтобы опорные точки, если их только две, располагались по диагонали полигона. В этом случае сохранится только маловероятная ошибка параллельного сдвига галсов, которая проявится как разворот всего блока увязанных галсов.

Наконец, если на полигоне имеются три опорные точки и более, уравнивание следует производить с использованием приемов способа наименьших квадратов по формулам (4.36)—(4.38). В этом случае будут получены вполне надежные результаты.

4.3. Выбор и опознавание опорных и связующих точек

В качестве опорных точек обычно используются изобразившиеся на снимке точки береговой черты. Основным дешифровочным признаком для них является идентичность контура на снимке и на карте.

Изображение суши на радиолокационных снимках, как правило, состоит из достаточно контрастных объектов (озера, реки, мысы и т. д.), опознавание которых на близкой по масштабу к снимку карте не представляет труда. Однако при вынужденном использовании карт, масштаб которых значительно мельче масштаба снимков (1 : 2 000 000 при масштабе снимка 1 : 200 000), могут возникать затруднения в идентификации точек на снимке и на карте из-за генерализации контуров на последней.

Процесс географической привязки значительно ускоряется, а точность координирования повышается, если опорные точки не выбирать каждый раз заново, а выбрать в районе наблюдений заранее и определить их координаты путем сравнения с картой наиболее крупного масштаба.

Расстояние между опорными точками на местности не должно превышать 30—40 км, для того чтобы при любом положении галса хотя бы одна точка попала на снимок левого или правого борта.

Кроме каталога координат таких постоянных опорных точек, каждой из которых следует придать порядковый номер, целесообразно изготовить фотопутем набор фотоабрисов, представляющих собой фрагменты радиолокационных снимков с наколотым положением опорных точек.

После этого при географической привязке каждого конкретного маршрута или галса будет производиться переопознавание точек со снимка на снимок, что может быть сделано гораздо точнее, чем опознавание точек снимка и карты. Отпадает также необходимость измерения координат точек на карте.

Кроме того, при большом числе опорных точек (8—12 на галсе протяженностью 300—350 км) и выполнении ряда съемок появляется возможность исправления ошибок в опознавании опорных точек и измерении их координат на карте.

Действительно, при аналитическом координировании маршрутных и площадных съемок, в тех случаях, когда число опорных точек избыточно ($n > 4$) и при уравнивании используется полином той или иной степени, на печать выводятся географические координаты самолета в момент регистрации каждой опорной точки и разность между ее координатами, полученными в результате уравнивания фотограмметрической сети, и геодезическими, которые принимаются за истинные.

Полученная в результате обработки ряда съемок сумма разностей координат каждой точки, деленная на число съемок, очевидно, будет характеризовать систематическую ошибку, обусловленную неправильным значением принятых координат, а поправка в геодезические координаты этой опорной точки будет равна указанной средней разности с обратным знаком.

Связующие точки нужно выбирать примерно посредине поперечного перекрытия, по одной точке на каждом кадре, или в крайнем случае, через кадр (через 30—60 км пути).

В качестве связующих точек выбирают характерные точки ледяного покрова (изгибы кромок льдин и трещин, контрастные

пятна на изображении ледяных полей). Не следует выбирать мелкие обломки льдин в разводьях между крупными полями, так как они могут дрейфовать быстрее основной массы крупных льдин.

Если учитывать, что период между съемками одних и тех же точек с соседних галсов обычно не превышает 1—2 ч, то переопознавание точек со снимка на снимок выполняется обычно вполне надежно. Некоторые затруднения могут возникать только при опознавании связующих точек в зонах молодых льдов, где даже за такой короткий промежуток времени местами могут образоваться новые наслоения, произойти разрывы и взаимные смещения отдельных участков ледяного покрова. Кроме того, характер изображения этих льдов, так же как и однолетних, иногда зависит от направления облучения (см. рис. 7). Однако, как правило, существенных затруднений процесс опознавания связующих точек никогда не вызывает.

4.4. Использование результатов аналитической географической привязки

Разработанная в ААНИИ методика аналитической географической привязки телевизионных снимков ИСЗ предусматривает вывод результатов вычислений (координат определяемых точек) на печать с одновременной записью на магнитную ленту, что позволяет производить дальнейшую тематическую обработку (построение графических карт на графопостроителе, вычисление векторов дрейфа и их аппроксимацию на узлы регулярной сетки, вычисление поля дивергенции скоростей дрейфа) в автоматическом режиме [8]. Такая автоматизация облегчается тем, что при благоприятных метеорологических условиях ледовая карта на акваторию целого моря может быть составлена практически по одному снимку.

В случае радиолокационной съемки даже сравнительно небольшие зоны обычно расположены на нескольких кадрах разных галсов, что затрудняет выделение зон и стыковку границ, особенно при переходе с галса на галс. Поэтому при составлении ледовых карт по радиолокационным снимкам задачи аналитической географической привязки ограничиваются координированием галсов (определением границ условных кадров). Нанесение дешифрированных на снимках ледовых границ производится на световом столе (при съемке в масштабе 1 : 500 000) путем проектирования с уменьшением на бланковую карту с предварительно нанесенными кадрами радиолокационной съемки или глазомерно, с использованием специальных палеток. Более подробно методика составления ледовых карт описана в главе 6 настоящего пособия.

Для создания банка данных ледовая обстановка представляется в виде закодированного по определенным правилам ледового обзора [8]. При этом координаты поворотных точек ледовых границ следует снимать не вручную, что занимает много времени

и сопровождается обычно ошибками, а при помощи графоповторителя.

Если в результате обработки последовательных съемок определены координаты одних и тех же льдин за две даты, по формулам сферической тригонометрии могут быть вычислены азимут A, дирекционной направление D и величина в милях векторов дрейфа

$$A = \operatorname{arctg}\left[\operatorname{ctg}\frac{\lambda_2-\lambda_1}{2}\cos\frac{\varphi_1-\varphi_2}{2} : \cos\left(\frac{\pi}{2}-\frac{\varphi_1+\varphi_2}{2}\right)\right]+$$

$$+\operatorname{arctg}\left[\operatorname{ctg}\frac{\lambda_2-\lambda_1}{2}\sin\frac{\varphi_1-\varphi_2}{2} : \sin\left(\frac{\pi}{2}-\frac{\varphi_1+\varphi_2}{2}\right)\right], \quad (4.58)$$

$$D = A - (\lambda_1 - \lambda_D), \quad (4.59)$$

$$S = 2\arcsin\left\{\sin\frac{\lambda_2-\lambda_1}{2}\cdot\sin\left(\frac{\pi}{2}-\frac{\varphi_1+\varphi_2}{2}\right) :\right.$$

$$\left. : \cos\operatorname{arctg}\left[\operatorname{ctg}\frac{\lambda_2-\lambda_1}{2} : \sin\left(\frac{\pi}{2}-\frac{\varphi_1-\varphi_2}{2}\right)\right]\right\}, \quad (4.60)$$

где φ_1, λ_1 и φ_2, λ_2 — положение одной и той же льдины в моменты первой и второй съемок; λ_D — долгота дирекционного меридиана.

