**Национальная академия наук Украины**
**Национальное космическое агентство Украины**
**Центр радиофизического зондирования Земли**
**им. А.И. Калмыкова**

# Радиолокационные методы и средства оперативного дистанционного зондирования Земли с аэрокосмических носителей

**Под редакцией**
академика НАНУ, д.т.н. С.Н. Конюхова
чл.-корр. НАНУ д.т.н. В.И. Драновского
к.т.н. В.Н. Цымбала

**Киев - 2007**

УДК 621.396.96'06

В монографии систематизированы результаты научных и прикладных разработок, связанных с созданием и испытанием различных радиолокационных систем оперативного дистанционного зондирования природной среды Земли, размещенных на искусственных спутниках Земли серии Космос-1500/Океан/Сич и на самолетах.

Проанализированы физико-технические особенности и информационные возможности этих систем, особенности их калибровки и обработки данных. Широко обсуждаются научно-методические вопросы оперативного получения сведений о состоянии поверхности Мирового океана, льдов и суши. Приведены конкретные примеры тематической обработки и практического использования радиолокационной информации.

Книга рассчитана на специалистов по дистанционному изучению ресурсов Земли, метеорологов, океанологов, экологов, геокриологов, радиофизиков и может быть полезна при подготовке кадров по этим специальностям.

The present monograph is a specially arranged review of the results from scientific and applied engineering developments associated with designing and testing of different radar systems for on-line remote sensing of the Earth's natural environment, which are carried by the man-made Earth satellites of the "Cosmos-1500 / Okean / SICH" series and installed aboard aircrafts.

Physical-technical properties and data-acquisition capabilities of these systems, their calibration and data processing features have been examined. The book ranges widely across the scientific-methodical issues pertaining to on-line collection of data on the state of the World Ocean, ice and land. A large number of examples that illustrate thematic processing and practical use of radar data is given.

The book is intended for experts in the use of remote sensing for the earth resources development. It is also suitable for those concerned with meteorology, oceanology, natural environment, geocryology and radiophysics; and may be great benefit in profession training in the spheres of the afore-mentioned activity.

Рецензенты:
Литвиненко Л.Н.- академик НАН Украины, директор РИ НАН Украины;
Федоров О.П. – д.ф.-м. н., директор ИКИ НАН Украины и НКА Украины;
Лялько В.И. – чл.-корр. НАН Украины, директор ЦАКИЗ ИГН НАН Украины;
Волосюк В.К. - д.т.н., профессор НАУ им. Н.Е. Жуковского "Харьковский авиационный институт"

Монография утверждена к печати Научно-техническим советом Центра радиофизического зондирования Земли им. А.И. Калмыкова НАН Украины и НКА Украины

Авторы книги являются сотрудниками следующих организаций: Центра радиофизического зондирования Земли имени А. И. Калмыкова Национальной академии наук Украины и Национального космического агентства Украины, Института радиофизики и электроники имени А. Я. Усикова Национальной академии наук Украины, Радиоастрономического института Национальной академии наук Украины, а также Государственного КБ «Южное»

**Авторы:**

А.Г. Боев (п.1.1); А.Г. Боев (п.1.2); В.Б. Ефимов (п.1.3); В.Н. Цымбал, С.Е. Яцевич (п.1.4); И.А. Калмыков, В.Н. Цымбал (п.2); А.С. Курекин, О.Л.Емельянов, С.С.Кавелин, Ю.Д.Салтыков, О.Ю.Куликовский, А.М.Попель (п.2.1); А.Я. Матвеев, В.Н. Цымбал, А.П. Евдокимов, В.В. Крыжановский, Д.М. Бычков (п.2.2); О.В. Сытник (п.2.3); А.Я. Матвеев, С.Е. Яцевич (п.2.4); А.С. Гавриленко (п.2.5); В.Н. Цымбал (п.п. 3.1 – 3.6); В.Б. Ефимов (п.п. 4.1 – 4.3);В.Б. Ефимов, И.А. Калмыков (4.4); В.Н. Цымбал, И.А. Калмыков (п.п. 4.6, 4.7); А.Г. Боев, А.Я. Матвеев, В.Н. Цымбал (п.п. 5.1); А.Я. Матвеев (п.п. 5.2); А.Я. Матвеев, В.Н. Цымбал (п.п. 5.3); С.Е. Яцевич, И.А. Калмыков (п.6.1); В.Н. Цымбал (пп. 6.2 – 6.3); В.Н. Цымбал, А.С. Курекин, А.С. Гавриленко, А.Я.Матвеев, Д.М.Бычков (п.7.1), В.Н. Цымбал, А.С. Курекин, А.С. Гавриленко (п.7.2); С.Е. Яцевич (Приложение 1); А.П. Евдокимов, В.В. Крыжановский (Приложение 2)

ISBN 978-966-02-4537-2

# ОГЛАВЛЕНИЕ


| | Стр. |
|---|---|
| ПРЕДИСЛОВИЕ ОТ АВТОРОВ..... | 5 |
| ГЛАВА 1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ И ОСОБЕННОСТИ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ МЕТОДОВ И СРЕДСТВ ДЗЗ..... | 14 |
| Вступление..... | 14 |
| § 1.1 Рассеяние радиоволн морской поверхностью..... | 16 |
| § 1.2 Влияние пленок поверхностно-активных веществ на рассеяние радиоволн морской поверхностью..... | 26 |
| § 1.3 Рассеяние СВЧ радиоволн морскими льдами..... | 42 |
| § 1.4 Особенности рассеяния радиоволн СВЧ диапазона поверхностью суши, в растительных покровах и почвогрунтах..... | 59 |
| ГЛАВА 2. АЭРОКОСМИЧЕСКИЕ РАДИОЛОКАТОРЫ ОПЕРАТИВНОГО ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ ..... | 87 |
| §2.1 Основные особенности РБО ИСЗ "Космос 1500"..... | 104 |
| §2.2 Авиационные радиолокационные комплексы ДЗЗ..... | 111 |
| §2.3 Критерий информативности радиолокационных систем дистанционного зондирования..... | 132 |
| §2.4 Особенности калибровки аэрокосмических РБО и РСА оперативного мониторинга природной среды Земли..... | 140 |
| §2.5 Особенности оперативной бортовой обработки радиолокационной информации РБО ИСЗ типа «Комос-1500» и МРЛК «МАРС»..... | 155 |
| ГЛАВА 3. ОПЕРАТИВНЫЙ РАДИОЛОКАЦИОННЫЙ АЭРОКОСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ МИРОВОГО ОКЕАНА..... | 182 |
| §3.1 Контроль опасных процессов в системе океан-атмосфера..... | 182 |
| §3.2 Определение параметров поля приводного ветра по радиолокационным изображениям поверхности океана..... | 201 |
| §3.3 Тропические циклоны, ураганы тайфуны..... | 210 |
| §3.4 Сопоставление данных радиолокационного дистанционного зондирования с контактными данными. Оценка достоверности определения параметров полей приводного ветра по данным радиолокационного дистанционного зондирования..... | 219 |
| §3.5 Особенности проявлений опасных атмосферных процессов в прибрежных районах и во внутренних морях..... | 223 |
| §3.6 Особенности использования многочастотной радиолокационной информации для мониторинга состояния взволнованной морской поверхности..... | 230 |
| ГЛАВА 4. ОПЕРАТИВНЫЙ РАДИОЛОКАЦИОННЫЙ МОНИТОРИНГ МОРСКИХ ЛЬДОВ. ОБЕСПЕЧЕНИЕ НАВИГАЦИИ В ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЯХ..... | 232 |
| § 4.1 Экспериментальные исследования характеристик обратного рассеяния СВЧ радиоволн морскими льдами..... | 232 |
| § 4.2 Связь характеристик СВЧ радиосигналов, рассеянных морскими льдами, с их физико-химическими и электрофизическими свойствами……..... | 246 |
| § 4.3 Методические особенности тематической обработки информации о ледовых покровах, получаемой космическими РБО..... | 253 |
| § 4.4 Дистанционная диагностика морских льдов космическими РБО..... | 255 |

§4.5 Особенности дистанционного зондирования ледяных покровов многочастотными радиолокационными методами..... 269
§ 4.6 Спасение каравана судов в проливе Лонга при помощи данных РБО ИСЗ «Космос-1500»..... 274
§ 4.7 Обеспечение операции по спасению экспедиционного судна «Михаил Сомов», затертого льдами в Антарктиде..... 278
ГЛАВА 5. ОПЕРАТИВНОЕ ОБНАРУЖЕНИЕ ПРОЯВЛЕНИЙ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДПОВЕРХНОСТНЫХ МОРСКИХ ПРОЦЕССОВ РАДИОЛОКАЦИОННЫМ МЕТОДОМ ..... 281
§ 5.1 Исследования неоднородностей, вызванных разливами нефтепродуктов..... 282
§5.2 Исследования неоднородностей, возникающих в морских течениях..... 297
§ 5.3 Исследования проявлений внутренних и сейсмических волн на морской поверхности. 306
ГЛАВА 6. ОПЕРАТИВНЫЙ РАДИОЛОКАЦИОННЫЙ МОНИТОРИНГ СУШИ ..... 308
§6.1. Определение агрометеорологических характеристик и влажности почв по космическим радиоизображениям в осенне - зимний период года……... 308
§6.2 Изучение проявлений геологических структур и месторождений полезных ископаемых при помощи многочастотного радиолокационного дистанционного зондирования..... 326
§6.3 Особенности обнаружения подповерхностных образований при многочастотном радиолокационном зондировании..... 330
ГЛАВА 7. РАЗВИТИЕ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ СРЕДСТВ ОПЕРАТИВНОГО МОНИТОРИНГА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ЗЕМЛИ..... 337
§7.1 Первые результаты работы авиационного комплекса дистанционного зондирования АКДЗ-30..... 337
§7.2 Перспективы дальнейшего развития космических радиолокационных средств оперативного ДЗЗ на Украине. Вместо заключения…….. 349
Литература..... 352
ПРИЛОЖЕНИЕ 1. КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ДАННЫХ АЭРОКОСМИЧЕСКОГО РАДИОЛОКАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И КОНТАКТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В ЗОНАХ ПРИРОДНЫХ ПОЛИГОНОВ 367
Литература к приложению 1..... 403
ПРИЛОЖЕНИЕ 2. ОСОБЕННОСТИ АНТЕННЫХ СИСТЕМ ПЕРСПЕКТИВНЫХ КОСМИЧЕСКИХ РАДИОЛОКАТОРОВ ДЗЗ..... 405
§1. Антенная система космического РСА высокого разрешения с оперативным управлением луча ..... 405
§2. Универсальная антенная система многорежимного космического радиолокатора бокового обзора..... 425
Литература к приложению 2..... 438

*Памяти выдающегося ученого*
*Анатолия Ивановича Калмыкова*
*посвящается*

## ПРЕДИСЛОВИЕ ОТ АВТОРОВ

Уважаемый читатель, Вы держите в руках нашу книгу, посвященную радиолокационным методам и средствам оперативного дистанционного зондирования Земли с аэрокосмических носителей. Для тех, кто только начинает интересоваться этой важной и увлекательной отраслью человеческой деятельности, нам хотелось бы дать краткие пояснения. **Дистанционное зондирование** - это технология, т.е. совокупность методов и средств, получения информации о самых различных искусственных и природных объектах, явлениях и процессах на расстоянии, без непосредственного контакта с ними. В настоящее время для получения полезной информации в процессе дистанционного зондирования используются как особенности отражения электромагнитных волн различной длины от объектов исследования, так и особенности собственного излучения этими объектами электромагнитных волн. Системы дистанционного зондирования, использующие искусственное излучение и прием электромагнитных волн, отраженных от объектов исследования, называются **активными**, к ним относятся прежде всего радиолокационные, использующие диапазон радиоволн, лидарные, использующие волны оптического и прилегающих диапазонов (в основном ультрафиолетового и инфракрасного), а также сонарные, использующие звуковой и ультразвуковой диапазоны. Системы же, использующие только прием электромагнитных волн, излученных (либо переотраженных после облучения каким либо природным источником облучения, например, Солнцем) объектами исследования, называются **пассивными**. К ним относятся хорошо известные фотографические системы, фиксирующие отраженное солнечное излучение, а также радиометры различных типов и длин волн. Диапазон применяемых в дистанционном зондировании электромагнитных волн необычайно широк - от мельчайших волн рентгеновского излучения длиной в $10^{-12}$ м и ультрафиолетовых волн оптического диапазона до ультразвуковых и звуковых волн с длинами, превышающими $10^{4}$ м.

Некоторое общее представление об используемых в дистанционном зондировании диапазонах электромагнитного излучения дает рис.1.1 [1], где приведены спектры электромагнитных волн, излучаемых абсолютно черным телом при различных его температурах, а также Солнцем. Здесь же для сопоставления приведена спектральная характеристика пропускания электромагнитного излучения атмосферой Земли и диапазоны электромагнитных волн, используемых различными системами дистанционного зондирования. Хорошо видно, что далеко не все участки спектра электромагнитных волн одинаково пригодны для дистанционного зондирования. К информации, представленной на этом рисунке, мы еще не раз вернемся.

Излишне доказывать высокую полезность дистанционного зондирования современному человеку, привыкшему ежедневно наблюдать его результаты, например, во время телевизионных прогнозов погоды. Об этом лучше всего свидетельствуют широкие масштабы современного применения дистанционного зондирования в самых различных областях человеческой деятельности, а также усилия и объемы вкладываемых средств большинством промышленно развитых и

многими развивающимися странами мира в развитие новых систем дистанционного зондирования. При этом львиная доля усилий и средств приходится именно на аэрокосмические системы дистанционного зондирования Земли. И это понятно, ведь именно аэрокосмические средства дистанционного зондирования Земли (или сокращенно - ДЗЗ) предназначены, прежде всего, для решения тех задач глобального контроля процессов, происходящих на Земле, которые невозможно, или очень трудно контролировать только наземными средствами.

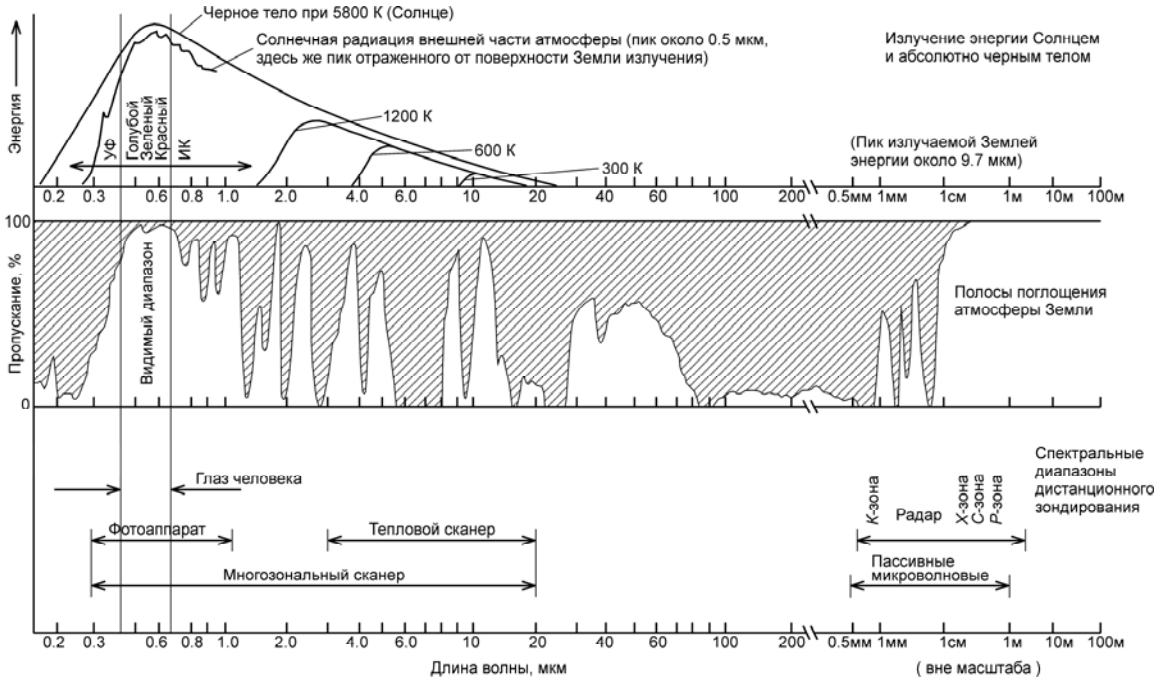



Рис.1.1. Спектры электромагнитных волн, излученных абсолютно черным телом при различных температурах и Солнцем; спектральная характеристика пропускания электромагнитного излучения атмосферой Земли и диапазоны электромагнитных волн, используемых различными системами дистанционного зондирования [1].

Диапазон задач, решаемых современными аэрокосмическими средствами дистанционного зондирования, необычайно широк - от военной разведки до предупреждения природных, техногенных и экологических катастроф, спасения людей, поиска полезных ископаемых в любых районах Земли и многого другого. Ни с чем не сравнимую роль играет применение средств ДЗЗ при наблюдении труднодоступных и удаленных районов Земли - пустынь, океанских просторов, арктических и антарктических бассейнов.