Для того чтобы при вычислении величин и дирекционных направлений векторов дрейфа исключить ввод вычисленных координат определяемых точек, программа должна предусматривать их выборку из полученных числовых массивов по приданным им в процессе опознавания и обработки номерам.

Таким образом, в результате обработки ряда последовательных съемок можно получить поля векторов дрейфа за промежуток времени между ними. При решении оперативных и научно-исследовательских задач анализа и прогноза численными методами с использованием ЭВМ эти данные должны быть представлены в цифровой форме в узлах регулярной сетки.

В ААНИИ разработан, апробирован и внедрен в практику новый способ построения координатной сетки [4, 8]. Сущность этого способа заключается в том, что на карте полярной стереографической проекции по двум взаимно перпендикулярным меридианам откладываются, начиная от полюса отрезки, равные диагоналям выбранных элементарных квадратов в масштабе карты. Полученные точки соединяются прямыми линиями, которые будут параллельны осевым меридианам, отстоящим на 45° от ранее выбранных диагональных. Элементарные площадки, образованные этими прямыми, представляют собой квадраты на диагональных меридианах и прямоугольники во всех остальных частях карты. При этом на местности одна из сторон каждого прямоугольника больше, а другая меньше заданного размера стороны элементарной площадки. Благодаря такой взаимной компенсации площади получившихся фигур всегда весьма близки к заданным.

Размер основных элементарных квадратов координатной сетки принят равным 100 × 100 км, однако предусматривается возможность деления каждого квадрата на 16 или на 100 частей.

Линиям координатной сетки присваиваются двузначные (если размер наименьших квадратов 100 × 100 км) или трехзначные (если элементарные площади 25 × 25 или 10 × 10 км) номера. Узловые точки и сами элементарные площадки обозначаются соответственно четырех- или шестизначными группами цифр.

В работе [8] подробно описано построение координатной сетки для Арктики, определение элементарного квадрата, к которому относится данная точка, вычисление векторов дрейфа в узлах регулярной сетки и вычисление дивергенции поля скоростей дрейфа.

Разработанные для решения этих задач алгоритмы и составленные программы имеют универсальный характер и могут использоваться при обработке не только спутниковой информации, но и любых других инструментальных ледовых наблюдений. Поэтому мы сочли целесообразным не рассматривать эти вопросы повторно, а отослать желающих ознакомиться с ними к указанной временной инструкции [8].

При исследовании по материалам последовательных съемок динамики и деформации ледяного покрова результирующие этих процессов можно представлять в узлах или квадратах регулярной сетки, а также путем анализа изменения площадей конкретных зон. Это позволяет установить корреляционные связи между характеристиками ледяного покрова и величинами его сжатия или растяжения. Кроме того, изучение морских льдов как подстилающей поверхности Земли, т. е. как климатообразующего фактора, выполняемое в основном по данным ИСЗ, предполагает постоянное прослеживание за площадью морских льдов в пределах всего полушария или даже всей Земли.

Таким образом, задача определения по данным инструментальных ледовых наблюдений площади зон имеет также общий характер, однако, так как она ранее нами никогда не рассматривалась, опишем ее решение более подробно.

Исходными данными для вычисления площадей зон являются ледовые обзоры, закодированные по разработанному в ААНИИ методу [8].

Для каждой зоны сообщается информация о характеристиках льдов с указанием географических координат места на карте внутри зоны, где должно быть нарисовано соответствующее обозначение. Эта точка имеет важное значение не только при построении карты на графопостроителе, но и при обработке данных на ЭВМ.

Границы зон описываются географическими координатами их поворотных точек.

Площадь зоны можно представить как сумму площадей сферических треугольников, вершинами каждого из которых являются

две соседние поворотные точки границы и центральная точка зоны (рис. 52).

Как известно [9], площадь S_R сферического треугольника выражается формулой

$$S_R = R^2\varepsilon, \tag{4.61}$$

где R — радиус шара (для Земли $R = 6371$ км); ε — сферический эксцесс (избыток), измеряемый в радианах;

$$\varepsilon = A + B + C - \pi; \tag{4.62}$$

A, B, C — углы сферического треугольника.

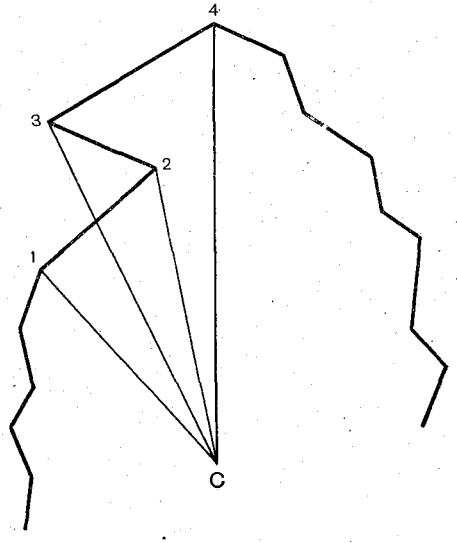


Рис. 52. Вычисление площади зоны по закодированному ледовому обзору.

1—4 — поворотные точки границы; *C* — центральная точка зоны.

Для каждого треугольника нам известны географические координаты вершин. Этих данных достаточно для того, чтобы найти их стороны

$$\cos a = \sin\varphi_C \cdot \sin\varphi_B + \cos\varphi_C \cdot \cos\varphi_B \cdot \cos\Delta\lambda, \tag{4.63}$$

азимуты направлений из центральной точки на поворотные точки границы (по решению аналогии Непера) и углы (по формулам половинных углов).

Границы зон могут иметь произвольную конфигурацию. Поэтому при суммировании площадей элементарных треугольников они могут иметь как положительное, так и отрицательное значение в зависимости от направления участка границы относительно центральной точки.

Так, на рис. 52 площадь сектора зоны между точками *1* и *4* будет равна

$$S_{1C4} = S_{2C1} - S_{3C2} + S_{4C3}$$

Как видно из этого рисунка, при обходе зоны по часовой стрелке площадям элементарных треугольников придается знак приращения азимута направления на последующую точку границы относительно азимута направления из той же центральной точки на предыдущую точку границы.