Такое необычайное разнообразие решаемых задач естественно требует специализации аэрокосмических систем дистанционного зондирования, т.е. выбора типов и физических принципов действия таких систем, их параметров (полос обзора, пространственного разрешения, времени обработки информации и ее представления, способа трансляции полученных данных потребителям и т.п.) строго в соответствии с особенностями этих решаемых задач. Действительно, нетрудно убедиться, что различные задачи требуют для своего оптимального решения набора совершенно различных средств ДЗЗ.

Рассмотрим, например, такую серьезную проблему как природные катастрофы. К наиболее грозным природным явлениям относятся, прежде всего, тропические циклоны, или иначе - тайфуны, ураганы. Они обладают колоссальной разрушительной мощью, скорость ветра в их эпицентрах зачастую превышает 150 км/час, они вызывают страшные океанские волны, их сопровождают интенсивные ливневые дожди, вызывающие наводнения, оползни и т.п.. При этом они имеют достаточно большие размеры в сотни километров и могут перемещаться по сложным траекториям с очень большой скоростью, часто достигающей 100 км/час. На "совести" тропических циклонов миллионы человеческих жизней, тысячи затонувших судов, огромный материальный ущерб. Несмотря на все могущество человеческой техники, до настоящего времени эти явления представляют значительную угрозу для очень многих государств.

Совершенно очевидно, что для более или менее эффективного проведения мероприятий по минимизации последствий тропических ураганов необходимо уметь их вовремя обнаруживать, заранее иметь достоверные данные об их реальной опасности, направлении и скорости передвижения. А это реально означает, что необходимо обеспечить регулярную круглосуточную информацию о процессах, происходящих в атмосфере над обширными океанскими просторами в десятки миллионов квадратных километров, над которыми зарождаются и развиваются тропические ураганы. Справиться с такой задачей невозможно без широкообзорных космических систем глобального дистанционного зондирования. Эти системы должны обеспечивать получение достоверной информации, как днем, так и ночью, т.к. ураганы не прекращают свое движение ни днем, ни ночью. Полученные данные об ураганах должны быть в самое кратчайшее время предоставлены очень широкому кругу потребителей - от специальных государственных служб, занимающихся организацией и координацией эвакуации людей из опасных районов, до капитанов судов и многочисленных владельцев небольших катеров и яхт, которые могут оказаться в зоне воздействия ураганов. От скорости поступления данных в подобных ситуациях зависит жизнь очень многих людей, сохранность их жилья и имущества. Это означает, что наилучшим решением было бы проводить обработку данных дистанционного зондирования об ураганах в реальном времени, непосредственно на борту искусственных спутников Земли. А для трансляции полученных данных использовать кроме наземных радиоканалов оперативного предупреждения о чрезвычайных ситуациях на море, наиболее распространенные спутниковые каналы непосредственной передачи данных, например каналы APT стандарта. Приемные станции этих каналов очень широко распространены, в мире насчитываются тысячи таких приемных станций. Ими оснащаются многочисленные суда, береговые и метеорологические службы, их используют даже многочисленные радиолюбители.

Таким образом, даже беглый анализ особенностей тропических циклонов, ураганов, тайфунов позволяет сформулировать основные требования к космическим системам, предназначенным для их оперативного мониторинга, т.е. для оперативного обнаружения, диагностики их параметров, контроля развития и перемещения. Это способность глобального наблюдения океанской поверхности, возможность круглосуточного (независимого от освещенности) обнаружения на самых ранних стадиях развития наиболее активных процессов в системе океан/атмосфера с последующим контролем за их перемещением и диагностикой параметров. Это способность обработки данных зондирования непосредственно на борту космического аппарата в реальном времени и оперативной трансляции

неограниченному кругу потребителей (расположение которых к тому же заранее не известно) готовых к использованию данных.

Аналогично, анализ особенностей других природных катастрофических процессов, например, процессов деградации плодородных почв, развития пустынь, или деградации и уничтожения лесов на планете, приводит к совершенно другим требованиям к средствам дистанционного зондирования. Эти процессы хотя и имеют глобальный характер, но развиваются постепенно, на протяжении десятилетий. Т.е. проводить съемку районов, подверженных таким процессам можно постепенно, в неоперативном режиме. Многообразие проявлений подобных процессов в самых различных признаках (например, в изменениях индекса цветности листвы лесных деревьев, их роста, структуры, состава и цвета почвенных покровов, плотности покрова почв травяными покровами и мн.др.) требует использования для их контроля самых разнообразных средств дистанционного зондирования. Для применения каждого из таких средств могут быть без спешки выбраны оптимальные условия съемки. Данные такого зондирования могут быть в необработанном виде переданы в ограниченное число научных центров для последующей неоперативной комплексной обработки, результаты которой могут быть использованы спустя определенное время.

Различаются катастрофические процессы также и по масштабам проявлений, скорости их развития и т.п. Например, распространение разлитой на морской поверхности нефти происходит стремительно, на первом этапе за счет растекания под воздействием сил поверхностного натяжения, а затем - за счет перемещения под воздействие морских течений и ветра. Поэтому для эффективного мониторинга таких техногенных катастроф зачастую одних космических средств ДЗЗ не достаточно. Необходимо использовать также авиационные системы дистанционного зондирования, которые способны обеспечить обновление информации о развитии катастрофических процессов через короткие промежутки времени за счет повторных наблюдений.

Естественно, всему разнообразию систем и методов ДЗЗ не может быть уделено достойного внимания в одной книге. Мы ограничимся рассмотрением особенностей радиолокационных методов и средств оперативного дистанционного зондирования Земли с аэрокосмических носителей.

Почему именно радиолокационных?

Во-первых, потому, что радиолокационные средства дистанционного зондирования в наибольшей степени соответствуют требованиям оперативности - они позволяют получать информацию независимо от условий освещенности, времени суток, облачности и т.п.

Во-вторых, потому, что радиолокационные системы ДЗЗ позволяют не только наблюдать проявления различных природных и техногенных катастроф, но и зачастую оперативно оценивать очень важные параметры явлений и образований, являющихся главными носителями опасности при этих катастрофах. Например, скорость приводного ветра и интенсивность выпадающих дождей в тропических циклонах, возрастные градации, а соответственно, и толщины морских льдов, толщину разлитой на морской поверхности пленки нефтепродукта и мн. др. Трудно переоценить важность этих возможностей. Более подробно на них мы остановимся ниже.

В-третьих, потому, что в багаже украинских специалистов по радиолокационному дистанционному зондированию есть опыт успешного создания недорогих, но высокоэффективных аэрокосмических систем оперативного ДЗЗ, а также уникальный опыт по их применению.

Не будем голословны, а приведем лишь один, но яркий пример. Представьте себе такую ситуацию. Октябрь 1983 года. Северное побережье Чукотки. Полярная ночь, темно и холодно. Как и каждый год, по своему традиционному маршруту вдоль побережья Чукотки пытается пробиться к полярному порту Певек караван из 22-х судов. Суда полностью загружены продовольствием, горючим и другим имуществом, абсолютно необходимым для жителей Чукотки - полярников, геологов, строителей и их семей. Без этого груза население Чукотки не переживет страшную полярную зиму. Караван "слегка", примерно на месяц, запоздал с выходом из-за стандартных организационных трудностей. Но надеялись, что все обойдется. Не обошлось.

Из-за неожиданной крупномасштабной подвижки многолетних приполярных льдов на юг караван оказался намертво зажат в проливе Лонга южнее острова Врангеля. На выручку ему были срочно направлены самые мощные атомные ледоколы. Но многолетний лед, толщина которого достигала пяти метров и более, оказался не по зубам даже этим сверхмощным атомоходам. Сложилась трагическая ситуация - раздавленный мощным льдом один корабль затонул, еще одно судно было сильно повреждено. Атомные ледоколы надрывались, ломали винты, пытаясь спасти караван, но безрезультатно - ужасная развязка становилась все реальнее.

Судьбой каравана было серьезно обеспокоено высшее руководство СССР, специалисты администрации Севморпути Минморфлота, вся страна. Гибель каравана с грузом стоимостью, превышавшей 8 миллиардов долларов, была бы сама по себе трагедией. Но случись эта трагедия, она повлекла бы за собой еще более сложную и дорогостоящую проблему, необходимость эвакуации при помощи авиации (т.к. другого способа существовало) многотысячного населения Чукотки, неспособного без продуктов и горючего пережить суровую полярную зиму. Казалось, выхода не было. Авиационная ледовая разведка приносила неутешительные новости - вокруг каравана на многие десятки километров непроходимые льды.

В это время специалисты Госкомгидромета СССР, конструкторского бюро "Южное" и Института радиофизики и электроники (ИРЭ) Академии наук УССР приступили к проведению плановых испытаний на орбите комплекса радиофизической аппаратуры (РФА) дистанционного зондирования ИСЗ "Космос-1500", запущенного 28 сентября 1983 года. Этот экспериментальный комплекс был разработан и создан коллективом украинских ученых и специалистов ИРЭ АН УССР, СКТБ ИРЭ АН УССР и СКТБ МГИ АН УССР под руководством профессора А.И.Калмыкова, и главным средством ДЗЗ в этом комплексе был радиолокатор бокового обзора РБО.

Сама история создания и запуска ИСЗ "Космос-1500" с первым отечественным космическим радиолокатором бокового обзора ДЗЗ на борту чрезвычайно интересна и удивительна, по тем страстям, которые разгорались вокруг нее, временами она напоминала увлекательный детектив. Ниже мы подробнее вернемся к этой истории. Здесь же необходимо подчеркнуть лишь следующее: в основу создания РБО ИСЗ "Космос-1500" были положены физические принципы рассеяния радиоволн взволнованной морской поверхностью открытые и исследованные украинскими радиофизиками, а сам он был создан усилиями украинских специалистов, и это многим не нравилось.

И вот, в то время, когда в проливе Лонга гибли суда с грузом для жителей Чукотки, по предварительно утвержденному плану должны были начаться длительные испытания РБО. Эти испытания заключались в проведении радиолокационной съемки в самых различных режимах одного и того же

контролируемого наземными средствами полигонного участка морской поверхности возле африканского побережья.

В этой ситуации профессору А. И. Калмыкову при поддержке руководства КБ "Южное" удалось добиться срочного прекращения плановых испытаний РБО на орбите (тот, кто знаком с порядками, существовавшими в то время в космической отрасли, поймет как трудно это было сделать) и "перенацелить" РБО на регулярную съемку района бедствия каравана судов в проливе Лонга. И уже первые радиолокационные изображения этого района показали путь спасения каравана. Тот, кто наберется терпения и рассмотрит эти изображения, приведенные в соответствующем разделе книги, сможет убедиться в этом сам. В тот же момент харьковским радиофизикам, умеющим дешифрировать радиолокационные изображения морских льдов, стало ясно: вокруг места бедствия каравана у северного побережья Чукотки действительно тяжелые льды. Но в 100 км севернее, у острова Врангеля расположена обширная зона покрытая молодым тонким льдом (т.н. полынья), которая представляла собой удобную дорогу для каравана. При этом, на радиолокационных снимках были также хорошо видны трещины и разводья в тяжелых многолетних льдах, ориентированные на север, т.е. представлявшие собой возможный путь к этой полынье у о. Врангеля.

После получения этих действительно уникальных данных несколько дней прошло в отчаянных попытках убедить руководство администрации Севморпути обратить на них внимание. Лишь угроза обратиться с жалобой в ЦК КПСС возымела действие. Было решено на всякий случай проверить данные, полученные РБО из космоса. Самолеты визуальной ледовой разведки, которые до этого совершали свои полеты возле каравана и вдоль побережья Чукотки, выискивая малейшие трещины во льдах, ведущие по традиционному маршруту, были направлены на север (в район, указанный РБО) к острову Врангеля. И, к огромному удивлению специалистов по ледовой разведке в штабе проводки, информация РБО полностью подтвердилась. В районе, указанном РБО, действительно располагалась зона молодого льда. За те несколько дней, что прошли после ее обнаружения из космоса, лед в ней несколько окреп, но был все еще пригоден для беспрепятственного прохода каравана. Были найдены и ведущие к этой зоне разводья в тяжелых льдах. Караван судов оперативно изменил направление движения и пошел на север. Сопровождаемый атомными ледоколами он по разводьям добрался до зоны молодого льда, а далее без особых приключений через несколько дней благополучно прибыл в порт Певек.

Таким образом был не только спасен караван судов с грузом стоимостью более 8-ми миллиардов долларов, предотвращены тяжелейшие последствия для населения Чукотки, но и убедительно подтверждена высокая практическая полезность космических радиолокационных систем типа РБО ИСЗ "Космос-1500" при обеспечении безопасности высокоширотной навигации.

Необходимо подчеркнуть, что такое подтверждение было совсем не лишним, ведь создание и запуск ИСЗ "Космос-1500" осуществлялось не благодаря, а вопреки мнению большинства ведущих специалистов СССР того времени в области ДЗЗ, которые открыто высказывали мнение о бесперспективности этой разработки и неоднократно предлагали ее прекратить. Ведь РБО ИСЗ "Космос-1500 создавался в соответствии с концепцией оперативной космической системы предупреждения природных катастроф и критических ситуаций, как прототип одного из главных инструментов такой системы. А эта концепция предполагала создание оперативной космической системы предупреждения с использованием недорогих, но высокоэффективных специализированных систем ДЗЗ. Она в корне отличалась от

господствующих тогда представлений, какими должны были быть космические радиолокационные системы ДЗЗ. Лишь бескомпромиссная позиция руководителя разработки профессора А. И. Калмыкова и его коллег, прозорливость руководства КБ "Южное" и управления гидрографии ВМФ СССР позволили спасти разработку.

Еще одним очень ярким примером использования РБО (о котором очень мало известно широкой общественности) было предупреждение глобальной экологической катастрофы в бассейне р. Днепр.

Весной 1988 года на Украине ожидалось быстрое и интенсивное таяние снега - зима выдалась в этом году очень снежной, и снег лежал толстым пластом. Это, по мнению специалистов, могло привести к сильному паводку. Для обеспечения сохранности гидротехнических сооружений на речках Украины в условиях сильного паводка было принятое решение – заранее спустить воду из водохранилищ, в том числе из искусственных водохранилищ Днепровского каскада. И если в восточных регионах Украины это решение было оперативно выполнено (что, кстати, привело к массовой гибели рыбы и значительным убыткам), то решиться в тот момент спускать воду из Киевского моря никто не отваживался. Это было связано с насыщением придонных пластов воды этого моря радионуклидами вследствие чернобыльской катастрофы. В случае спуска воды радионуклиды были бы подняты потоком воды и разнесены по всему бассейну Днепра вплоть до Черного моря, что привело бы к страшной экологической катастрофе. После некоторых колебаний специалисты бывшего Госкомгидромета СССР предложили использовать непрерывный мониторинг динамики таяния снежного покрова с помощью космического РБО. После этого, было оперативно организовано получение дважды в день информации от РБО ИСЗ “Космос-1766” (который работал в то время на орбите). К счастью, этот мониторинг доказал, что интенсивность таяния снегов значительно ниже прогнозируемой и переполнения искусственных водохранилищ не ожидается. А это дало возможность отказаться от сброса вод Днепровского каскада и, соответственно, не допустить экологической катастрофы. Подобный мониторинг таяния снегов также успешно проводился Национальным космическим агентством Украины весной 1996 года с помощью РБО первого украинского ИСЗ “Сич-1”.

Ниже мы более подробно проанализируем опыт и обстоятельства создания этой уникальной системы, а также некоторые впечатляющие результаты, полученные с ее помощью. Здесь лишь подчеркнем, что спасение каравана судов в проливе Лонга и предупреждение экологической катастрофы в бассейне р. Днепр были далеко не единственными "громкими" успехами РБО ИСЗ типа "Космос-1500"/"Океан"/"Сич". С его помощью было спасено экспедиционное судно "Михаил Сомов", затертое льдам в Антарктиде в 1985 году, контролировались тропические ураганы, наводнения, крупномасштабные разливы нефтепродуктов и мн.др. По его данным обеспечивалась навигация в арктическом бассейне и осуществлял операции ВМФ СССР. С его помощью получены многочисленные уникальные научные данные.

Концепция РБО ИСЗ "Космос-1500" оказалась настолько удачной, что эта экспериментальная академическая разработка была внедрена в серию и спутники с РБО выпускались КБ "Южное", практически без изменений, в течение более 20 лет.

В 2005 году Национальное космическое агентство Украины запустило модернизированный вариант РБО ИСЗ "Сич-1М" с расширенной полосой обзора и более современной системой бортовой обработки данных. Это уникальный случай "долгожительства" в практике создания космических систем ДЗЗ.