5. ОПЕРАТИВНЫЕ МЕТОДЫ СОСТАВЛЕНИЯ ЛЕДОВЫХ КАРТ

5.1. Использование изображений на экранах оперативных индикаторов

На современном уровне развития системы сбора и распространения оперативной ледовой информации сохраняется необходимость составления ледовых карт на борту самолета. Это дает возможность производить анализ ледовой обстановки, при необходимости корректировать маршрут полета и в короткий срок подготовить навигационную рекомендацию для передачи на ледокол в виде карты (по фототелеграфу) или координат рекомендованного пути следования во льдах.

Поэтому при выполнении оперативных ледовых разведок с помощью РЛС БО, не имеющих блока ускоренной обработки фотопленки, для интерпретации и составления ледовых карт должно быть использовано радиолокационное изображение на экранах оперативного индикатора. В отличие от фотопленки изображение на экране ОИ сохраняется в ограниченном интервале времени, имеет более низкое качество по разрешающей способности и числу тоновых градаций. Это существенно усложняет процедуру дешифрирования и составления ледовых карт. Однако оперативность получения ледовой карты в ряде случаев имеет первостепенное значение.

Изображение на экранах ОИ формируется непрерывно снизу вверх пропорционально путевой скорости самолета в масштабе изображения. Сначала изображение заполняет нижний экран, а затем верхний. После заполнения $^2/_3$ части верхнего экрана изображение с нижнего автоматически стирается, и он подготовляется для записи участка местности. Таким образом, наблюдатель на экранах может одновременно анализировать изображение участка поверхности моря длиной примерно от 20 до 50 км.

В процессе полета задача наблюдателя заключается в том, чтобы постоянно кадр за кадром (кадром будем называть часть изображения, заполнившего весь экран) дешифрировать и анали-

зировать изображение, определять характеристики льдов, выделять границы зон льдов с различными характеристиками и переносить их на карту. Принципиально результаты наблюдений на индикаторе можно сразу переносить на карту. Однако неудобства работы с картой большого формата, а также сложность устранения неизбежно накапливающихся графических ошибок привели к необходимости на практике производить регистрацию результатов наблюдений на специально подготовленный бланк.

Бланк для регистрации наблюдений представляет собой бумажную полосу или рулон шириной несколько больше ширины зон обзора РЛС БО в масштабе рабочей ледовой карты. На бланке заранее проводится линия пути и границы полос обзора по обоим бортам, также линии, соответствующие положению на карте калибровочных меток дальности. Регистрация результатов наблюдений на бланк производится путем глазомерной (относительно меток дальности и границ кадров) перерисовки выделенных ледовых зон с экрана на бланк. Характеристики льдов в выделенных зонах записываются условными знаками, принятыми для ледовых карт. Положение границ кадров по линии пути определяется по времени начала каждого кадра (начала формирования изображения на экране), для чего вдоль линии пути на бланке разбивается шкала пройденного по маршруту расстояния за минутные интервалы в масштабе карты. Поскольку путевая скорость в течение полета меняется, то шкала пройденного расстояния строится в соответствии с текущими значениями путевой скорости с обновлением ее значения через каждые 10 мин.

Практически регистрация результатов наблюдений на бланке выполняется в следующей последовательности (рис. 53). В момент начала первого кадра, в котором получено изображение исходного наземного ориентира или определены координаты самолета, на линии пути отмечается положение самолета и около этого штриха указываются время, путевая скорость, путевой угол и угол сноса. По измеренной скорости от точки начального положения самолета на линии пути откладывается 10-минутный отрезок пути, который затем делится на минутные интервалы. Эта операция выполняется при помощи специальной номограммы, построенной на прозрачной основе и позволяющей отложить на карте минутные отрезки пути для всего диапазона скоростей самолета. После заполнения первого кадра фиксируется момент начала второго кадра, и по этому времени на шкале пройденного пути проводится граница между первым и вторым кадром. Затем в пределах границ кадра на бланке производится глазомерная зарисовка выделенных на экране ОИ зон льдов с различными характеристиками. Аналогичная операция производится с изображением на экранах другого борта и одновременно выполняется интерполяция результатов наблюдений через непросматриваемую зону.

Таким путем через каждые 10 мин в соответствии с фактической путевой скоростью следующий участок линии пути делится на минутные отрезки, относительно которых определяется поло-

жение границ текущих кадров. При разворотах на бланке указывается время начала и конца разворота, а часть бланка, соответствующая времени разворота, заштриховывается. Бланк с результатами наблюдений на прямолинейном участке маршрута отрывается от рулона, и его содержание переносится на ледовую карту.

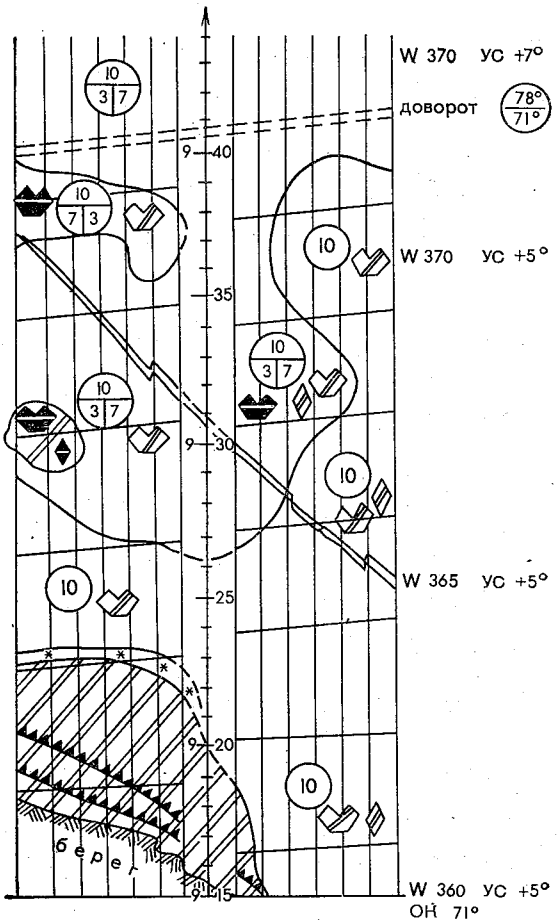


Рис. 53. Пример заполнения бланка для регистрации результатов наблюдений по РЛ изображению на экранах ОИ.

Перенос данных наблюдений с бланка на карту производится путем совмещения на световом столе начального и конечного ориентиров или положения счислимых поворотных точек на концах прямолинейного участка маршрута на бланке и на карте. Затем вся нагрузка с бланка перерисовывается на карту. Возникающие при совмещении бланка и карты погрешности в длине прямолинейного участка маршрута распределяются по длине этого участка или, если погрешность не превышает 2—3 %, переносятся в его среднюю часть.