К настоящему времени в мире накоплен очень большой опыт создания космических радиолокационных систем ДЗЗ. На орбите успешно работают великолепные по техническим характеристикам радиолокационные системы с синтезированием апертуры антенны РСА ИСЗ ERS-1, ERS-2, созданные Европейским космическим агентством, РСА ИСЗ RADRSAT, созданный канадскими специалистами, РСА ИСЗ ENVISAT, созданный совместными усилиями фирм США и Европы. Потрясающими воображение характеристиками пространственного разрешения обладает многочастотный РСА американского разведывательного спутника Lacross-4. Это великолепные, хотя и чрезвычайно дорогостоящие системы радиолокационного ДЗЗ. Они снабжают потребителей колоссальным объемом информации о состоянии природной среды Земли.

Однако среди специалистов по ДЗЗ в мире все больше крепнет убеждение, что несмотря на все техническое великолепие этих РСА, создать на их базе эффективно работающую систему глобального предупреждения и мониторинга природных катастроф невозможно. Она будет чрезвычайно дорогой и громоздкой.

Все чаще современными специалистами выдвигаются требования к элементам такой системы, которые удивительно похожи на сформулированные более 20 лет назад группой профессора А. И. Калмыкова основные положения концепции создания оперативной космической системы предупреждения природных катастроф и критических ситуаций - **необходимо использование недорогих, но высокоэффективных специализированных радиолокационных систем ДЗЗ с оптимально подобранными параметрами, бортовой обработкой данных в реальном времени и трансляцией их непосредственно неограниченному кругу потребителей.**

Кроме создания космических средств ДЗЗ украинские специалисты уделяли и уделяют существенное внимание развитию авиационных средств дистанционного зондирования. Ими были создан целый ряд таких систем, предназначенных, в первую очередь, для отработки новых методов ДЗЗ. Многие из этих систем успешно использовались и на практике. Наиболее интересные результаты были получены при помощи созданного коллективом специалистов под руководством профессора А. И. Калмыкова многоцелевого радиолокационного комплекса МРЛК MARS. Этот авиационный комплекс ДЗЗ объединял радиолокационные системы 8-ми миллиметрового, 3-х сантиметрового, 23-х сантиметрового и двухметрового диапазонов радиоволн. Такое сочетание позволило использовать этот авиационный комплекс для решения широкого круга научных и практических задач ледовой разведки, экологического мониторинга, поиска проявлений месторождений полезных ископаемых, подповерхностного зондирования и мн. др.

В настоящее время коллективы Центра радиофизического зондирования Земли им. А. И. Калмыкова Национальной академии наук Украины и Национального космического агентства Украины, а также Научного центра аэрокосмических исследований Земли Института геологических наук Национальной академии наук Украины при содействии Национальной академии наук Украины и Национального космического агентства Украины, АНТК им. О. К. Антонова создали современный авиационный комплекс ДЗЗ АКДЗ-30. Этот комплекс размещен на самолете АН-30 МЧС Украины, он объединяет возможности радиолокационных, инфракрасных и оптических систем дистанционного зондирования. Его информационные возможности ориентированы, в первую очередь, на оперативное решение задач обнаружения и предупреждения природных и техногенных катастроф и критических ситуаций.

Авторам этой книги хотелось, чтобы она оказалась интересной и полезной широкому кругу читателей, как специалистов в области ДЗЗ, так и тех, кто интересуется историей и перспективами науки и техники. Нам хотелось бы осветить реальный вклад украинских ученых и специалистов в развитие систем и методов аэрокосмического дистанционного зондирования, который, по нашему мнению, из-за существовавшей долгое время "информационной блокады" недостаточно известен широкому кругу ученых и специалистов в области ДЗЗ.

В книге внимание уделяется как анализу некоторых теоретических основ и особенностей радиолокационных методов ДЗЗ, анализу особенностей построения оперативных аэрокосмических радиолокационных систем ДЗЗ, так и обзору наиболее впечатляющих научных результатов, полученных при помощи таких систем (РБО ИСЗ типа "Космос-1500"/"Океан"/"Сич", МРЛК MARS, АКДЗ-30 и других). Рассматриваются также перспективы создания новых систем аэрокосмического оперативного ДЗЗ.

Мы будем благодарны всем, кто пожелает познакомиться с результатами наших многолетних исследований и разработок, коротко изложенными в этой книге.

# ГЛАВА 1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ И ОСОБЕННОСТИ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ МЕТОДОВ И СРЕДСТВ ДЗЗ

## Вступление

В первой главе очень коротко рассматриваются теоретические основы и физические особенности радиолокационных методов и средств дистанционного зондирования Земли ДЗЗ. В связи с этим она существенно больше остальных глав насыщена математическими выражениями, описывающими физические закономерности рассеяния радиоволн на взволнованной морской поверхности, во льдах и в приповерхностных слоях почв.

Глубокое понимание этих особенностей чрезвычайно важно как при разработке систем дистанционного зондирования, так и при интерпретации полученных результатов. Многолетний опыт убедительно показал, что любая радиолокационная система дистанционного зондирования, созданная без глубокого понимания и учета этих основных особенностей обречена на неуспех и, наоборот, та система, при создании которой максимально учитывались эти особенности, будет наиболее простой и эффективной.

Поэтому, неподготовленный или незаинтересованный читатель может пропустить эту главу и сразу перейти к ознакомлению с реальными результатами, полученными при помощи созданных украинскими специалистами космических и авиационных радиолокационных средств ДЗЗ. Но для лучшего понимания особенностей технических характеристик аппаратных средств, методик их оптимального (в заданных рамках допустимых компромиссов) выбора и сознательной оценки получаемых результатов желательно все же познакомиться с основными выводами разделов этой главы.

Хорошо известно, что радиолокаторы в свое время были созданы, прежде всего, для решения военных задач – обнаружения воздушных и морских целей независимо от условий видимости. Однако, широкое использование радиолокационных средств в условиях 2-й мировой войны, и позднее показало, что кроме отраженных от искомых целей сигналов, наблюдалось также множество «паразитных» отраженных сигналов – от птичьих стай, от поверхности земли и моря и т.п. Изучение этих «паразитных» отражений, мешающих обнаружению военных объектов, привело к получению очень интересной информации. Особенно интересные эффекты наблюдались при отражении радиоволн от взволнованной морской поверхности. Причем, чем более высокочастотную часть СВЧ спектра радиоволн использовали инженеры для радиолокации, тем более интересные эффекты обнаруживались при радиолокации морской поверхности. Ведь на первый взгляд казалось, что на морской поверхности не существовало образований, способных интенсивно отражать радиоволны. Таких, например, как здания, деревья и т.п. на суше, имеющих значительные поверхности, ориентированные нормально к облучающей их радиоволне, т.е. так, что они способны зеркально переотражать значительную часть падающей энергии радиоволны обратно к радиолокатору.

Благодаря усилиям ученых различных стран к концу 50-х годов был в основном раскрыт механизм рассеяния радиоволн коротко- и средневолнового радиодиапазонов взволнованной поверхностью моря, установлены общие закономерности и связи характеристик рассеянных сигналов с параметрами морской поверхности. Большую роль в этих работах сыграли украинские ученые Института радиофизики и электроники АН УССР под руководством С.Я.Брауде, ими было сформировано новое научное направление «радиоокеанография» [2].

И если в декаметровом радиодиапазоне радиоволн с позиций механизма избирательного рассеяния на основе метода малых возмущений удалось рассчитать и описать энергетические, частотные и спектральные характеристики рассеяния, то проблема рассеяния СВЧ радиоволн морской поверхностью оставалась нерешенной. Попытки западных ученых использовать для интерпретации экспериментальных результатов искусственные модели типа «капельной» или «фацеточной» не позволили однозначно связать количественные характеристики рассеяния СВЧ радиоволн с реальными параметрами волнения.

Пионерскую роль в понимании особенностей рассеяния СВЧ радиоволн взволнованной морской поверхностью сыграли экспериментальные работы группы ученых ИРЭ АН УССР под руководством И.Е.Островского – А.И.Калмыкова, А.Д.Розенберга, В.И.Зельдиса и др. [3 - 7], позволившие на основе анализа допплеровских спектров отраженных морской поверхностью многочастотных радиосигналов доказать резонансный характер рассеяния, а также теоретические разработки Ф.Г.Басса и И.М.Фукса [8], позволившие на основе представления рассеивающей поверхности в виде неровностей двух масштабов (малых неровностей, к которым применим метод возмущений, и крупных, отражения от которых рассматриваются в приближении Кирхгофа) создать т.н. «двухмасштабную модель» рассеивания.

Было показано, что рассеивателями радиоволн на морской поверхности являются морские волны с длиной:

$$\lambda_W = \frac{\lambda}{2\sin\Theta} \tag{1.1}$$

которые при слабом волнении создают отражения с частотой доплеровского смещения:

$$f_0 = \sqrt{g\sin\Theta/\lambda\pi + 16\pi\alpha\sin^3\Theta/\rho\lambda^3}\ , \tag{1.2}$$

где g – ускорение силы тяжести; $\alpha$ и $\rho$ - коэффициент поверхностного натяжения и плотность воды; $\Theta$ – угол падения; спектр рассеянного сигнала при слабых волнениях весьма узкий $\Delta f/f_0 \leq 0{,}1$; с ростом волнения ширина спектра возрастает пропорционально H/T (H – высота; T – период крупных волн).

Теоретические расчеты позволили связать основную энергетическую характеристику рассеяния, удельную ЭПР $\sigma^0$ с параметрами волнения и условиями наблюдения:

$$\sigma^0 = 16\pi k^4 \left|\Gamma(\varepsilon, \vec{p}, \Theta)\right| F(k_W)\ , \tag{1.3}$$

где $k=2\pi/\lambda_W$; $F(k_w)$ – спектральная плотность рассеивающей ряби; $\varepsilon$ - диэлектрическая проницаемость морской воды; $\vec{p}$ - вектор поляризации. Выражение для $\left|\Gamma(\varepsilon, \vec{p}, \Theta)\right|$ в общем виде весьма сложно, в случае $|\varepsilon| >> 1$ при $\cos\Theta > 1/\sqrt{|\varepsilon|}$:

$$|\Gamma(\varepsilon,\Theta)|^2 = \begin{cases} \cos^4\Theta & \text{- для горизонтальной поляризации} \\ \dfrac{|\varepsilon|^2\cos^4\Theta}{[(1+\varepsilon_1\cos\Theta)^2 + \varepsilon_2^2\cos^2\Theta]^2} & \text{- для вертикальной поляризации} \end{cases}$$

где $\varepsilon_1 + i\varepsilon_2 = \varepsilon$

Влияние крупных волн приводит к амплитудно-частотной модуляции рассеянного сигнала и в этом случае

$$\sigma_{\gamma}(\Theta) = \langle \sigma^0(\Theta) \rangle_{\gamma} = \iint \sigma^0(\Theta)\omega(\bar{\gamma})d\bar{\gamma}\,, \qquad (1.4)$$

где $\sigma^0(\Theta)$ определяется (1.3), а $\omega(\bar{\gamma})$ - распределение наклонов крупных волн.

Выполненные комплексно теоретические и экспериментальные исследования харьковских радиофизиков привели к пониманию природы рассеяния радиоволн взволнованной морской поверхностью и открыли возможность правильной интерпретации и практического использования экспериментальных результатов её радиолокационного зондирования. Эти результаты были высоко оценены мировым сообществом специалистов ДЗЗ, в 1969 году они были отмечены Дипломом группы антенн и распространения радиоволн Института радиоинженеров (IEEE) США. Созданная ими «двухмасштабная» модель рассеяния радиоволн морской поверхностью широко использовалась и используется до сих пор во всем мире при радиолокации морской поверхности.

В основных разделах этой главы мы будем рассматривать особенности рассеяния радиоволн, опираясь на современные представления и модели.

## § 1.1 Рассеяние радиоволн морской поверхностью

**Море как рассеивающий объект.**

Вода в природе, как правило, представляет собой раствор различных минеральных солей и обладает достаточно большой проводимостью [9]. По этой причине электромагнитное поле способно проникать в нее лишь на малую долю своей длины волны λ [10]. Для морской воды глубина проникновения составляет величину

$$\delta \sim 8\cdot 10^{-2}\,\lambda^{1/2}\ (\text{см}) \qquad (1.5)$$

В силу этого, для диапазона радиоволн обычно используемого в радиолокации, рассеивающие свойства моря определяются лишь морской поверхностью, ее формой и состоянием.

Морская поверхность находится в постоянном динамическом взаимодействии с атмосферой и основным фактором этого взаимодействия является ветер, приводящий к морскому волнению. Скорость ветра, пространственная и временная структура приводного воздушного потока определяют характер морского волнения. Относительно малая вязкость и подвижность воздуха приводят к тому, что практически все его движения являются турбулентным [11]. Поле скорости ветра, все величины, характеризующие его движение и состояние, являются при этом случайными и характеризуются уже своими средними полями и полями флуктуаций. Взволнованная морская поверхность при этом также является случайной со своими пространственными и временными спектрами высот и наклонов [12].

Математическое описание статистических свойств морской поверхности базируется на представлении ее в виде суперпозиции случайных гармонических процессов соответствующих набору поверхностных волн [12]:

$$\varsigma(\vec{r},t) = \int_K A(\vec{k}_w,\omega_w)\exp[\,i(\vec{k}_w\vec{r} - \omega_w t)]\,d\vec{k}_w\,d\omega_w\,, \vec{r} = \{x, y\} \quad (1.6)$$

При этом

$$\overline{A(\vec{k}_w,\omega_w)A^*(k'_w,\omega'_w)}=0, \qquad \vec{k}_w,\omega_w \neq \vec{k}'_w,\omega'_w$$
$$\overline{A(\vec{k}_w,\omega_w)A^*(\vec{k}'_w,\omega'_w)}=\Phi(\vec{k}_w,\omega_w), \qquad \vec{k}_w=\vec{k}'_w,\omega_w=\omega'_w \tag{1.7}$$

где $\Phi(\vec{k}_w,\omega_w)$ - пространственно – временной спектр случайной поверхности, черта означает осреднение.

Пространственный спектр морского волнения получается из (1.7) путем интегрирования по частотам:

$$F(\vec{k}_w)=\int_{-\infty}^{\infty}\Phi(\vec{k}_w,\omega_w)d\omega_w \ . \tag{1.8}$$

Частотный спектр определяется аналогично:

$$\Psi(\omega_w)=\int\Phi(\vec{k}_w,\omega_w)d\vec{k}_w \ . \tag{1.9}$$

Частоты и волновые числа морского волнения связаны между собой дисперсионным уравнением:

$$\omega_w\ (k_w)=\sqrt{gk_w+\alpha\, k_w^{\ 3}/\rho} \ , \tag{1.10}$$

где $\alpha$ -коэффициент поверхностного натяжения, $\rho$- плотность жидкости, g – ускорение свободного падения. В силу этой связи частотный спектр может быть пересчитан через пространственный спектр. Например, для гравитационного диапазона ($\omega_w^2=gk_w$)

$$\Psi(\omega_w)=\frac{2\omega_w^{\ 3}}{g^2}\int_0^{2\pi}\Phi(k_w,\varphi)d\varphi \ , \tag{1.11}$$

где $\varphi$ -полярный угол на плоскости волновых чисел, отсчитываемый обычно от направления противоположного ветру. Таким образом, спектр частот (1.11) представлен в виде интеграла по всем направлениям волн при постоянном значении волнового числа.

Спектры волнения формируются несколькими механизмами (ветровое давление, вязкие напряжения, нормальное давление, взаимодействие волн и др.), каждый из которых может превалировать в той или иной области волновых масштабов (гравитационный, гравитационно-капиллярный, капиллярный).

Для развитого морского волнения Пирсоном [13] предложено следующее выражение для пространственного спектра в различных интервалах волновых чисел:

$$F_1(k_w)=\frac{a}{k_w^{\ 3}}\exp[\frac{-0.74g^2}{k_w^{\ 2}V^4(u_*)}], \quad 0<k_w<k_1=\frac{k_2u_{*m}^{\ 2}}{u_*^{\ 2}},$$
$$F_2(k_w)=a\Big/(k_1^{\frac{1}{2}}k_w^{\frac{5}{2}}), \qquad k_1<k_w<k_2=0.359\ ,$$
$$F_3(k_w)=F_4(k_3)(k_w/k_3)^q \qquad k_2<k_w<k_3=0.942, \tag{1.12}$$

$$F_4(k_w)=0.875(2\pi)^{p-1}\frac{g+3gk_w^{\ 2}/13.177}{(gk_w+gk_w^{\ 3}/13.177)^{(p+1)/2}}, \quad k_3<k_w<k_4\ ,$$
$$F_5(k_w)=1.473\times10^{-4}u_*^{\ 3}k_m^{\ 6}/k_w^{\ 9}, \qquad k_4<k_w,$$

где $k_m$=3.63 см $^{-1}$,

$q=\log[F_2(k_2)/F_4(k_3)]/\log[k_2/k_3)]$ ,

$p=5.0-\log u_*$ .

Скорость ветра U на высоте z связана с динамической скоростью $u_*$ и высотой шероховатости $z_0$ следующим образом:

$$U(u_*) = (u_* / 0.4)\ln(z / z_0), \text{ см /сек} \tag{1.13}$$

$$z_0 = 0.684/u_* + 4.28\times10^{-5}u_*^{\ 2} - 4.43\times10^{-2},$$

$$u_{*m} = 12 \text{ см /сек.}$$

Как видно из (1.12), спектр связан непосредственно со скоростью ветра U лишь в своей самой длинноволновой части $F_1$. В коротковолновых интервалах 2 и 3 спектры не зависят от скорости, от нее зависит лишь граница интервала $k_1$. Это равновесные спектры, в формировании их существенную роль играет устойчивость водной поверхности к обрушению. В формировании спектров более коротких волн существенную роль уже играют вязкие напряжения. Поэтому зависимости спектров $F_4$ и $F_5$ от динамической скорости достаточно сильные. На рис.1.2 приведена зависимость скорости ветра на высоте 19.5 м от динамической скорости.

Для коротковолновой части $F_4(k_w)$ спектра Пирсона может быть использовано более простое выражение [14,15]

$$F_4(k_w) = 0.875(2\pi)^{p-1}\frac{(1+3k_w^{\ 2}/k_m^{\ 2})g^{(1-p)/2}}{[k_w(1+k_w^{\ 2}/k_m^{\ 2})]^{(1+p)/2}} \tag{1.14}$$

Графики этой зависимости для различных значений скорости ветра на высоте 19.5 м представлены на рис 1.3 .

Важной для рассеяния радиоволн характеристикой является средний квадрат наклона взволнованной поверхности ζ (x,y) как функции скорости ветра [12].

$$\overline{\nabla\zeta^2} = B\lg\frac{k_\nu V^2}{g} \quad , \tag{1.15}$$

где $B=0.46\cdot10^{-2}$ , $k_\nu$ -волновое число "вязкого обрезания". На рис.1.4 представлены зависимости среднего квадрата наклона поверхности от скорости ветра. Кривая 1 и светлые кружки соответствуют формуле (1.15) и эксперименту на чистой поверхности. Кривая 2 и темные точки – поверхности загрязненной плотной пленкой [16]. Средний угол наклона взволнованной поверхности растет с увеличением скорости ветра и достигает примерно $13^0$.

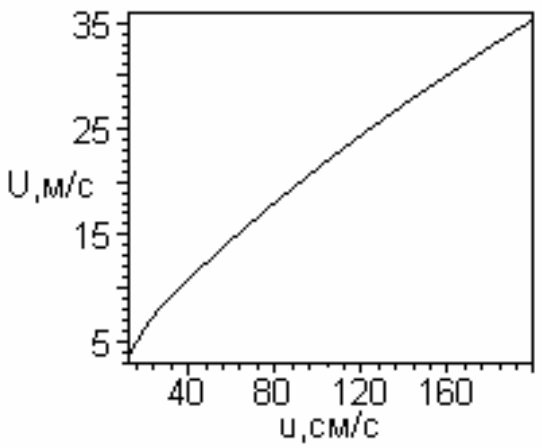



Рис.1.2. Зависимость скорости приводного ветра на высоте 19,5 м от динамической скорости.

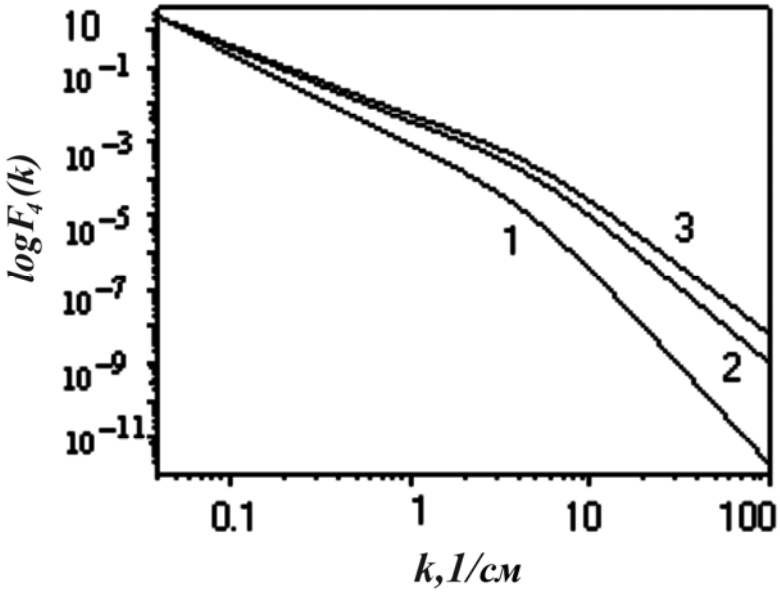
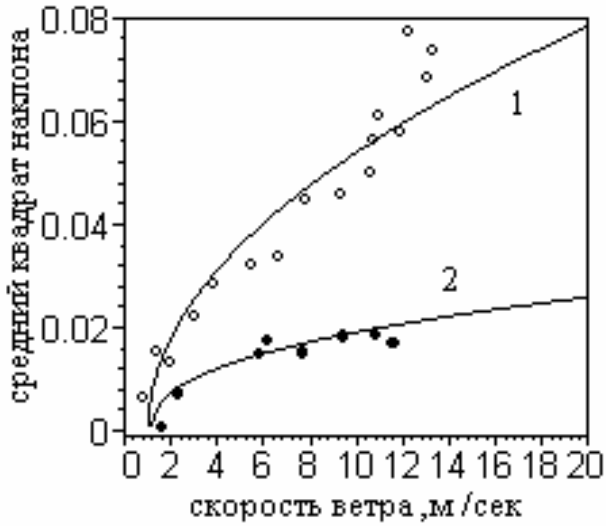



Рис.1.3. Коротковолновая часть спектра морского волнения при различной скорости ветра на высоте 19,5 м; 1 - 4 м/с; 2 – 20 м/с; 3 – 30 м/с.




.

Рис. 1.4. Зависимость среднего квадрата наклона взволнованной морской поверхности от скорости ветра.

Более детальное представление о наклонах поверхностных волн можно составить с помощью плотности вероятности тангенсов углов наклона γ [12]:

$$W(\vec{V};\gamma_x,\gamma_y)=\frac{1}{2\pi\sqrt{\overline{\gamma_x^{\,2}}\;\overline{\gamma_x^{\,2}}}}\exp\left(-\frac{\gamma_x^{\,2}}{\overline{\gamma_x^{\,2}}}-\frac{\gamma_x^{\,2}}{\overline{\gamma_x^{\,2}}}\right), \qquad (1.16)$$

где $\overline{\gamma_x^{\,2}}$ и $\overline{\gamma_x^{\,2}}$ - дисперсии тангенсов углов наклона в направлении ветра (x) и перпендикулярно ему (y) . Они вычисляются по спектру волнения F ($k_w$,U,φ) следующим образом :

$$\overline{\gamma_x^{\,2}} = \int_{-\pi/2}^{\pi/2} d\varphi \cos^2\varphi \int_0^{k_{\max}} F(k_w, V.\varphi) k_w^{\,2} dk_w,$$
$$\overline{\gamma_y^{\,2}} = \int_{-\pi/2}^{\pi/2} d\varphi \sin^2\varphi \int_0^{k_{\max}} F(k_w, V.\varphi) k_w^{\,2} dk_w, \qquad (1.17)$$

где угол φ отсчитывается, как уже указывалось, от направления противоположного ветру.

В предыдущих рассуждениях (формула (1.7) и ниже) предполагалось, что осреднение проводится по статистическому ансамблю случайных поверхностей, т.е. по совокупности всех поверхностей, способных реализоваться в рассматриваемых условиях (теоретическое осреднение). Такое осреднение должно производиться с помощью функционала плотности вероятности, описывающего вероятность одновременного появления всех точек поверхности [17]. Определение его даже в самых простых ситуациях является чрезвычайно сложной математической задачей. Для условий реальных экспериментов необходимые для осреднения функционалы плотности вероятности неизвестны. Поэтому на практике обычно используется осреднение эмпирических данных по некоторому интервалу времени, пространства или более общее пространственно-временное осреднение:

$$\overline{f(\vec{r},t)} = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_{-\infty}^{\infty} f(\vec{r}-\vec{\xi}, t-\tau)\, P(\vec{\xi},\tau)\, d^3\xi\,, \qquad (1.18)$$

где $P(\vec{\xi},\tau)$-некоторая весовая функция, удовлетворяющая условию нормировки:

$$\int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_{-\infty}^{\infty} P(\vec{\xi},\tau)\, d^3\xi = 1\,. \qquad (1.19)$$

Если функция $P(\vec{\xi},\tau)$ отлична от нуля только в некоторой четырехмерной области и принимает внутри ее постоянное значение, то (1.18) превращается в простое осреднение по конечной пространственно-временной области. Например, для непрерывного облучения морской поверхности

$$P(\vec{\xi},\tau) = \begin{cases} \dfrac{1}{L_x L_y} & ,\vec{\xi} \in \Sigma \quad , \\ 0 \quad , & \vec{\xi} \notin \Sigma \quad , \end{cases} \qquad (1.20)$$

где Σ - "освещенная "область морской поверхности, размеры которой $L_x$ и $L_y$ определяются диаграммой направленности. Формула (1.18) принимает при этом вид:

$$\overline{f(x,y)} = \frac{1}{L_x L_y} \int_{-L_x/2}^{L_x/2} d\xi_x \int_{-L_{yx}/2}^{L_{yx}/2} f(x+\xi_x, x+\xi_y)\, d\xi_y \qquad . \qquad (1.21)$$

При замене теоретического осреднения по ансамблю реализаций практическим осреднением по пространству-времени предполагается, что практические средние стремятся к теоретическим при неограниченном увеличении пространственно-временного интервалов. Справедливость такого утверждения в некоторых специальных случаях может быть строго доказана (эргодическая теорема Биркгофа), в большинстве же случаев принимается в качестве правдоподобной гипотезы ( эргодическая гипотеза) [17].

Согласно практическому осреднению флуктуации некоторой функции определяются как

$$\tilde{f}(\vec{r},t) = f(\vec{r},t) - \tilde{f}(\vec{r},t)\,. \qquad (1.22)$$

Согласно этому определению

$$\overline{\widetilde{f}(\vec{r},t)} = 0\,. \qquad (1.23)$$

Практическое осреднение (1.21), производимое радиолокатором по освещенной морской поверхности, вносит некоторые изменения в общие теоретические представления. Это можно проследить на примере одномерного волнения, используя для представления морской поверхности интеграл Фурье – Стильтьеса (1.11). Согласно (1.21)

$$\overline{\varsigma\,(x)} = \int_{-\infty}^{\infty} A(k_w)\exp(ik_w x)dk_w\ \left(\frac{1}{L}\int_{-L/2}^{L/2}\exp(ik_w\xi)\,d\xi\right) =$$

$$\int_{-\infty}^{\infty} A(k_w)\exp(ik_w x)\frac{\sin k_w L/2}{k_w L/2}dk_w \ \approx \int_{-\frac{2\pi}{L}}^{\frac{2\pi}{L}} A(k_w)\exp(ik_w x)dk_w\ . \qquad (1.24)$$

Видно, средняя поверхность для радиолокатора представляет собой совокупность морских волн с длинами большими ширины освещенного пятна

$$\lambda > L\,. \qquad (1.25)$$

Флуктуации же высоты поверхности, согласно (1.10), определяются волнами с длинами, меньшими ширины освященного пятна

$$\lambda < L\,. \qquad (1.26)$$

Таким образом, осреднение, проводимое автоматически радиолокатором по площади освященного пятна морской поверхности, разделяет морское волнение на две части - среднюю и флуктуирующую. Если в спектре морского волнения присутствуют только волны с длинами меньшими характерного размера освященного пятна, то радиолокатор воспринимает морскую поверхность как плоскость, т.к.

$$\varsigma\,(x,y,t) = \widetilde{\varsigma}\,(x,y,t) \quad \text{и} \quad \overline{\varsigma\,(x,y,t)} = 0\,. \qquad (1.27)$$

Для достаточно сильного развитого морского волнения, в спектре которого присутствуют морские волны с длинами большими ширины освященного пятна, морская поверхность будет восприниматься радиолокатором в виде суммы средней и флуктуирующей частей:

$$\varsigma(x,y,t) = \overline{\varsigma(x,y,t)} + \widetilde{\varsigma}(x,y,t)\,. \qquad (1.28)$$

Поскольку максимум в спектре морского волнения расположен в низкочастотной его части, то высота крупных волн, определяющих среднюю поверхность, существенно больше высот более мелких волн, определяющих ее флуктуационную часть

$$\left|\overline{\varsigma(x,y,t)}\right| >> \left|\widetilde{\varsigma}(x,y,t)\right|\,. \qquad (1.29)$$

Это обстоятельство также существенно при построении теории рассеяния радиоволн морской поверхностью.

**Рассеяние радиоволн морской поверхностью.**

Теория рассеяния радиоволн морской поверхностью существенно опирается на ряд общих закономерностей теории поля. Согласно принципу Гюйгенса каждая точка отражающей поверхности является источником вторичной расходящейся сферической волны [18]. Условия, при которых вторичные волны будут складываться синфазно в точке наблюдения, существенно зависят от характера шероховатости и искривления поверхности.

а) <u>Пологие неровности (рассеяние Кирхгофа).</u>

Падающая волна будет воспринимать искривленную поверхность как локальную плоскость, если характерный радиус кривизны ее $R_k$ превышает размер первой зоны Френеля, т.е.

$$R_k >> \frac{1}{\cos\theta_0}\sqrt{\frac{\pi R_0 R}{k(R_0+R)}} \quad . \qquad (1.30)$$

Здесь $\theta_0$ угол падения, отсчитываемый от локальной вертикали, $k = 2\pi / \lambda$– волновое число радиоволны длины $\lambda$, $R_0$ и $R$ - расстояния от точки отражения до источника излучения и точки наблюдения , соответственно. Рассеяние радиоволны в этих условиях будет близко к зеркальному с углом падения равным углу отражения. Обратное отражение радиоволны при этом для морского волнения возможно лишь при достаточно малых углах падения, т.к. углы наклона волн, как показано ранее, не превышают $10^0$ --$15^0$ .

б) Малые шероховатости (резонансное рассеяние).

Под малыми шероховатостями понимают шероховатости, размеры которых сравнимы или меньше длины радиоволны. Картина рассеяния на них уже не может быть выяснена в рамках геометрической оптики. Здесь должна быть использована теория дифракции.

Шероховатая морская поверхность может быть представлена как набор плоских дифракционных решеток со "штрихами", случайное пространственное распределение высот которых по периодам характеризуется спектром морского волнения. Радиоволны, рассеянные двумя соседними штрихами одного периода будут складываться в удаленной точке наблюдения синфазно, если полная разность набега их фаз будет кратна длине радиоволны [19]. Например, в случае, когда источник излучения, точки наблюдения и отражения лежат в координатной плоскости X , это условие выглядит следующим образом:

$$\lambda_w(\sin\theta_0 - \sin\theta) = n\lambda, \quad n = 0,1,2... \quad , \qquad (1.31)$$

где $\theta_0$ и $\theta$ - соответственно, углы падения и отражения, отсчитываемые от нормали к срединной плоскости, $\lambda_w = 2\pi/k_w$ – пространственный период рассеивающей решетки. Видно, что при фиксированных положениях передатчика и приемника радиоволна как бы сама выбирает из спектра морского волнения волны строго определенной длины. Такое рассеяние называется резонансным или Брегговским.

Следует обратить внимание на то, что резонансное условие (1.31) на самом деле векторное. Им выбирается не только длина морской волны, но и направление ее фронта. В данном случае фронт волны ортогонален оси X. Резонансные волны в свою очередь "изрезаны" вдоль фронта возвышениями и впадинами случайным образом, поэтому суммарное поле, принятое приемником со всего освещенного пятна (среднее поле) будет равняться нулю. Интенсивность излучения, рассеянного резонансными волнами, определяется одновременно синфазными электрическим и магнитным полями и будет отлична от нуля, поскольку не чувствует знака отклонения поверхности от плоскости.

Значение n=0 в формуле (1.31) соответствует зеркальному отражению от срединной плоскости Z =0, не зависящему от длины радиоволны. Значение n =1 соответствуют главному дифракционному максимуму, который по интенсивности сильно преобладает над максимумами более высоких порядков и поэтому (1.31) практически эквивалентно следующему:

$$\lambda_w(\sin\theta_0 - \sin\theta) = \lambda \quad . \qquad (1.32)$$

Для обратного рассеяния $\theta = -\theta_0$ из (1.32) получаем:

$$\lambda_w = \lambda / 2\sin\theta_0 . \qquad (1.33)$$

Индикатриса рассеяния радиоволн на малых шероховатостях морской поверхности зависит от вида спектра морского волнения. Гравитационно-капиллярная часть спектра морского изотропна, поэтому рассеяние на таких волнах будет диффузным, так как для любых углов падения и рассеяния радиоволн здесь всегда найдутся резонансные гармоники.

в) Малые шероховатости на пологой неровности (двухмасштабное рассеяние).