5.2. Составление оперативных ледовых карт по радиолокационным снимкам

У современных РЛС БО в составе ЭФРУ имеется блок автоматической фотохимической обработки пленки, позволяющий при выполнении оперативных ледовых разведок использовать не изображения на экранах оперативного индикатора, а сами радиолокационные снимки.

Рациолокационные снимки по сравнению с изображениями на оперативных индикаторах имеют значительно большее число полутоновых градаций, лучшую разрешающую способность, при их анализе наблюдатель не связан временем записи кадра и может совместно анализировать и увязывать снимки нескольких галсов, в результате значительно повышается точность и достоверность дешифрирования характеристик льдов.

При выполнении оперативных ледовых разведок съемка обычно выполняется непосредственно в масштабе ледовой карты (1 : 500 000), причем снимки обоих бортов формируются на одной пленке с разверткой по горизонтальной дальности, коррекцией на углы сноса и изображением в том же масштабе непросматриваемой полосы под самолетом. Счисление пути выполняется автоматически, с впечатыванием на полях снимков координат самолета в моменты регистрации границ условных кадров. Поэтому при использовании снимков значительно повышается точность не только дешифрирования, но и географической привязки. Таким образом составление ледовых карт по РЛ снимкам имеет безусловные преимущества и должно применяться во всех случаях использования современных РЛС БО. Ледовая карта составляется на бланковой карте или картографической сетке стереографической проекции масштаба 1 : 500 000.

Обработка выполняется по отрезкам маршрута между опорными точками. При прохождении пленки по световому столу софита, в котором происходит сушка пленки после ее автоматической обработки, считываются координаты условных кадров и наносятся на карту.

После окончания проявления галса со второй опорной точкой фильм отрезается по развороту, в непросматриваемой зоне наносятся точки пересечения линий меток дальности (условных границ кадров) со средней линией непросматриваемой полосы (надирные точки границ кадров).

Затем фильм подкладывается на световом столе под карту так, чтобы совместились изображения опорной точки (или ледокола, координаты которого на момент съемки известны) на карте и на снимке, и на карту наносится истинное положение самолета в момент съемки условного кадра со второй опорной точкой.

Полученная невязка между счислимым и истинным положением самолета разбрасывается пропорционально числу кадров между опорными точками, и таким образом находится увязанное положение маршрута.

Дешифрирование морских льдов на РЛ снимках производится с использованием изложенных в разделе 3 дешифровочных признаков. Результаты дешифрирования в виде границ зон различной сплоченности, возраста, форм наносятся на снимок карандашом типа стеклограф.

Затем фильм помещается на световом столе, сверху накладывается и ориентируется по надирным точкам границ кадров бланковая карта, на которую переносится ледовая обстановка.

РЛС БО позволяют, по сравнению с другими средствами, гораздо более детально отображать положение и конфигурацию каналов и разводий, гигантских полей, перемычек, дрейфоразделов, айсбергов и других объектов, имеющих важное навигационное значение. При составлении ледовых карт для оперативных целей эта возможность должна использоваться в полной мере и наблюдатель ни в коем случае не должен ограничиваться нанесением на карту только обобщенных границ зон.

При определении характеристик ледяного покрова следует использовать данные предыдущих ледовых наблюдений, ледоколов (особенно о толщинах однолетних льдов), снимки ИСЗ, расчет толщин льда по сумме градусо-дней мороза и другие материалы. Таким образом, наблюдатель должен не просто фиксировать состояние ледовой обстановки на какой-то момент, а следить за ее изменениями, т. е. наблюдать характеристики ледяного покрова в динамике их развития. Поэтому частая смена бортгидрологов нежелательна. Всегда нужно стремиться к тому, чтобы в каждом конкретном районе наблюдения выполнялись более или менее продолжительное время одной группой бортгидрологов. При смене новый состав должен подробно ознакомиться с материалами предыдущих наблюдений за полтора-два месяца.

5.3. Использование снимков РЛС БО на ледоколах, оборудованных аппаратурой приема и воспроизведения информации

Возможность трансляции радиолокационного изображения с самолета на ледоколы, оборудованные специальной аппаратурой приема и воспроизведения информации, позволяет эффективно использовать РЛС БО для непосредственной проводки судов.

На основании экспериментальных работ, выполненных в 1978 и 1979 гг., можно сделать некоторые рекомендации по производству съемок и обработке информации на борту ледокола.

Наиболее рациональным масштабом регистрации изображения следует признать 1 : 500 000, с одновременной регистрацией наиболее сложных участков в масштабе 1 : 250 000.

Съемка должна выполняться от ледокола с захватом его одним из бортов и производиться по рекомендованному пути. Количество галсов и район, покрываемый съемкой, устанавливаются исходя

из конкретных ледовых условий, задач проводки и резерва летного времени самолета.

При плавании в сложных ледовых условиях ледовая обстановка в ближайшем районе оценивается капитаном или вахтенным помощником при прохождении снимка с изображением ледокола по световому столу аппаратуры памяти и обработки (АПО), почти в реальном времени (с запаздыванием 20—25 мин).

После окончания съемки фильм дополнительно фиксируется, промывается, сушится и разрезается по галсам (прямолинейным участкам между точками подворотов и разворотов). Затем пленки монтируются в единую фотокарту, которая и является рабочим материалом для судоводителей.

В качестве географической основы используется картографическая сетка стереографической проекции масштаба 1 : 500 000, вычерченная на рулонной батистовой кальке, с оцифровкой только параллелей.

Фотокарта составляется в следующей последовательности:

— картографическая сетка устанавливается на световом столе по широте, подписываются долготы меридианов с таким расчетом, чтобы в пределах светового стола поместился весь район предполагаемой съемки, сверху накрывается листом тонкого плексигласа.

— по мере выполнения съемки и проявления фильма (во время его прохождения по световому столу АПО) считываются координаты границ кадров и наносятся стеклографом на плексигласе, покрывающем картографическую сетку;

— по галсам производится совмещение подсамолетных точек (границ кадров), нанесенных на основу с соответствующими точками фильма, выполняется коррекция положения галсов по изображению ледокола и связующим точкам;

— после монтажа отдельных галсов производится порез по зоне перекрытия между снимками, они скрепляются между собой и с плексигласом, на котором производится монтаж, липкой прозрачной лентой.

Составленная таким образом фотокарта используется судоводителями для выбора пути движения. Однако, так как не все характеристики ледяного покрова (например толщина однолетних льдов) могут быть достоверно определены по радиолокационным снимкам, съемки РЛС БО целесообразно сочетать с вертолетными разведками.