Эта ситуация, как уже отмечалось ранее, соответствует случаю, когда в спектре морского волнения имеются волны с длинами сравнимыми или большими размера "освещенного" пятна на поверхности. Индикатриса рассеяния такой поверхности будет состоять из двух частей: узко направленного зеркального луча и диффузной части резонансно рассеянного поля. В отличие от шероховатой плоскости углы падения и рассеяния должны отсчитываться теперь не от вертикали, а от локальной нормали. Механизм зеркального отражения (рассеяние Кирхгофа) будет преобладать в области малых углов падения ($\sim 10^0 \div 15^0$), определяемой углами наклона крупных волн. Механизм резонансного рассеяния будет основным во всей остальной области углов падения, за исключением малых углов скольжения, где рассеивающими элементами являются уже гребни волн, брызги, существенен учет затенения поверхности [8]. Этот случай скользящего падения радиоволн рассматриваться здесь не будет, т.к. он не характерен для дистанционного зондирования морской и земной поверхности с помощью аэрокосмических систем.

При исследовании рассеяния радиоволны на случайной поверхности с неровностями двух типов – "мелкой ряби" и крупных волн (с радиусами кривизны, превышающими первую зону Френеля), применяют теорию возмущений в комбинации с методом касательной плоскости [8,20]. Морскую поверхность представляют в этом случае в виде суммы средней поверхности S с наложенными на нее малыми случайными шероховатостями $\varsigma(\vec{r})$. Нормальные отклонения - $\varsigma(\vec{r})$ и наклоны - $\vec{\gamma}(\vec{r}) = \vec{\nabla}\varsigma$ шероховатостей относительно средней поверхности S считаются достаточно малыми

$$(k\bar{h})^2 << 1, \qquad |\gamma|^2 << 1,$$

($\bar{h}$ -среднеквадратичная высота шероховатостей). Для отражающей среды с достаточно большой комплексной диэлектрической проницаемостью (КДП) на поверхности считаются выполненными приближенные краевые условия Леонтовича [8].

Интенсивность рассеянного назад радиоизлучения, являющегося по своему характеру резонансным, описывают матрицей удельных эффективных поверхностей рассеяния (УЭПР) определяющейся как

$$\sigma_{P_i P_j}^{P_0} = \left\langle E_{P_i}^{P_0} E_{P_j}^{P_0} \right\rangle R^2 / D\,(E_0^{P_0})^2 , \qquad (1.34)$$

где D- площадь облучаемой поверхности, R – расстояние до излучателя, $\vec{P}_0$ и $\vec{P}_j$ – векторы поляризации падающей и рассеянной в направлении j волн, $E_0^{\vec{P}_0} = (\vec{E}_0\,\vec{P}_0)$ – напряженность электрического поля падающей волны. Угловые скобки означают усреднение по углам наклона крупных волн.

Если i=j и вектор $\vec{P}_0$ параллелен $\vec{P}_i$ ,то принимаемое излучение обладает той же поляризацией, что и падающее. Если i =j и $\vec{P}_0 \perp \vec{P}_j$, то принимается излучение с поляризацией ортогональной поляризации падающей волны. Элементы матрицы

УЭПР при i ≠ j определяют взаимную корреляцию компонент рассеянного излучения с ортогональными поляризациями.

Окончательное выражение для матрицы УЭПР имеет следующий вид [8]:

$$\sigma_{P_iP_j}^{P_0} = \left\langle \frac{2(kl)^2(k\bar{h})^2}{\pi} \Gamma_{P_iP_j}^{P_0} S(q_\perp) \right\rangle \quad . \tag{1.35}$$

Здесь $\bar{h}, l$ – соответственно среднеквадратичная высота и масштаб корреляции мелких шероховатостей, $S(q_\perp)$ – их спектр высот,

$$q_\perp = 2\,k\sin(\theta_0+\gamma) \tag{1.36}$$

проекция вектора рассеяния на плоскость касательную средней поверхности. В (1.36) обозначен через γ - угол наклона крупной волны, через $\theta_0$ – угол падения радиоволны,

$$\begin{aligned}\Gamma_{P_iP_j}^{P_0} = &\left\{\left(\frac{a}{a+b}\right)^2(\vec{P}_0\vec{P}_i) + 2\,(\tilde{\varepsilon}-1)\frac{a^2}{(a+b)(b+a\tilde{\varepsilon})}(\vec{n}\vec{P}_i)(\vec{n}\vec{P}_0)\right\}\times \\ &\times\left\{\left(\frac{a}{a+b}\right)^2(\vec{P}_0\vec{P}_j) + 2\,(\tilde{\varepsilon}-1)\frac{a^2}{(a+b)(b+a\tilde{\varepsilon})}(\vec{n}\vec{P}_j)(\vec{n}\vec{P}_0)\right\},\end{aligned} \tag{1.37}$$

где a– проекция нормали к средней поверхности на направление обзора, $\tilde{\varepsilon}$ – КДП отражающей среды, $b = \sqrt{\tilde{\varepsilon}-1+a^2}$ .

Для наиболее распространенного на практике случая вертикальной поляризации падающей и отраженной волн, используемых, например, в радиолокаторах бокового обзора (РБО) ИСЗ типа «Космос-1500» / «Сич–1/1М»:

$$(\vec{P}_0\vec{P}_i) = (\vec{P}_0\vec{P}_j) = 1, \qquad (\vec{n}\vec{P}_i) = (\vec{n}\vec{P}_j) = (\vec{n}\vec{P}_0)$$

и из (1.30),(1.32) получаем:

$$\Gamma_\perp = \left\{\left(\frac{a}{a+b}\right)^2 + 2\,(\tilde{\varepsilon}-1)\frac{a^2}{(a+b)(b+a\tilde{\varepsilon})}(\vec{n}\vec{P}_0)^2\right\}^2 \tag{1.38}$$

и

$$o_\perp = \left\langle \frac{2(kl)^2(k\bar{h})^2}{\pi} \Gamma_\perp S(q_\perp) \right\rangle \quad . \tag{1.39}$$

Усреднение в (1.35) и далее по углам наклона крупных волн в пределах облучаемой площадки, производимое приемником, эквивалентно интегрированию с некоторой функцией распределения (см.1.16). Поэтому усредненные значения матрицы УЭПР можно найти с помощью теоремы о среднем [8]. Кроме того, поскольку углы наклона крупных волн не велики (см. рис.1.4), то при достаточно больших углах падения ими можно пренебречь, не совершая большой ошибки.

При углах падения, близких к вертикальным, УЭПР определяется, как уже отмечалось ранее, зеркальным отражением от элементов крупных волн (рассеяние Кирхгофа) [8]:

$$\sigma_K = \frac{|N_0|^2|\vec{q}|^4}{4q_z^4} W(\vec{V};\gamma_x,\gamma_y) \ , \tag{1.40}$$

где $N_0$ – френелевский коэффициент отражения радиоволны от плоскости z = 0 при вертикальном падении [8], $W(\vec{U};\gamma_x,\gamma_y)$– двумерное распределение плотности вероятности углов наклона крупных волн (см.1.16) , $\vec{q} = k_E\vec{n}$ , $\vec{n}$ – единичный вектор

в направлении падения радиоволны, $q_z$ и $q_\perp$ –его проекции, соответственно, на вертикаль (ось Z) и плоскость XOY:

$$q_z = k\cos\theta_0, \quad q_x = k\cos\theta_0\cos\varphi, \quad q_y = k\cos\theta_0\sin\varphi,$$

где угол $\varphi$ отсчитывается от оси X, направленной в сторону противоположную ветру.

Удельные поперечники рассеяния (1.35), (1.39), (1.40) зависят от целого ряда параметров характеризующих рассеивающую среду (не только море): комплексной диэлектрической проницаемости, пространственных спектров неровностей и др. и являются источниками информации о свойствах рассеивающей среды в экспериментах по дистанционному зондированию. При этом уравнениями для определения неизвестных параметров среды будут являться выражения (1.35), (1.39), (1.40), если левые части в них известны из эксперимента.

Однако, задача восстановления тех или иных параметров рассеивающей среды не является простой, прежде всего, из-за многопараметричности. Каждая конкретная диагностическая ситуация обладает своей спецификой и должна обеспечиваться своей конкретной экспериментальной схемой. В качестве общего здесь можно высказать лишь одно соображение – эксперимент должен давать столько уравнений (значений УЭПР), сколько неизвестных параметров среды определяется. Этому условию обычно можно удовлетворить, используя многочастотную или многолучевую съемку одного и того же участка местности.

## § 1.2 Влияние пленок поверхностно-активных веществ на рассеивание радиоволн морской поверхностью

Одной из важнейших задач мониторинга морской поверхности средствами дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) является в настоящее время задача оперативного обнаружения и определения параметров «пятен» разлитых на ней поверхностно-активных веществ. Эти вещества могут иметь самую разную природу, однако наиболее опасным загрязнителем в настоящее время является сырая нефть и продукты ее переработки. Действительно, объемы добычи нефти на морском шельфе достигают десятков миллионов тонн в год и непрерывно растут, миллионы тонн нефти транспортируются морским путем, и эти перевозки также непрерывно увеличиваются. Как при добыче, так и при морской транспортировке нефти и продуктов ее переработки, достаточно часто случаются аварии и катастрофы, приводящие к тому, что до полумиллиона тонн нефтепродуктов в год выливается на морскую поверхность. Эти разливы наносят непоправимый экологический вред как морской флоре и фауне, так и морскому побережью самых различных стран. У всех в памяти страшные экологические катастрофы, вызванные авариями танкеров с нефтью возле побережья Канады, Франции и Испании и во множестве других мест. И поскольку маловероятно, что в ближайшее время удастся существенно уменьшить вероятность таких катастроф, то на первый план выходят задачи совершенствования методов и средств борьбы с разливами нефтепродуктов. При этом важнейшей становится задача оперативного обнаружения таких разливов и определения их параметров – объемов разлитой нефти, площади пятна, направления и скорости их перемещения и т.п.

Хорошо известно, что наиболее эффективными средствами оперативного обнаружения разливов нефтепродуктов на морской поверхности являются аэрокосмические радиолокационные системы ДЗЗ. Они надежно обеспечивают обнаружение разливов независимо от условий освещенности, днем и ночью, в любых самых удаленных районах Мирового океана. Первоначально они обеспечивают обнаружение и оценку площади пятна-слика (т.е. зоны гашения морского волнения под действием ПАВ) и, при повторных наблюдениях, направление и скорость его перемещения. Более сложным и нерешенным до настоящего времени является вопрос количественного определения толщины пленки и, соответственно, объема разлитого вещества.

Материалы настоящего раздела и посвящены теоретической разработке способов решения этой задачи радиолокационными средствами.

### Теория «радиолокационного контраста» сликов, вызванных пленками поверхностно-активных веществ.

Гасящее действие пленок поверхностно - активных веществ (ПАВ) на морское волнение известно очень давно (например [21]). Первое теоретическое описание влияния мономолекулярной пленки на поверхностные волны выполнил О. Рейнольдс в 1880 г. (см. [22]). Им был вычислен коэффициент затухания волны под пленкой, способной только изгибаться, но не растягиваться (так называемая нерастяжимая пленка). Как и следовало ожидать, он оказался зависящим только от одного параметра пленки – коэффициента поверхностного натяжения $\alpha_1 = \alpha_1(c_1, T)$ (где $c_1$ и T, соответственно, концентрация и температура ПАВ), определяющего ее вертикальные движения. Выражение для этого коэффициента затухания вошло в литературу по теории и практике морского волнения (см. например [12]), а затем и в

литературу по дистанционному радиозондированию морской поверхности (например [23]). Точная теория взаимодействия поверхностных волн с мономолекулярной пленкой ПАВ с учетом ее растяжения была построена В.Г. Левичем [24]. Им было показано, что коэффициент затухания волны определяется не только коэффициентом поверхностного натяжения, но и поверхностной активностью пленки $p=(c_1/\alpha_1)(\partial\alpha_1/\partial c_1)$, называемой также ее упругостью. Компьютерный анализ зависимости точного коэффициента затухания от длины поверхностной волны, проведенный в [25], показал, что приближение “нерастяжимой пленки”, которое упоминалось выше, в условиях реального загрязнения морской поверхности (типы веществ, их состояние) не выполняется даже для самых коротких капиллярных волн. Теория радиолокационного контраста морского волнения при наличии пленки ПАВ, построенная с использованием коэффициента затухания Левича, показала хорошее соответствие с данными экспериментов для чистых (однокомпонентных) ПАВ [25]. Сравнение же с данными экспериментов по многочастотному радиолокационному зондированию загрязнения морской поверхности нефтью выявило систематическое расхождение между теорией и экспериментом для волн капиллярного и капиллярно-гравитационного диапазонов, увеличивающееся с уменьшением длины волны [26].

Как известно [27], нефть состоит из смеси различных углеводородов. В отличие от чистых ПАВ, смеси не растекаются по поверхности воды до мономолекулярных слоёв (толщиной $h \sim 10^{-6}$-$10^{-8}$ см), а способны образовывать устойчивые стационарные пленки с толщинами порядка долей миллиметра [28, 29]. Такие пленки представляет собой уже макроскопические слои объемной фазы вещества, покрытые мономолекулярным слоем одной из компонент ПАВ, находящегося в поверхностной фазе. Концентрация этой поверхностной фазы – $c_1$ и определяет величину коэффициента поверхностного натяжения пленки $\alpha_1$. Объемный же слой состоит из десятков и сотен тысяч мономолекулярных слоев, которые могут двигаться относительно друг друга, создавая различные макроскопические движения, в том числе и волновые. Толщина пленки при этом может считаться конечной в гидродинамическом смысле, если она сравнима с поперечным масштабом какого-либо типа движения (в нашем случае волнового). В веществе пленки, как и в любой другой слабовязкой несжимаемой среде, существуют два типа поверхностных волн: потенциальная, затухающая вглубь с масштабом $L \sim \lambda_w$, где $\lambda_w$ -длина поверхностной волны и вихревая, затухающая вглубь с масштабом $\delta_w = (2\nu_1 / \omega_w)^{1/2}$, где $\nu_1$ –коэффициент кинематической вязкости ПАВ, $\omega$ -частота поверхностной волны [30]. При изменении длины поверхностной волны от 0.1 см до 100 см глубина вязкого волнового слоя изменяется от сотых до десятых долей сантиметра. Поэтому в нефтяных пленках уже возможно возникновение вязкого волнового движения и учет влияния пленки на морское волнение должен производиться с учетом их толщины [31, 32].

Рассмотрим следующие случаи:

Жидкость плотности $\rho$ занимает полупространство $z \le 0$ (море), плоскость z=0 соответствует невозмущенной поверхности моря, координаты x,y описывают положение точки на ней. Часть поверхности моря покрыта пленкой ПАВ равновесной толщины $h_0$. Поверхность моря находится под действием турбулентного ветра, который будет характеризоваться средней скоростью V и случайным полем давления $P_V$. Задача состоит в определении влияния пленки на радиолокационный коэффициент контрастности (в дальнейшем контраст) $K = W_S / W_O$, представляющий собой отношение мощностей сигналов, отраженных

загрязненным — $W_S$ и чистым — $W_O$ участками моря. Введя в рассмотрение удельную эффективную площадь рассеяния (УЭПР) — $\sigma^0$ [26], придем к следующей формуле для контраста:

$$K = \sigma_S^0 / \sigma_O^0 \ , \tag{1.41}$$

В условиях резонансного рассеяния ($\theta \neq 0$, $\pi/2$) выражение для него имеет следующий вид [25]:

$$K = F(k_w, V) / F_0(k_w, V) \tag{1.42}$$

Таким образом, влияние пленки на затухание поверхностных волн и радиолокационный контраст морского волнения, определяется отношением пространственного спектра волн F ($k_w$,V) на загрязненном участке моря к пространственному спектру волн $F_0$ ($k_w$, V) чистого моря.

Рассмотрим движение жидкости и поверхностно-активного вещества в плоской поверхностной волне с волновым вектором $\vec{k}_w$. Условимся в этом разделе для упрощения громоздких формул обозначать волновое число поверхностной волны буквой k без индекса, а волновое число радиоволны буквой $k_E$. Направим ось x вдоль $\vec{k}$, ось y - вдоль гребня волны. В этой системе координат свойства движения не зависят от y, отсутствует и компонента скорости движения вдоль гребня волны. Волновое движение малой амплитуды в жидкости будет описываться следующей системой уравнений:

$$\frac{\partial}{\partial t}\vec{u} = -\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}P + \nu\Delta\vec{u}, \quad div\vec{u} = 0, \tag{1.43}$$

$$\vec{P} = P + \rho g z, \qquad \vec{u}\{u_x, 0, u_z\}, \qquad \nu = \mu/\rho .$$

Здесь P- давление, g-ускорение свободного падения, $\vec{u}$ и $\mu$, соответственно, скорость и коэффициент вязкости жидкости. Возмущения ее поверхности $\varsigma$ вызываются при этом нормальной компонентой скорости

$$\frac{\partial\varsigma}{\partial t} = u_z \ , \text{ при z=0 .} \tag{1.44}$$

В глубине жидкости возмущения полей скорости и давления должны исчезать.
Движение вещества в пленке ( 0<z<h) описывается следующими уравнениями

$$\frac{\partial\vec{v}}{\partial t} = -\vec{\nabla}\widetilde{P}_1 + \nu_1\Delta\vec{v}, \quad div\,\vec{v} = 0, \tag{1.45}$$

где

$$\widetilde{P}_1 = P_1 + \rho_1 g\, z, \qquad \vec{v}\{v_x, 0, v_z\} \ .$$

В дальнейшем будем считать, что равновесная толщина пленки $h \leq \delta << \lambda$. В этом случае изменение полей по толщине пленки происходит гораздо сильнее, чем вдоль поверхности и уравнения движения могут быть упрощены:

$$\frac{\partial v_x}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_1}\frac{\partial\widetilde{P}_1}{\partial x} + \nu_1\frac{\partial^2 v_x}{\partial z^2}, \quad \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial\widetilde{P}_1}{\partial z} = 0, \ \widetilde{P}_1 = \widetilde{P}_1 + \rho_1 g\, z \ . \tag{1.46}$$

Эти уравнения есть полный аналог уравнений пограничного слоя [33].

На верхней границе пленки h=h(x,t), форма которой также подлежит определению, должны выполняться условия непрерывности нормальной и тангенциальной компонент напряжений с учетом поверхностного натяжения и тангенциальной силы

$$\vec{F} = \vec{\nabla}\alpha = \frac{d\alpha}{dc}\vec{\nabla}c, \qquad (1.47)$$

возникающей в пленке при деформации [24]. В обычных предположениях волновой теории [12] эти условия задаются на равновесной поверхности при $z=h$. В итоге имеем ($P_V$ – пульсация давления турбулентного ветра)

$$P_1 + \alpha_1 \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} - 2\mu_1 \frac{\partial v_z}{\partial z} = P_V \ ,$$
$$\mu_1\left(\frac{\partial v_x}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial x}\right) + \frac{d\alpha_1}{dc_1}\frac{\partial c_1}{\partial x} = 0 \quad . \qquad (1.48)$$

К этим условиям следует добавить еще уравнение баланса концентрации поверхностной фазы ПАВ

$$\frac{\partial c_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(c_0 v_x) = 0, \qquad \text{при } z=h \ , \qquad (1.49)$$

где $c_0$=const - невозмущенная концентрация поверхностной фазы пленки и уравнение для ее возмущенной свободной поверхности

$$\frac{\partial h}{\partial t} = v_z \qquad \text{при } z=h \quad . \qquad (1.50)$$

На нижней равновесной границе пленки z=0 скорости движения ПАВ и воды, а также поверхностные напряжения в них должны быть непрерывны:

$$u_x = v_x, \ u_z = v_z \quad ,$$
$$\mu\left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x}\right) = \mu_1\left(\frac{\partial v_x}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial x}\right),$$
$$P + \alpha\frac{\partial^2 \varsigma}{\partial x^2} + 2\mu\frac{\partial u_z}{\partial z} = P_1 - 2\mu_1\frac{\partial v_z}{\partial z}, \qquad (1.51)$$

где $\alpha$ - коэффициент поверхностного натяжения на границе двух жидких сред. В (1.51) отсутствует поверхностная сила упругости, т.к. поверхностный слой на границе двух объемных конденсированных фаз находится в состоянии насыщения, когда углеводородные цепи молекул ПАВ ориентированы нормально к поверхности [21]. На диаграмме состояния (изотерме Ленгмюра) [21] этому состоянию соответствует участок, где $d\alpha / dc = 0$ и, следовательно, упругой силы (1.47) нет.

В дальнейшем нас будет интересовать установившееся под действием ветра волнение. Применяя к системе (1.43)-(1.51) преобразование Лапласа по времени и преобразование Фурье по координате x, найдем для спектральных амплитуд полей (множитель exp(-i $\varpi t + ikx$) ниже опущен, $\varpi$- комплексный спектральный параметр): В жидкости ($-\infty < z < \zeta$) **:**

$$u_x = u_1 e^{kz} + u_2 e^{-mz}, \qquad u_z = -i\left(u_1 e^{kz} - \frac{k}{m}e^{-mz}\right),$$
$$\frac{P}{\rho} = -gz + \frac{\varpi}{k}u_1 e^{kz} \ , \qquad \zeta = \frac{1}{\varpi}\left(u_1 - \frac{k}{\varpi}u_2\right) \quad . \qquad (1.52)$$

Здесь индексами 1 и 2 обозначены величины относящиеся, соответственно, к потенциальной и вихревой волнам, $m = k(1 - i\varpi / \nu k^2)^{1/2}$. Значение корня здесь выбирается так, чтобы обеспечить убывание полей вглубь жидкости.

В пленке ( $\zeta < z < h$) :

$$v_x = \frac{kP_0}{\varpi\rho_1} + v_1 e^{nz} + v_2 e^{-nz} \quad , \quad P_1 = P_0 - \rho_1 gz \quad ,$$

$$v_z = -ik[\frac{kP_0}{\varpi\rho_1} z + \frac{v_1}{n} e^{nz} - \frac{v_1}{n} e^{-nz} + a]$$

$$h = \frac{k}{\varpi}[\frac{kP_0}{\varpi\rho_1} h_0 + \frac{v_1}{n} e^{nh_0} - \frac{v_1}{n} e^{-nh_0} + a] \tag{1.53}$$

где $n = (i-1)/\delta$, $\delta = \sqrt{2\nu_1 / \varpi}$ .

Из (1.53) видно, что величина $\delta$, имеющая размерность длины, является характерным поперечным масштабом затухания и осцилляций вихревого волнового движения в пленке. Для слабозатухающих волн в пленке он будет мал по сравнению с длиной волны, т. к.

$$k\delta = \sqrt{2\nu_1 k^2 / \varpi} = \sqrt{\gamma_1 / \varpi} << 1 \quad , \tag{1.54}$$

где $\gamma_1 = 2\nu_1 k^2$ – коэффициент вязкого затухания волны в ПАВ.

В уравнениях (1.52), (1.53) восемь величин $-u_1, u_2, v_1, v_2, P_0, a, \zeta$ и $h$ являются неизвестными и подлежат определению из краевых условий на равновесных границах пленки и двух уравнений для возмущений границ - (1.43) и (1.50). В итоге придем к следующей системе алгебраических уравнений:

$$\frac{kP_w}{\varpi\rho_1} = \frac{kP_0}{\varpi\rho_1}(1 + i\frac{\gamma_1}{\varpi}) - \frac{\omega^2{}_1}{\varpi} h_0 + i\frac{\gamma_1}{\varpi}(v_1 e^{nh_0} + v_2 e^{-nh_0}),$$

$$h = \frac{k}{\varpi}(\frac{kP_0}{\varpi\rho_1} h_0 + \frac{v_1}{n} e^{nh_0} - \frac{v_2}{n} e^{-nh_0} + a),$$

$$\frac{kP_0}{\varpi\rho_1} + v_1 + v_2 = u_1 + u_2,$$

$$ka + \frac{k}{n}(v_1 - v_2) = u_1 - \frac{k}{m} u_2,$$

$$\zeta = \frac{1}{\varpi}(u_1 - \frac{k}{m} u_2),$$

$$\nu[2ku_1 - u_2(m + \frac{k^2}{m})] = \nu_1 \frac{\rho_1}{\rho}[\frac{n^2 + k^2}{n}(v_1 - v_2) + ak^2], \tag{1.55}$$

$$\frac{\varpi}{k} u_1 - \frac{\omega_-{}^2}{k}\zeta + \frac{i}{k}(\gamma_0 - \frac{\rho_1}{\rho}\gamma_1)(u_1 + u_2) = (\frac{\rho_1}{\rho})(\frac{kP_0}{\varpi\rho_1}),$$

$$v_1 e^{nh_0}(\frac{n}{k} + \frac{k}{n} + i\frac{2\gamma_s}{\gamma_1}) - v_2 e^{-nh_0}(\frac{n}{k} + \frac{k}{n} - i\frac{2\gamma_s}{\gamma_1}) = -\frac{kP_0}{\varpi\rho_1}(kh_0 + i\frac{2\gamma_s}{\gamma_1}) - ka.$$

Здесь $\gamma_0 = 2\nu k^2$ - коэффициент затухания поверхностной волны в воде,

$\omega_{-} = \sqrt{(1-\rho_1/\rho)gk + \alpha k^3/\rho}$ и $\omega_1 = \sqrt{gk + \alpha_1 k^3/\rho_1}$ - частоты волн, соответственно, на поверхности раздела ПАВ – вода и на свободной поверхности ПАВ - воздух. Влияние растяжения пленки в уравнениях (1.55) проявляется через параметр $\gamma_s = p\omega_{c1}{}^2/\varpi$, где p=($c_1/\alpha_1$)($\partial\alpha_1/\partial c_1$) - коэффициент упругости пленки (в дальнейшем - упругость), $\omega_{c1} = \sqrt{\alpha_1 k^3/\rho_1}$ - частота капиллярных поверхностных волн в ПАВ. Наряду с упругостью пленки в уравнения (1.55) входят средняя толщина пленки $h_0$, массовая плотность объемной фазы ПАВ $\rho_1$ и ее коэффициент кинематической вязкости $\nu_1$, определяющий коэффициент затухания $\gamma_1$ и поперечный масштаб $\delta$ изменения поля вязкой волны в пленке. После решения системы (1.55) Фурье - амплитуда $c(\varpi,k)$ концентрации поверхностной фазы на верхней границе пленки найдется по формуле:

$$c(\varpi,k) = c_0 \frac{k}{\varpi}\left(\frac{kP_0}{\varpi\rho_1} + v_1 e^{nh_0} + v_2 e^{-nh_0}\right) \quad , \tag{1.56}$$

следующей из (1.49).

Для рассмотрения случая пленки мономолекулярной толщины в уравнениях (1.55) - (1.56) необходимо провести предельный переход при $h_0/\delta \to 0$ и $k\delta \to 0$ и учесть, что при слиянии двух поверхностей раздела происходит изменение как коэффициента поверхностного натяжения, так и состояния поверхностной фазы.

В итоге задача сведется только к определению поля скорости в жидкости:

$$\frac{u_1}{k}\left(1 - \frac{\omega_0{}^2}{\varpi^2} + \frac{i\gamma_0}{\varpi}\right) + \frac{u_2}{m}\left(\frac{\omega_0{}^2}{\varpi^2} + i\frac{m}{k}\frac{\gamma_0}{\varpi}\right) = \frac{kP_w}{\varpi\rho},$$

$$\frac{u_1}{k}\left[\frac{\gamma_0}{\varpi} + i\frac{\gamma_s}{\varpi}\right] + \frac{u_2}{m}\left[-\frac{\nu(m^2+k^2)}{\varpi} + i\frac{m}{k}\frac{\gamma_s}{\varpi}\right] = 0. \tag{1.57}$$

Здесь $\omega_0 = (gk + \alpha k^3/\rho)^{1/2}$ - частота поверхностных волн в жидкости, $\gamma_s = p\alpha k^3/\rho\varpi$. Спектральные амплитуды возвышения поверхности $\varsigma$ и концентрации с ПАВ на ней находятся затем по формулам:

$$\varsigma = \frac{1}{\varpi}\left(u_1 - \frac{k}{m}u_2\right) \quad , \quad c = c_0\frac{k}{\varpi}(u_1 + u_2) \ . \tag{1.58}$$

Для остальных величин входящих в систему (1.55) и характеризующих движение пленки получим следующие выражения:

$$\frac{kP_0}{\varpi} = \frac{kP_w}{\varpi} + \frac{\omega^2{}_0}{\varpi}\varsigma, \quad ka = \varpi\varsigma \quad , \quad h=\varsigma, \ v_x = u_x\big|_{z=0} \ , v_z = u_z\big|_{z=0} \ . \tag{1.59}$$

Система (1.57) при $P_V = 0$ изучалась в [24] , при $P_V \neq 0$ - в [25].

Система уравнений (1.55) является слишком громоздкой для непосредственного ее решения без поэтапного контроля физического смысла получаемых результатов и сравнения их с известными результатами для пленки нулевой толщины. Поэтому поступим далее следующим образом. Используя условия равенства нормальных давлений на поверхности раздела и тангенциальных сил на свободной поверхности (два последних уравнения системы (1.55)) и исключая из них неизвестные величины $ka$ и $\varsigma$, выделим в левых частях этих уравнений слагаемые (первые два) характеризующие пленку нулевой толщины. В итоге получим:

$$\frac{u_1}{k}(1-\frac{\omega_+^{\ 2}}{\varpi^2}+i\frac{\gamma_0}{\varpi})+\frac{u_2}{m}(\frac{\omega_+^{\ 2}}{\varpi^2}+i\frac{\gamma_0}{\varpi}\frac{m}{k})+\frac{\rho_1 v_1}{\rho k}(e^{nh_0}-1)(-\frac{\omega_1^{\ 2}}{\varpi^2}\frac{k}{n}+i\frac{\gamma_1}{\varpi})+$$

$$+\frac{\rho_1 v_2}{\rho k}(e^{-nh_0}-1)(\frac{\omega_1^{\ 2}}{\varpi^2}\frac{k}{n}+i\frac{\gamma_1}{\varpi})=\frac{P_w}{\varpi\rho}+(kh_0)\frac{\omega_1^{\ 2}}{\varpi^2}\frac{\rho_1}{\rho}(\frac{u_1}{k}+\frac{u_2}{k}-\frac{v_1}{k}+\frac{v_2}{k}),$$

$$\frac{u_1}{k}[\frac{\gamma_0}{\varpi}+i\frac{\gamma_s}{\varpi}]+\frac{u_2}{m}[-\frac{\nu(m^2+k^2)}{\varpi}+i\frac{m}{k}\frac{\gamma_s}{\varpi}]+\frac{v_1}{k}(e^{nh_0}-1)[i\frac{\gamma_s}{\varpi}+\frac{\rho_1}{\rho}\frac{\gamma_1}{2\varpi}\frac{k^2+n^2}{kn}]+$$

$$+\frac{v_2}{k}(e^{-nh_0}-1)[i\frac{\gamma_s}{\varpi}-\frac{\rho_1}{\rho}\frac{\gamma_1}{2\varpi}\frac{k^2+n^2}{kn}]=-(kh_0)\frac{\gamma_1}{2\varpi}\frac{\rho_1}{\rho}(\frac{u_1}{k}+\frac{u_2}{k}-\frac{v_1}{k}+\frac{v_2}{k}), \tag{1.60}$$

где $\omega_+=[gk+(\alpha+\alpha_1)k^3/\rho]^{1/2}$ - частота поверхностных волн с учетом капиллярных сил на свободной поверхности и поверхности раздела. В правых частях уравнений отдельно выделены слагаемые пропорциональные относительной толщине пленки $-kh_0$. Для типичной нефтяной пленки толщиной ~30 мкм и сантиметровой поверхностной волны эти слагаемые имеют относительную величину ~$10^{-2}$ в первом и ~ $10^{-3}$ во втором уравнениях. Далее, используя условия непрерывности скоростей на поверхности раздела, выразим скорости движения $v_1$ и $v_2$ вещества в пленке через скорости движения жидкости $u_1$ и $u_2$ следующим образом:

$$v_1=\frac{1}{\Delta}\left\{A-Be^{-nh_0}(-\frac{n}{k}+i\frac{2\gamma_s}{\gamma_1}\right\},\quad v_2=\frac{1}{\Delta}\left\{-A+Be^{nh_0}(\frac{n}{k}+i\frac{2\gamma_s}{\gamma_1}\right\}, \tag{1.61}$$

где

$$\Delta=2\left\{\frac{n}{k}ch(nh_0)+i\frac{2\gamma_s}{\gamma_1}sh(nh_0)\right\},$$

$$A\equiv-\frac{kP_w}{\varpi\rho_1}\left\{kh_0+i\frac{2\gamma_s}{\gamma_1}\right\}-\left\{1+\frac{\omega_1^{\ 2}}{\varpi^2}(kh_0+i\frac{2\gamma_s}{\gamma_1})\right\}(u_1-\frac{k}{m}u_2),$$

$$B\equiv-\frac{kP_w}{\varpi\rho_1}+(u_1+u_2)-\frac{\omega_1^{\ 2}}{\varpi^2}(u_1-\frac{k}{m}u_2). \tag{1.62}$$

Опуская громоздкие выкладки, приведем окончательный вид уравнений для определения скоростей $u_1$ и $u_2$ движения жидкости:

$$\frac{u_1}{k}\left\{1-\frac{\omega_+^{\ 2}}{\varpi^2}+i\frac{\gamma_0}{\varpi}-a_{11}\right\}+\frac{u_2}{m}\left\{\frac{\omega_+^{\ 2}}{\varpi^2}+i\frac{m}{k}\frac{\gamma_0}{\varpi}-a_{12}\right\}=\frac{P_w}{\varpi\rho}+\Pi_1,$$

$$\frac{u_1}{k}\left\{\frac{\gamma_0}{\varpi}+i\frac{\gamma_s}{\varpi}-b_{11}\right\}+\frac{u_2}{m}\left\{-\nu\frac{m^2+k^2}{\varpi}+i\frac{m}{k}\frac{\gamma_s}{\varpi}-b_{12}\right\}=\Pi_2. \tag{1.63}$$

Здесь в правых частях уравнений (1.63) в отличие от уравнений (1.57) для пленки нулевой толщины появились слагаемые пропорциональные относительной толщине пленки $kh_0$

$$\Pi_1=\frac{\omega_1^{\ 2}}{\varpi^2}\frac{P_0}{\varpi\rho}kh_0\quad,\quad \Pi_2=-\frac{1}{2}\frac{\gamma_1}{\varpi}\frac{P_0}{\varpi\rho}kh_0\quad. \tag{1.64}$$

Они описывают, соответственно, нормальное и тангенциальное напряжения, возникающие в пленке при движении в ней вещества. Дисперсионное уравнение, определяющее собственные (вообще говоря, комплексные) частоты поверхностных волн, имеет вид:

$$\left[1-\frac{\omega_+^{\ 2}}{\varpi^2}+i\frac{\gamma_0}{\varpi}-a_{11}\right]\left[-\frac{\nu(m^2+k^2)}{\varpi}+i\frac{m}{k}\frac{\gamma_s}{\varpi}-b_{12}\right]-$$
$$-\left[\frac{\omega_+^{\ 2}}{\varpi^2}+i\frac{m}{k}\frac{\gamma_0}{\varpi}-a_{12}\right]\left[\frac{\gamma_0}{\varpi}+i\frac{\gamma_s}{\varpi}-b_{11}\right]=0 \qquad (1.65)$$

При $nh_0 \sim h_0/\delta \to 0$ величины $a_{11}, a_{12}$, $b_{11}, b_{12} \to 0$ и уравнение (1.65) переходит в известное дисперсионное уравнение поверхностных волн под пленкой нулевой толщины [24]. При уменьшении толщины пленки до толщины мономолекулярного слоя начнется перестройка взаимодействия поверхностных фаз воды, ПАВ и воздуха. Сумма коэффициентов поверхностного натяжения в выражении для частоты $\omega_+$ перейдет в коэффициент поверхностного натяжения водного раствора ПАВ на границе с воздухом $-\alpha_0$. Частота $\omega_+$ перейдет при этом в собственную частоту поверхностных волн под пленкой ПАВ нулевой толщины.

$$\omega_0=[gk+\alpha_0 k^3/\rho]^{1/2}. \qquad (1.66)$$

Решение уравнения (1.59) будем искать в виде

$$\varpi=\omega+i\gamma \quad , \qquad |\gamma| << \omega \quad , \qquad (1.67)$$

соответствующем слабозатухающим волнам.