После выполнения съемки района предстоящего плавания, по монтажу радиолокационных снимков намечаются варианты движения и снимается калька, на которой отмечаются преимущественно в районе намеченных трасс поля многолетнего и сильно торосистого льда, разводья и каналы, перемычки и другие объекты, имеющие навигационное значение. В процессе выполнения вертолетной ледовой разведки гидролог уточняет прямо на кальке ледовые характеристики и выбирает окончательный вариант движения.

В результате использования такой методики не только облегчается труд гидролога (исключается процесс составления кроки ледовой обстановки в полете), но и повышается точность определения характеристик и планового положения объектов.

6. КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЛЕДОВОЙ ИНФОРМАЦИИ

Как показано в разделе 3, в результате обработки материалов радиолокационной съемки могут быть определены следующие характеристики ледяного покрова:

— положение кромки льда с точностью ±2—3 км;

— сплоченность льда с точностью ±1 балл при визуальном дешифрировании и ±0,5 балла при инструментальной обработке;

— возрастной состав льдов по основным градациям (ниласовые — молодые — однолетние — старые льды) с точностью ±1 балл;

— положение границ льдов различной сплоченности или возраста с точностью ±2—5 км;

— относительные площади, занимаемые льдами той или иной формы (горизонтальных размеров), начиная с обломков полей (100—500 м в поперечнике);

— размеры, конфигурация и положение заприпайных полыней, разводий и каналов, ширина которых превышает 50 м;

— вектора дрейфа льда с ошибкой, не превышающей ±1—2 км.

Из-за ограниченной разрешающей способности и особенностей формирования отраженных от различных объектов сигналов возможны ошибки при определении сплоченности битых льдов, размеры которых меньше разрешающей площади. Трещины и узкие каналы, которые покрыты молодым льдом или на их кромках имеются нагромождения обломков льда, часто изображаются как гряды торосов. Однолетний лед, образовавшийся на старых каналах, разводьях или в припае, иногда изображается аналогично чистой воде.

Торосистость и разрушенность могут оцениваться пока только приблизительно, качественно. Это объясняется тем, что при шероховатой поверхности льда, повышающей яркость фона, не все гряды торосов могут быть опознаны и, кроме того, при небольшом расстоянии между грядами их изображение сливается в отдельные пятна. Старые сглаженные гряды торосов на многолетнем льду, как правило, забиваются фоном и совершенно не видны. Что касается разрушенности, то хотя изображение одних и тех же льдин и изменяется в течение летнего сезона, однако, надежных корреляционных связей между характером изображения и баллом разрушенности пока не установлено.

Сжатость льда количественно и даже качественно оценить пока невозможно. Можно определить только вероятность сжатия в том или ином районе и деформацию ледяного покрова за прошлый период (по результатам повторных съемок). Нельзя оценить возраст (толщину) однолетнего льда в диапазоне 70—200 см, заснеженность, загрязненность.

При выполнении обзорных ледовых авиаразведок, расстояния между галсами которых достигают 150—200 км, не всегда могут быть опознаны дрейфоразделы. Монолитные поля сморози в зонах многолетних льдов распознаются иногда с большим трудом.

Таким образом, по детальности ледовой информации, оперативности ее получения и точности определения планового положения объектов современные РЛС БО превосходят все остальные средства и в сочетании с ледокольной вертолетной разведкой полностью обеспечивают решение тактических задач проводки. Однако все необходимые для практики характеристики ледяного покрова по снимкам РЛС БО определены быть не могут, а точность и достоверность определения других недостаточна. Кроме того, авиационные средства не обеспечивают заданную пространственную и временную дискретность, особенно удаленных от аэропортов районов.

Поэтому самолеты инструментальной ледовой разведки должны иметь на борту, кроме РЛС БО, радиолокационный толщиномер льда [14], ИК и СВЧ несканирующие радиометры [3], лазерный профилограф, аэрофотоаппараты. В общую систему сбора ледовой информации, кроме этих самолетов, должны входить искусственные спутники Земли (ИСЗ), выполняющие съемку в видимом, ИК и СВЧ диапазонах, вертолеты, базирующиеся на ледоколах и в отдельных пунктах побережья, дрейфующие автоматические гидрометеорологические станции, полярные станции и дрейфующие научно-исследовательские станции.

Все эти средства в какой-то мере используются для ледовых наблюдений, но в настоящее время они совершенно недостаточно организационно и методически увязаны в единую систему. До последнего времени потребитель получал частные ледовые карты, составленные по данным различных дистанционных средств (ИСЗ, РЛС БО, самолеты и вертолеты визуальной ледовой разведки). Все эти средства имеют разную точность и достоверность определения тех или иных характеристик ледяного покрова и географической привязки, различный пространственный охват.

Получив такую разнородную информацию, потребитель вынужден сам производить ее увязку и согласование, выбирать наиболее вероятное значение характеристик и положение границ. Этот анализ зачастую делается без использования сопутствующей гидрометеорологической информации, достаточного знания технических характеристик приборов и предшествующей истории развития ледяного покрова.

Учитывая, что потребителя в конечном счете не интересует средство получения информации, а только ее достоверность и точ-

ность, он должен получать сводную ледовую карту, составленную в пункте сбора ледовой информации с использованием всех данных. При этом некоторые характеристики, помимо прямых наблюдений, можно получать и расчетным путем (толщина молодых льдов, если известны дата начала ледообразования и сумма градусо-дней мороза, границы зон двухлетних и многолетних льдов и т. д.).

Некоторые сравнительно медленно изменяющиеся характеристики, такие как возраст, торосистость, заснеженность, разрушенность, полученные при помощи средств с малым пространственным охватом (толщиномер, профилометр, ледокольные вертолеты), могут накапливаться с учетом перемещения отдельных участков ледяного покрова по данным РЛС БО и ИСЗ. Это позволяет получать полное представление о всех параметрах, характеризующих состояние ледяного покрова в интересующем практику районе. Методика комплексного использования информации и составления сводных ледовых карт окончательно еще не разработана и поэтому пока можно дать только общие рекомендации.

Сводные ледовые карты подразделяют на тактические и обзорные.

Тактические сводные карты составляются для обеспечения отдельных морских операций, охватывают обычно ограниченный район моря и полностью перекрываются радиолокационной съемкой. В этом случае РЛС БО является основным доминирующим средством и задача заключается в том, чтобы дополнить карту, составленную по радиолокационным снимкам, характеристиками, определить которые при помощи РЛС БО трудно или невозможно. На основании уже имеющегося опыта совместного использования данных радиолокационных съемок и ИСЗ установлено, что на телевизионных снимках ИСЗ, покрывающих полосу шириной 2000—2500 км, гораздо более четко выделяются гигантские поля, дрейфоразделы, генеральная схема каналов и разводий, т. е. детали общей структуры строения ледяного покрова. На РЛ фотокарте, представляющей собой мозаику из снимков РЛС БО, эти особенности теряются из-за большого контраста между многолетним льдом и однолетним, значительно меньшего контраста между изображением однолетнего льда и чистой воды, неравноконтрастности РЛ снимков, зависимости изображения от направления облучения и других причин. Поэтому составленная по снимкам РЛС БО карта должна быть откорректирована по снимкам ИСЗ для выявления основных особенностей строения ледяного покрова. Такую корректировку можно выполнить как в пункте сбора ледовой информации, так и на борту самолета, если имеется возможность получить перед вылетом увеличенный до масштаба 1 : 3 000 000—1 : 2 000 000 фрагмент ТВ снимка заданного района.