После подстановки (1.67) в уравнение (1.65), отделения его вещественных и мнимых частей и линеаризации по параметрам $\gamma/\omega$ ,$\gamma_0/\omega$ и $kh_0$ получим в нулевом приближении следующее выражение для собственной частоты поверхностных волн:

$$\omega=\omega_+=[gk+(\alpha+\alpha_1)k^3/\rho]^{1/2} \quad . \qquad (1.68)$$

В первом приближении по указанным выше параметрам после достаточно громоздких выкладок получим следующее выражение для коэффициента затухания волны

$$\frac{2\gamma}{\omega_+}=-\frac{2\gamma_L}{\omega_+}-kh_0(S_1+S_2-S_3), \qquad (1.69)$$

где

$$\gamma_L=\gamma_0\left[\frac{1-\frac{\gamma_g}{\omega_+}\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}}+\frac{\gamma_g^{\ 2}}{\omega^2_+}\left(\frac{\omega_+}{\gamma_0}\right)+\frac{1}{2}\frac{\gamma_g^{\ 2}}{\omega^2_+}\left(\frac{\omega_+}{\gamma_0}\right)^{3/2}}{1-2\frac{\gamma_g}{\omega_+}\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}}+\frac{\gamma_g^{\ 2}}{\omega^2_+}\left(\frac{\omega_+}{\gamma_0}\right)}\right], \qquad (1.70)$$

коэффициент затухания поверхностной волны под пленкой нулевой толщины [24] $\gamma_g=(\rho_1/\rho_2)\gamma_s$. Выражения $S_1, S_2$ и $S_3$, входящие в правую часть (1.69), имеют следующий вид:

$$S_1 = \frac{\gamma_g}{\omega_+}\left(1-\frac{\gamma_g}{\omega_+}\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}}\right)\frac{\frac{\rho_1}{\rho}\left[\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}}\left(\frac{\omega_1^{\ 2}}{\omega_+^{\ 2}}-2\frac{\gamma_s}{\omega_+}\right)-2\frac{\omega_1^{\ 2}}{\omega_+^{\ 2}}\frac{\gamma_g}{\gamma_{01}}\left(1-\sqrt{\frac{\gamma_0}{\omega_+}}\right)\right]-\sqrt{\frac{\gamma_0}{\omega_+}}}{\left(1-2\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}}\frac{\gamma_g}{\omega_+}+2\frac{\omega_+}{\gamma_0}\left(\frac{\gamma_g}{\omega_+}\right)^2\right)} - \tag{1.71}$$

$$-\frac{\rho_1}{\rho}\frac{\gamma_{01}}{\omega_+},$$

$$S_2 = \left(\frac{\gamma_g}{\omega_+}\right)^2\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}}\frac{\left[1-\sqrt{\frac{\gamma_0}{\omega_+}}+2\frac{\gamma_s}{\omega_+}\frac{\omega_1^{\ 2}}{\omega_+^{\ 2}}\sqrt{\frac{\gamma_0}{\omega_+}}-\frac{\rho_1}{\rho}\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}}\left(\frac{\omega_1^{\ 2}}{\omega_+^{\ 2}}-2\frac{\gamma_s}{\omega_+}\right)\right]}{\left(1-2\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}}\frac{\gamma_g}{\omega_+}+2\frac{\omega_+}{\gamma_0}\left(\frac{\gamma_g}{\omega_+}\right)^2\right)}, \tag{1.72}$$

$$S_3 = \sqrt{\frac{\nu_1}{\nu_2}}\left(\frac{\gamma_g}{\omega_+}\right)^2\frac{\left(1-\frac{\gamma_g}{\omega_+}\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}}\right)\left[-1+2\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}}\frac{\gamma_g}{\omega_+}+2\sqrt{\frac{\gamma_0}{\omega_+}}\right]}{\left(1-2\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}}\frac{\gamma_g}{\omega_+}\right)^2+4\frac{\omega_+}{\gamma_0}\left(\frac{\gamma_g}{\omega_+}\right)^2\left(1-\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}}\frac{\gamma_g}{\omega_+}\right)^2}, \tag{1.73}$$

Согласно [25] , пространственный спектр высот F морского волнения под пленкой ПАВ определяется потенциальными волнами и равен

$$F(k,V) = \frac{k^2 \mathrm{P}(k,V)}{4\rho^2\omega_+^{\ 2}\gamma^2} \quad , \tag{1.74}$$

где $\mathrm{P}(k,V)$ - пространственный спектр флуктуаций ветрового давления, зависящий от скорости ветра V, а частота и коэффициент затухания поверхностных волн определяются формулами (1.68) и (1.69). Разделив (1.74) на спектр морского волнения на чистой воде, получим:

$$F_0(k,V) = \frac{k^2 \mathrm{P}_0(k,V)}{4\rho^2\omega_0^{\ 2}\gamma_0^{\ 2}} \quad , \tag{1.75}$$

где $\omega_0$, $\gamma_0 = 2\nu k^2$ и $\mathrm{P}_0(k,V)$, соответственно, частота (1.66), коэффициент затухания волн и пространственный спектр флуктуаций давления ветра над чистой поверхностью, найдем коэффициент контрастности высот волн:

$$K_H = \frac{\omega_0^{\ 2}\gamma_0^{\ 2}}{\omega_+^{\ 2}\gamma^2}\frac{\mathrm{P}(k,V)}{\mathrm{P}_0(k,V)} \quad . \tag{1.76}$$

Аналогичным образом вычисляются и выражения для радиолокационных коэффициентов контрастов мощности радиоволн с волновым числом $k_E$ отраженных, соответственно, от загрязненного и чистого участков поверхности моря, при резонансном (брегговском) рассеянии (углы падения $10^0 \le \theta \le 80^0$ ) [25]:

$$K = \frac{\omega_0^{\ 2}\gamma_0^{\ 2}}{\omega_+^{\ 2}\gamma^2}\frac{\mathrm{P}(k,V)}{\mathrm{P}_0(k,V)} \quad \text{при} \quad k = 2k_E\sin\theta \quad , \tag{1.77}$$

и при почти вертикальном (кирхгофовском) отражении [25]:

$$K_P = \alpha^2 \exp\left\{-(\alpha^2 - 1)\left(\frac{\gamma_x{}^2}{2a_0{}^2} + \frac{\gamma_y{}^2}{2b_0{}^2}\right)\right\} \quad . \tag{1.78}$$

В формуле (1.78) величинами $\gamma_x$ и $\gamma_y$ обозначены тангенсы углов наклона морской поверхности по двум ортогональным направлениям x и y, $a_0$ и $b_0$ их среднеквадратичные значения, вычисленные для чистой поверхности моря, $\alpha^2 = \int k^2 W_0 dk \Big/ \int k^2 W dk$ - величина, вычисляемая по спектрам высот волн (1.74) и (1.75), соответственно, на загрязненном и чистом участках морской поверхности. При написании формулы (1.74) не учтена малая (порядка $k^2 h^2$) поправка величины спектра и считалось, что:

$$F(k,V) = F_0(k,V) \quad .$$

При этом для коэффициентов контрастности $K_H$ и $K$ получим из (1.76)-(1.77) следующие выражения:

$$K_H(k) = \frac{\omega_0(k)^2 \gamma_0(k)^2}{\omega_+(k)^2 \gamma(k)^2} \quad , \tag{1.79}$$

$$K(k_E, \theta) = \frac{\omega_0(k)^2 \gamma_0(k)^2}{\omega_+(k)^2 \gamma(k)^2} \qquad \text{при} \quad k = 2k_E \sin\theta \tag{1.80}$$

Выражение для контраста (1.78) при этом не изменится, упростится лишь процедура вычисления входящей в него величины $\alpha$. Для удобства сравнения полученных результатов с результатами работы [25], относящихся к пленке нулевой толщины, выделим в формулах (1.69), (1.78)-(1.80) слагаемые, содержащие толщину пленки. В итоге для коэффициента затухания получим следующую формулу:

$$-\frac{\gamma}{\omega_+} = \frac{\gamma_L}{\omega_+} + \frac{1}{2} k h_0 \frac{\gamma_0}{\omega_+} R, \tag{1.81}$$

где

$$R \equiv \frac{\omega_+}{\gamma_0}(S_1 + S_2 - S_3) \quad . \tag{1.82}$$

Коэффициент контрастности высот волн дается при этом следующей формулой

$$K_H = K_0\left(1 + \frac{1}{2} k h_0 \frac{\gamma_0}{\gamma_L} R\right)^{-2}, \qquad \left(K_0 = \frac{\omega^2{}_0 \gamma^2{}_0}{\omega^2{}_+ \gamma^2{}_L}\right) , \tag{1.83}$$

где $K_0$ коэффициент контрастности высот волн под пленкой нулевой толщины. Для контраста $D_H$ = -10lg K получим при этом следующее выражение:

$$D_H(k, h_0) = D_0(k) + 20\lg\left(1 + \frac{\gamma_0}{2\gamma_L} k h_0 R\right) \quad , (D_0 = -10\lg K_0) \quad . \tag{1.84}$$

Радиолокационные контрасты $D_R$ получаются из (1.83)-(1.84) заменой в них волнового числа поверхностной волны $k$ на $k_E \sin\theta$. Полученные формулы и будут использоваться далее при численных расчетах.

Все конкретные расчеты проведем для случая нефтяной пленки. Для коэффициентов поверхностного натяжения выберем следующие значения [34]: на границе раздела воздух-нефть - $\alpha_1$=60 дин/см, на границе раздела вода-нефть $\alpha$ = 13 дин/см. Для коэффициентов кинематической вязкости: воды - $\nu = 10^{-2}$ см $^2$/сек,

нефти - $\nu_1 = 0{,}3\,\text{см}^2/\text{сек}$. Плотность воды будем считать равной $\rho = 1\,\text{г/см}^3$, плотность нефти - $\rho_1 = 0{,}8\,\text{г/см}^3$.

На рис.1.5 представлены зависимости от длины поверхностной волны контрастов пленок нулевой толщины (кривая 1) и толщины $h_0 = 1.34 \cdot 10^{-2}$ см (кривая 2), имеющих поверхностную активность p =0.149. Видно, что в области капиллярных и коротких гравитационных волн ($\lambda <$ 4.3 см) эффект гашения волн пленкой конечной толщины уменьшен, что связано с проскальзыванием верхней границы пленки относительно поверхности воды и уменьшением скорости ее движения приводящим согласно (1.47) к уменьшению упругой силы.

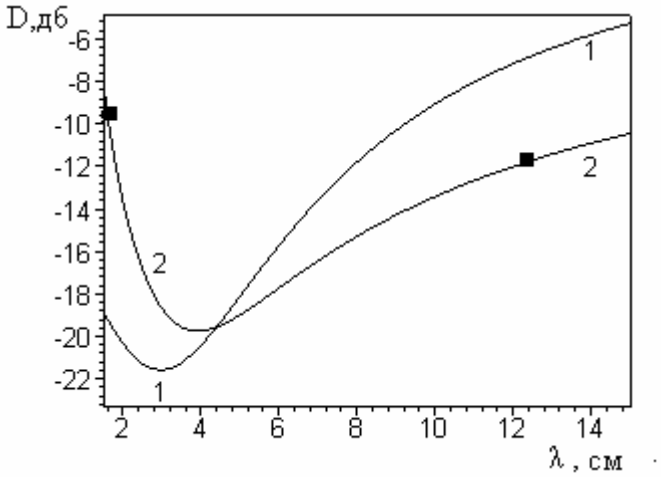



Рис.1.5. Зависимости контрастов морского волнения от длины поверхностной волны под нефтяными пленками различной толщины: 1-h=0; 2-h=0,0134 см. Поверхностная активность пленок p=0,149. Квадратиками отмечены экспериментальные значения контрастов из работы [26].

С уменьшением длины волны этот эффект увеличивается, т.к. уменьшается толщина вязкого волнового слоя в пленке (рис.1.6). На длине волны $\lambda$ = 1.5 см эффект проскальзывания уменьшает контраст на 8 дБ. В области гравитационных волн ($\lambda >$ 4.3 см), где проскальзывания уже нет, эффект гашения увеличен. Это связано с наличием вязкости в пленке. Для данной толщины и параметров пленки эффекты проскальзывания и вязкости компенсируются при длине волны $\lambda$ = 4.3 см и контрасты пленок нулевой и конечной толщины совпадают. С увеличением активности пленки точка совпадения контрастов сдвигается в сторону больших длин волн. Влияние вязкости пленки уменьшается с увеличением длины поверхностной волны, хотя остается заметным и даже на метровых волнах.

Все перечисленные выше эффекты четко прослеживаются на рис.1.7 и 1.8, где представлены зависимости от длины поверхностной волны разности контрастов пленок различной толщины и с активностью p=0.3. На рис.1.9 представлены зависимости контрастов поверхностных волн различной длины от толщины пленки с активностью p=0.149. Он дает представление о конкретных законах изменения контраста с толщиной пленки для волн капиллярного (кривая 1) и гравитационного (кривая 2) диапазонов. Рассмотрение кривых на рис.1.9 показывает, что на коротких волнах контраст есть линейная функция толщины лишь при $h_0 \le 3 \cdot 10^{-3}$ см. В гравитационном диапазоне зависимость контраста от толщины пленки

характеризует эффект влияния вязкости ПАВ на продольное волновое движение в пленке. При этом вместо формулы (1.84) можно использовать более простую:

$$D_H(k,h_0) = D_0(k) + kh_0 M(k) \quad , \; M(k) = \frac{10\,\omega_+}{\gamma_L}(S_1 + S_2 - S_3) \; , \qquad (1.85)$$

где $D_0$ (k) – контраст пленки нулевой толщины.

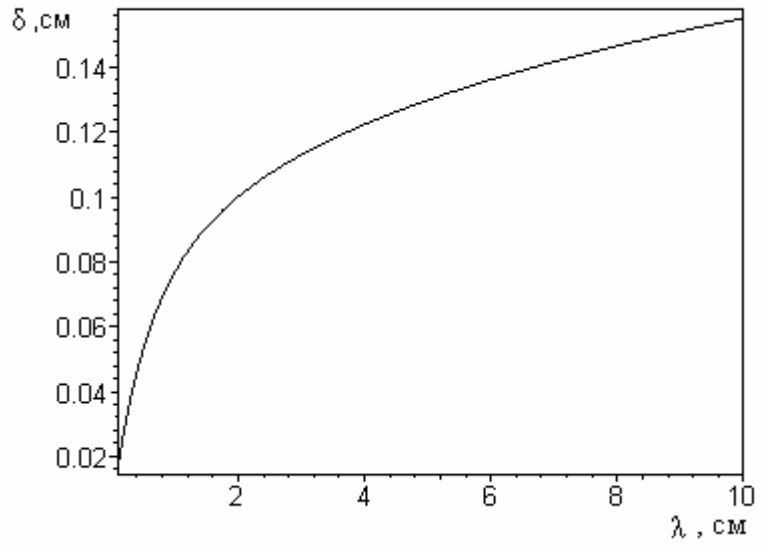



Рис. 1.6. Зависимость толщины вязкого волнового слоя нефти от длины поверхностной волны.