Как уже указывалось, по снимкам РЛС БО не всегда можно надежно определить возрастные градации однолетнего льда, особенно в каналах и разводьях между полями многолетнего льда.

Поэтому сводную ледовую карту нужно дополнять данными о толщинах льда, полученными с самолетов, оборудованных РЛ толщиномерами льда, самолетов и вертолетов визуальной ледовой разведки, непосредственно с ледоколов и судов. При выполнении вертолетных разведок следует шире практиковать метод картирования с посадками и измерением толщин льда в характерных точках бурением. Выполнение таких съемок безусловно окупится, так как полученные данные при выполнении в дальнейшем регулярных РЛ съемок можно использовать в течение длительного времени.

Описанное комплексное использование информации путем составления сводных ледовых карт безусловно облегчит работу судоводителей и повысит эффективность научно-оперативного обеспечения навигации.

7. ОФОРМЛЕНИЕ ЛЕДОВЫХ КАРТ

Основным видом представления ледовой информации является географическая карта, на которой детали ледовой обстановки отображаются принятыми условными обозначениями.

Как известно, картографическая форма передачи информации должна наилучшим образом передавать содержание, т. е. обеспечивать наиболее простое и легкое получение информации с карты («чтение карты»). При этом понятие «чтение карты» ограничивается получением таких сведений, которые непосредственно переданы на карте каким-либо видимым изображением. В этом отличие «чтения карты» от «изучения по карте», когда косвенным путем на основании выявленных взаимосвязей и зависимостей получается такая информация, которая непосредственно не передана на карте. Например, по нанесенной на карте сплоченности, количеству льдов различного возраста и торосистости может быть вычислена средняя толщина ледяного покрова в каком-либо районе моря, а с учетом еще форм, разрушенности, сжатости рассчитана возможная скорость движения судна или каравана. В результате изучения по карте района предстоящего плавания капитан судна или руководитель морских операций принимает решение о наиболее рациональном пути следования.

Введенная в действие в 1974 г. система условных обозначений [10] была рассчитана главным образом на отображение сведений, полученных в результате визуальных ледовых разведок. Поскольку при визуальных ледовых разведках наблюдениями освещается только 10—20 % обследуемой акватории и, кроме того, наблюдатель не имеет физической возможности зафиксировать все детали ледовой обстановки, указанная система условных обозначений передает в основном обобщенные характеристики ледяного покрова (сплоченность, возрастной состав, формы и т. д.). С внедрением в оперативную практику РЛС БО появилась воз-

можность картирования ледовой обстановки с отображением по данным площадных съемок, размеров, конфигурации и положения всех интересующих практику ледовых объектов (гигантских и обширных ледяных полей, каналов и разводий, полос тертого льда, дрейфоразделов, стамух).

Кроме того, в настоящее время разрабатывается и внедряется способ автоматического построения ледовых карт при помощи графопостроителя [8]. При этом оказалось, что принятое в настоящее время произвольное расположение значков, обозначающих возраст и другие характеристики, не может быть реализовано на ЭВМ.

Все это привело к необходимости разработки новой системы условных обозначений, рассчитанной на инструментальные методы ледовых наблюдений и обработку данных с использованием ЭВМ.

При составлении настоящего проекта по возможности были сохранены действующие в настоящее время условные обозначения и положенные в их основу принципы:

— передача внешних признаков прямым изображением;

— прямое, а не косвенное, графическое отображение различия объектов;

— соблюдение логических связей между знаками;

— обеспечение возможности передачи и приема составленных ледовых карт по фототелеграфу и размножения с помощью копировальных устройств.

Разработанный в соответствии с изложенными принципами проект ледовых символов приведен в прилож. I—VI.

Основные характеристики ледяного покрова — общая сплоченность, возрастной состав льдов (до трех градаций) и количество (сплоченность) наиболее крупных форм отображаются одним комплексным условным обозначением (КУО).

При оценке общей сплоченности и относительного количества льдов каждого возраста следует полностью использовать высокую точность определения этих характеристик по снимкам РЛС БО. При визуальных и спутниковых наблюдениях довольно часто сплоченность и возрастной состав определяются не с точностью до 1 балла, а в пределах основных градаций (1—3, 4—6, 7—8 баллов). При этом наблюдатель отображает или неравномерность распределения льда в условиях, когда не обследуется вся акватория, или недостаточную точность определения. Нужно сказать, что и для этих средств наблюдения этот прием вряд ли оправдан. Во-первых, потребитель не знает, по какой причине сплоченность указана в таком широком диапазоне. Далее, даже если таким образом характеризуется неравномерность распределения льда, без знания точного положения зон более и менее сплоченных льдов он не может воспользоваться этой информацией. При дальнейшем же использовании данных ледовых наблюдений для климатических и режимных исследований все равно приходится выбирать среднее значение.

Поэтому при составлении ледовых карт по снимкам РЛС БО следует всегда указывать эти характеристики с точностью до 1 балла, а в диапазонах от 0 до 1 и от 9 до 10 баллов — даже до десятых балла.

Для того, чтобы общая сплоченность льда равнялась сумме частных сплоченностей льдов разного возраста, десятые доли относятся к одной из них, после которой ставится знак плюс (+).

Комплексный условный знак рассчитан на показ не более трех возрастных стадий. Если их в зоне больше, некоторые стадии можно объединить, например, многолетние и двухлетние льды показывать как старые, серые и серо-белые знаком молодых льдов и т. д.

Как видно из прилож. I, обозначение возрастных стадий, принятое в настоящее время, почти полностью сохраняется. Однако, если толщина какого-либо льда измерена контактно с борта ледокола или при помощи радиолокационного толщиномера, вместо условного обозначения этого вида льда следует проставлять измеренную толщину льда в дециметрах.

Сохранены в основном также условные обозначения форм льда, за исключением обширных полей, знак которых сделан более компактным, и дополнительно введено обозначение мелко-крупнобитого льда. Согласно действующей в настоящее время методике, указывается количество (частная сплоченность) наиболее крупных форм и наличие остальных. Эту последнюю информацию следует считать избыточной, так как совершенно очевидно, что, если при общей сплоченности 8 баллов, наиболее крупные формы (большие поля) составляют 4 балла, то остальные 4 балла будут обломки полей и битые льды.

Поэтому в данной системе предлагается обозначать только наиболее крупные формы и их количество.

В зимний период ледяной покров очень часто представляет собой сплошные сморози, разделенные редкими каналами и трещинами. В этом случае на обзорных картах в комплексном знаке вместо наиболее крупных форм изображается условный знак канала (с соблюдением преобладающего направления их в зоне) и указывается среднее расстояние между ними в милях. Обширные и гигантские поля, нанесенные на карту с соблюдением размеров, конфигурации и положения следует исключать из общей сплоченности зоны и не давать условного обозначения их формы. Если в зоне отмечены льды только двух возрастных стадий, одна возрастная колонка не заполняется. Для зон с однородным ледяным покровом под общей сплоченностью указывается только условное обозначение возраста (или толщины, в дециметрах), без указания количества, а ниже — знак форм, внутри которого (для удобства размещения) указывается частная сплоченность. Возраст и формы льдов в разводьях и разрежениях обозначаются специальными знаками (прилож. V), кроме которых указывается только общая сплоченность (в кружке). Попутно отметим, что этот знак широко используется для ледовых карт, составленных по телевизионным снимкам ИСЗ, которые вообще не позволяют подразде-

лять льды на возрастные стадии. Условные обозначения торосистости, наслоенности, заснеженности, загрязненности (две последние характеристики по снимкам РЛС БО определены быть не могут) сохранены существующими. Для обозначения разрушенности предлагается более выразительный знак, напоминающий снежницу. Возраст припая, а также гигантских и обширных полей, показываемых в масштабе карты, обозначается идентичной штриховкой, которая наносится одинаково на припай и на поле во взаимно перпендикулярных направлениях (прилож. I). Тип линий в основном сохранен, за исключением обозначения серого и серо-белого льда, которое в настоящее время сложнее в начертании и «тяжелее» обозначения более толстых однолетних льдов.

Использование при плавании каналов, разводий, дрейфоразделов является непременным условием успешного преодоления зон тяжелых льдов даже современными мощными ледоколами. Поэтому эти объекты должны отображаться на карте с максимальной подробностью и выразительностью. При этом, как уже указывалось, следует обязательно стремиться к выявлению структуры ледяного покрова, генеральной схемы каналов, связи ее с положением гигантских полей и блоков сплоченных льдов.

Если каналы и разводья покрыты сплошным вновь образовавшимся льдом, что характерно для зимне-весеннего периода, возраст льда, их покрывающего, показывается штриховкой, так же, как и для полей. Если в полынье, канале или разводье наблюдаются битые льды, их площадь на карте заполняется изображениями соответствующих форм с указанием внутри каждого значка возраста и обозначением общей сплоченности в кружке.

На ледовую карту, составленную по снимкам РЛС БО, наносятся контуры ледяных полей, каналов и разводий, границы зон различной сплоченности, возраста, торосистости и т. д. При изображении такого большого количества границ одинаковым условным обозначением (сплошными линиями) карта становится трудночитаемой. Поэтому в предлагаемой системе для обозначения границ используется несколько типов линий (табл. 5).

Сплошными линиями изображаются кромки припая, ледяных полей, границы полыней, каналов, разводий, т. е. те границы, положение которых определяется непосредственно в результате дешифрирования.

Границы, полученные в результате интерпретации, т. е. количественной и качественной оценки опознанных объектов, изображаются пунктирными линиями (зоны различной сплоченности, возраста) или штрихпунктирными линиями (торосистость, наслоенность, разрушенность и т. д.).

Последний тип границ не связан жестко с остальными характеристиками, поэтому штрихпунктирные линии могут пересекаться друг с другом и другими границами. Для того, чтобы облегчить чтение карты, целесообразно вдоль этих границ проставлять на произвольном расстоянии друг от друга значки торосов, наслоений или разрушенности.

Обозначение отдельных ледовых образований и разные обозначения сохраняются в основном из действующей системы, так же, как и их использование.

В заключение настоящего раздела необходимо отметить, что предлагаемая система условных обозначений безусловно не является окончательной, она будет изменяться и совершенствоваться в процессе накопления опыта инструментальных разведок. Учитывая, что эта система пока не утверждена в качестве общесоюзной, на полях карт следует приводить условные обозначения, использованные при их составлении.

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современные РЛС БО являются основным дистанционным средством изучения ледяного покрова и научно-оперативного обеспечения мореплавания в Арктике и замерзающих морях умеренных широт.

Как было показано в предыдущих разделах, к положительным свойствам РЛС БО, позволяющим сделать такой вывод, относятся:

— независимость от метеорологических условий и естественной освещенности;

— высокая информативность радиолокационных снимков, позволяющая определять почти все основные характеристики ледяного покрова;

— широкая полоса обзора, обеспечивающая выполнение площадных съемок целых морей;

— возможность трансляции радиолокационных снимков на ледоколы и наземные пункты и получения, таким образом, потребителями наиболее полной и детальной информации в реальном масштабе времени.

Описанные в настоящем пособии методы и приемы дешифрирования, географической привязки и применения данных РЛ съемок позволяют в максимальной мере использовать положительные свойства РЛС БО и компенсировать имеющиеся ограничения.

Все описанные методы и приемы опробованы в процессе научно-оперативного обеспечения арктических навигаций и выполнения исследований ледяного покрова. Однако из-за сравнительной ограниченности опыта полностью завершенными их все же считать нельзя. Именно поэтому настоящая работа оформлена не в виде инструкции, предполагающей точное выполнение всех описанных методов и приемов обработки, а в виде методического пособия. Таким образом, специалистам, выполняющим РЛ съемки и использующим их результаты, предоставляется возможность их совершенствования и развития. В ААНИИ ведутся постоянно работы по дальнейшему совершенствованию методов интерпретации, географической привязки, использованию снимков РЛС БО и созданию единой системы ледовой информации.

Приложение I

Возрастные характеристики льда

Характеристика	Пределы толщины, см	Изображение			Примечание
		в КУО	полей	припая	
Начальные виды[1] льдов					
Ниласовые льды[1]	5—10				
Темный нилас[1]	5				
Светлый нилас[2]	5—10				
Склянка[2]	5				
Молодые льды	10—30				
Серый лед	10—15				
Серо-белый лед	15—30				

[1] Обозначение начальных видов и ниласовых льдов наносится по площади крупных каналов, разводий и полыней произвольно, однако, если имеются разные льды, соблюдается примерно их взаимное положение.

[2] Знаки «светлый нилас» и «склянка» используются для заполнения контуров полей и припая только в морях умеренных широт.

Характеристика	Пределы толщины, см	Изображение			Примечание
		в КУО	полей	припая	
Однолетние льды	30—200				
Тонкий однолетний — белый лед	30—70				
Однолетний лед средней толщины	70—120				
Толстый однолетний лед	>120				
Старые льды					Обозначение старых льдов указывается в легенде
Остаточный однолетний лед					
Двухлетний лед	>200				
Многолетний лед	≈300 и более				
Измеренная толщина льда		8			

Приложение II

Формы плавучего льда

Характеристика	Горизонтальные размеры	Изображение	Примечание
Гигантские ледяные поля	10 км		Как правило, изображаются в масштабе карты
Обширные ледяные поля	2—10 км		Количество указывается внутри знака
Большие поля	0,5—2 км		
Обломки ледяных полей	100—500 м		
Крупно-мелкобитый лед	2—100 м		
Крупнобитый лед	20—100 м		
Мелкобитый лед	2—20 м		
Тертый лед или ледяная каша	2 м		
Блинчатый лед	0,3—3 м		

Приложение III

Обобщенные характеристики ледяного покрова

Характеристика	Изображение	Примечание
Комплексное условное обозначение	10, 6, 3, 1, 5; 1, 2, 3, 4, 5	*1* — общая сплоченность; *2* — условное обозначение возраста; *3* — частная сплоченность; *4* — наиболее крупные формы; *5* — количество (в баллах) наиболее крупных форм
Сплоченность, возраст и формы	8	Лед в зоне одного возраста
Сплоченность	10	Других характеристик на всей карте или только для данной зоны не приводится
Торосистость льда	3	По 5-балльной шкале от 0 до 5 баллов
Наслоенность льда	6	Относительная площадь наслоенного льда в баллах
Разрушенность льда	2	Определяется по 5-балльной шкале от 0 до 5 баллов
Заснеженность льда		Определяется по 3-балльной шкале от 0 до 3 баллов
Загрязненность льда	1	Определяется по 3-балльной шкале от 0 до 3 баллов
Сжатие льда	2	Показатель сжатия. Определяется по 3-балльной шкале от 0 до 3 баллов
Густота айсбергов	2	По 9-балльной шкале

Приложение IV

Распределение и динамика дрейфующих льдов

Характеристика	Изображение	Примечание
Границы и кромки припая, ледяных полей, каналов, полыней и разводий	9 8	Штриховка припая, полей и каналов согласно обозначениям прилож. 1
Граница между льдами различной сплоченности или возрастного состава	10 6	
Граница зон различной торосистости	2 1	
Граница зон различной разрушенности	4 3	
Расплыв льда		
Подвижка льда		
Дрейф льда		По результатам обработки РЛ или спутниковых снимков
Дрейфораздел		

Отдельные ледяные образования

Характеристика	Изображение	Примечание
Набивной лед		
Гряда торосов		
Пояс торосов		
Барьер торосов		
Стамуха		
Несяк		
Айсберг	h/l N	*h* — высота, *l* — длина, *N* — дата
Обломок айсберга		
Трещина		
Разводье	3	При наличии разреженных льдов возраст проставляется в значках форм
Канал		
Канал во льду, проложенный кораблем (судном)		

Приложение VI

Разные обозначения

Характеристика	Изображение	Примечание
Местонахождение корабля (судна)		Справа — дата и время
Рекомендованное место		
Путь, рекомендованный кораблям (судам)		
Сжатие корабля (судна) во льдах		Слева — балл сжатия (по данным судна), справа — дата и время
Дрейф корабля (судна)		Положение в конкретные моменты по судовым данным
Путь корабля (судна) в автономном плавании		
Путь корабля (судна) или каравана под проводкой ледокола		
Ветер, направление и скорость		Стрелка направлена по ветру, длинное перо — 5 м/с, короткое — 2 м/с. Наносится по данным судов и полярных станций

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров В. Ю., Бушуев А. В. Использование статистических характеристик радиолокационных изображений льдов для их распознавания.— Тр./Аркт. и антаркт. науч.-исслед. ин-т, 1977, т. 343, с. 151—154.

2. Богомолов Л. А. Дешифрирование аэроснимков.— М.: Недра, 1976.— 256 с.

3. Бородин Л. Ф., Курская А. А., Шутко А. М. СВЧ — радиометрические исследования земных покровов и акваторий с борта самолетов-лабораторий.— В кн.: Космич. исслед. земных ресурсов.— М.: Наука, 1976, с. 290—296.

4. Бушуев А. В. Координатная сетка для ввода данных ледовых наблюдений в ЭВМ.— Тр./Аркт. и антаркт. науч.-исслед. ин-т, 1976, т. 320, с. 222—226.

5. Бушуев А. В., Волков Н. А., Лощилов В. С. Атлас ледовых образований.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 139 с.

6. Гольдман Л. М. Вопросы дешифрирования аэроснимков на XI фотограмметрическом конгрессе.— Аэрометоды, 1970, вып. 4, с. 27—30.

7. Доронин Ю. П. Методика расчета толщины и температуры льда.— Тр./Аркт. и антаркт. науч.-исслед. ин-т, 1964, т. 267, с. 127—142.

8. Исследование распределения и динамики морских льдов по телевизионным снимкам ИСЗ «Метеор». Времен. инстр.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 132 с.

9. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике для научных работников и инженеров.— М.: Наука, 1974.— 832 с.

10. Номенклатура морских льдов, условные обозначения для ледовых карт.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 76 с.

11. Применение радиолокационной аэросъемки при геолого-географических исследованиях/Под ред. В. М. Глушкова и В. Б. Комарова.— Л.: Недра, 1981.— 238 с.

12. Радиолокационные станции бокового обзора/А. П. Реутов, Б. А. Михайлов, Г. С. Кондратенков, Б. В. Бойко.— М.: Советское радио, 1970.— 360 с.

13. Радиолокационная фотограмметрия/В. И. Аковецкий, Г. Н. Донсков, Ю. Н. Корнеев, Л. Б. Неронский.— М.: Недра, 1979.— 239 с.

14. Финкельштейн М. И., Лазарев Э. И. Радиолокационный видеоимпульсный измеритель толщины морского льда как новое перспективное средство ледовой разведки.— Тр./Аркт. и антаркт. науч.-исслед. ин-т, 1977, т. 343, с. 104—113.

15. Ramseier R. O., Gray L., Campbell W. J. Scatterometer and imaging radar results obtained over Big Bear, AIDJEX, 1975.— Proc. Sympos. on sea ice proces. and models, 1977, vol. 1, p. 30—40.