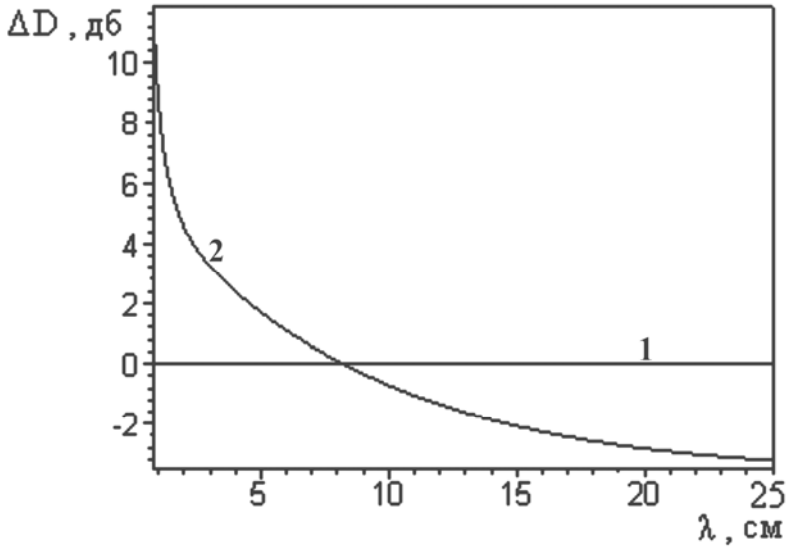



Рис.1.7. Зависимость от длины поверхностной волны разностей контрастов сликов морского волнения под пленками различной толщины:1-h=0; 2-h=0,007 см, p=0,3.

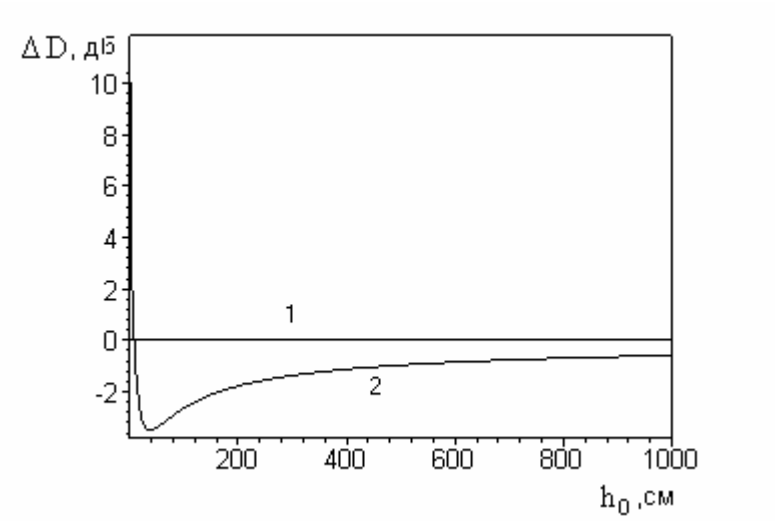



Рис.1.8. Зависимость от длины поверхностной волны разностей контрастов сликов морского волнения под пленками различной толщины:1-h=0; 2-h=0,007 см, p=0,149.

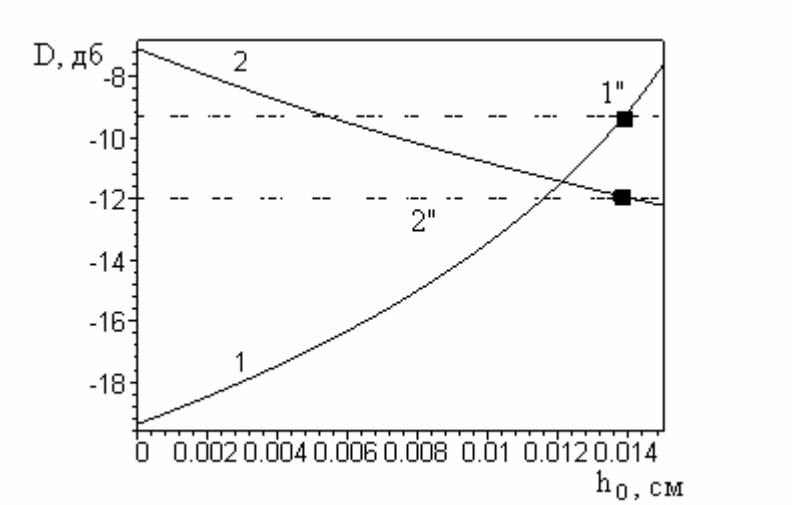



Рис.1.9. Зависимости от толщины пленки контрастов поверхностных волн различной длины: 1 – 1,58 см; 2 – 12,1 см; p=0,149.

Зависимости функции M(k)=$\Delta D/kh_0$ от длины волны при различных значениях поверхностной активности пленки представлены на рис.1.10. Видно, что поверхностная активность и длина волны существенно влияют на ее поведение. С этой точки зрения феноменологическая зависимость M(k), предложенная в [26], (пунктирная прямая на рис 1.10) является недостаточной, так как не обладает нужными свойствами.

Полученные выше зависимости были использованы для определения толщины нефтяной пленки по данным многочастотного самолетного радиозондирования акватории нефтедобывающего района Нефтяные Камни (Каспий) [26]. Производилось это следующим образом. Поверхностные волны с длинами $\lambda$ = 1.58 см и $\lambda$ = 12.1 см, характеризующими кривые 1 и 2 на рис.1.9 являются резонансно отражающими для радиоволн с длинами, соответственно,

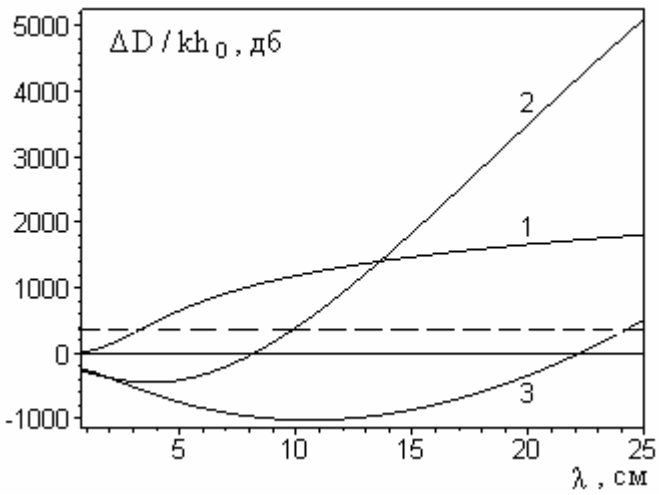



Рис.1.10. Зависимость коэффициента M(k) из (1.84) от длины поверхностной волны для различных значений поверхностной активности пленки: 1 – p=0,05; 2 – p=0,3; 3 – p=1. Пунктиром показано значение M(k) из [26].

$\lambda_E$=3.2 см и 23 см при зондировании морской поверхности под углом падения $\theta=72^0$. Пунктирные горизонтальные прямые 1 и 2 на рис.1.9 соответствуют значениям контраста, полученным экспериментально на этих радиоволнах. Для определения толщины пленки формула (1.84), которая определяет кривые 1 и 2, просчитывалась при заданных (указанных выше) значениях плотностей и коэффициентов кинематической вязкости жидкости и ПАВ, коэффициентов поверхностного натяжения на границах пленки при различных значениях поверхностной активности до тех пор, пока кривые 1 и 2 не пересекли соответствующие пунктирные кривые при одном и том же значении толщины пленки. Эти точки пересечения отмечены на рис. 1.9 квадратиками. В результате этой процедуры определились два параметра пленки: ее стационарная толщина $h_0$=0.0134 см и поверхностная активность p=0.149. Зависимость контраста такой пленки от длины поверхностной волны (кривая 2 с нанесенными на нее экспериментальными значениями (квадратики) изображена на рис.1.5. Согласно изотерме Ленгмюра для нефти, найденному значению поверхностной активности соответствует поверхностная концентрация активной фракции ПАВ $c_1 \approx 7$ мг/м$^2$. На одном квадратном километре такой пленки содержится 107,2 тонн нефти. Найденная толщина пленки почти в четыре раза превышает величину обычно используемую при оценках толщины нефтяных пленок. В экспериментах, описанных в работе [26], проводилось зондирование и на более короткой радиоволне длиной $\lambda_E$ =0.8 см. Однако данные эксперимента, полученные при этом, не могли быть использованы нами, т.к. толщина вязкого волнового слоя для резонансной поверхностной волны ($\lambda$= 0.42 см) уже сравнима с толщиной пленки.

Проведенное здесь определение толщины пленки предполагало известными остальные параметры пленки и параметры жидкости: плотности, вязкости, коэффициенты поверхностного натяжения. В условиях реального радиолокационного мониторинга загрязненной нефтью морской поверхности известными могут считаться лишь параметры воды. Параметры же нефти, как

известно, варьируются для разных ее сортов и могут изменяться в зависимости от условий, например, от температуры. Поэтому определение толщины пленки должно проводиться одновременно с определением и других ее параметров. Это в свою очередь требует знания большего числа экспериментальных значений контраста (в общем случае - шесть), полученных с использованием радиоволн различной длины или под различными углами зондирования. Совместно с теорией данные эксперимента позволят составить в общем случае шесть уравнений для определения плотности нефти - $\rho_1$, коэффициентов поверхностного натяжения на границах пленки -$\alpha_1$ и $\alpha$, коэффициента вязкости $\mu_1$, поверхностной активности - p и стационарной толщины пленки - $h_0$ . Понятно, что любая дополнительная информация о свойствах пленки, полученная какими-либо не радиофизическими методами может только упростить задачу. Вместе с тем и возможность использования экспериментальных данных, и возможность определения с их помощью параметров пленки требует дальнейшего развития теории свободной от предположения об относительной тонкости пленки.

Приведем теперь некоторые результаты, касающиеся радиолокационного контраста морского волнения под масляными пленками [25].

Толщина масляных пленок много меньше толщины вязкого волнового слоя, поэтому теория радиолокационного контраста может быть построена только с помощью коэффициента затухания (1.70).

На рис.1.11 и 1.12 представлены зависимости радиолокационных контрастов при резонансном рассеянии от длины радиоволны и угла падения при различных значениях активности пленки. Там же приведены и экспериментальные значения контрастов [25].

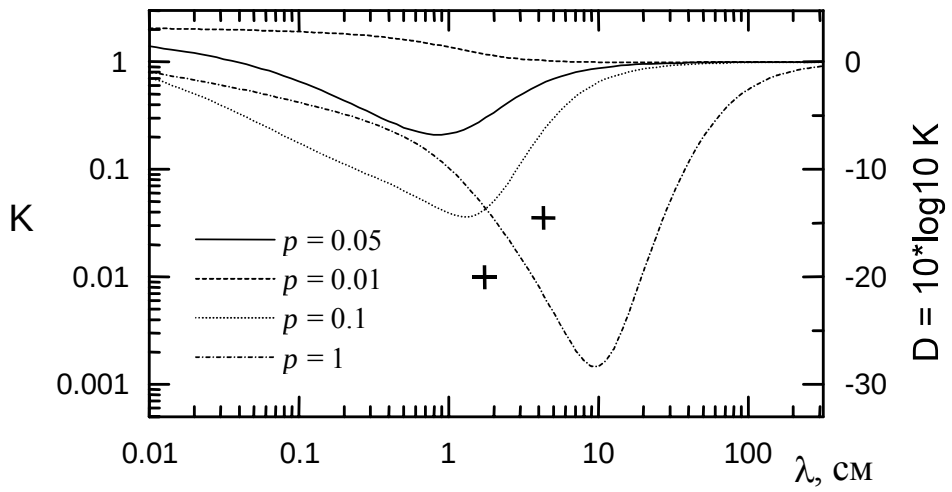



Рис.1.11. Зависимость контраста К и логарифмического контраста D от длины поверхностной волны при наличии масляной пленки ($\alpha$=33 дин/см) (крестики – данные эксперимента).

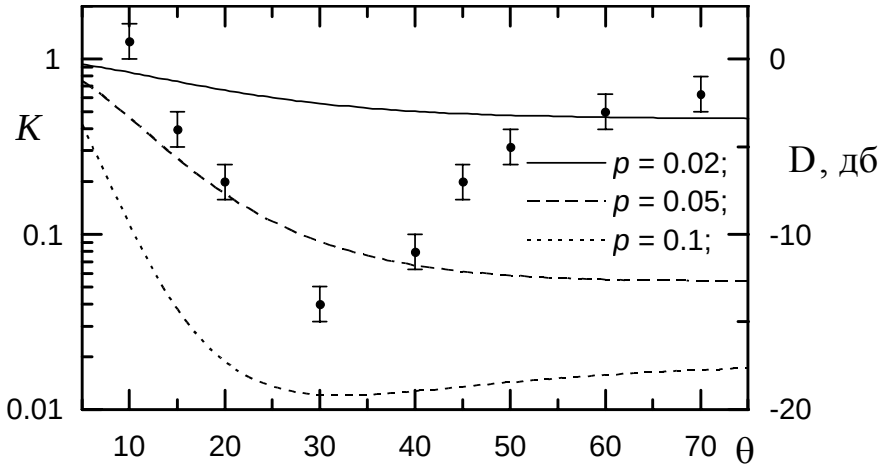



Рис.1.12. Угловые зависимости контрастов K и D для радиоволны длиной 21.5 см при различной активности масляной пленки. Кружочки – данные эксперимента.

На рис.1.13 представлены зависимости логарифмического контраста морского волнения под масляной пленкой при кирхгофовском рассеянии радиоволны длиной 3.2 см. Данные эксперимента (кружки) взяты из работы [35].

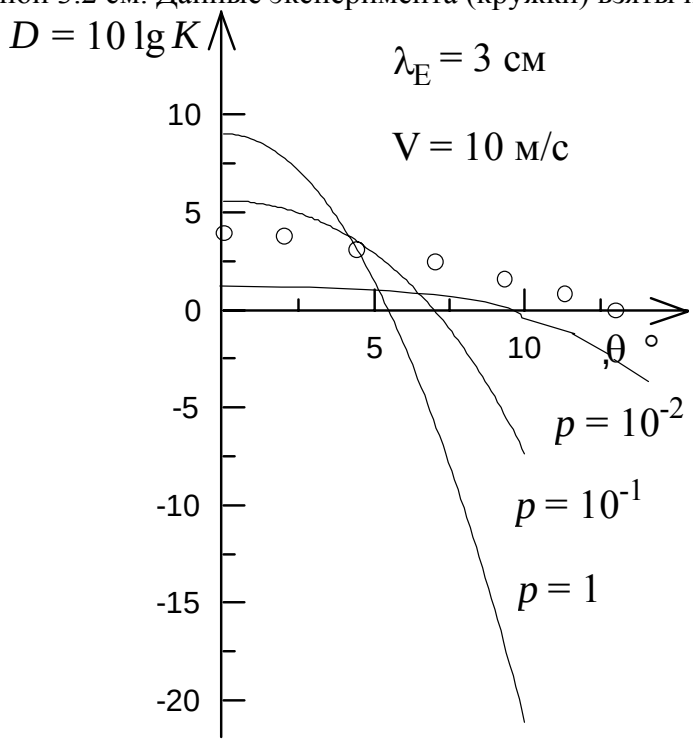



Рис.1.13.Логарифмический контраст морского волнения при малых углах падения радиоволны при наличии пленки с различной поверхностной активностью **p** (кружки–данные эксперимента).

Отметим, что теория в состоянии объяснить и большие значения контрастов и зависимости их от длины и угла падения радиоволн, наблюдаемые в экспериментах. Вместе с тем, более детальное сравнение теории и эксперимента в настоящее время затруднено, так как в экспериментах активность пленки вообще не контролировалась.

## § 1.3 Рассеяние СВЧ радиоволн морскими льдами

### Особенности морских льдов

Эффективность и практическая полезность радиолокационных методов дистанционного зондирования ледяных покровов Земли с аэрокосмических носителей в значительной степени определяется тем, в какой степени в них учитываются результаты исследований особенностей характеристик рассеяния СВЧ радиоволн ледяными покровами и их зависимостей от электрофизических и физико-химических свойств льдов.

Природные ледовые системы подчиняются фундаментальным физическим законам, однако, их свойства зависят от конкретных региональных условий, кроме того, физические свойства природных льдов подвержены сезонным изменениям [36-38].

Электрофизические и физико-химические свойства ледяных покровов определяются гидрометеорологическим режимом и соленостью водоемов в период, предшествующий замерзанию воды и в период роста льда, морфологическими характеристиками, процессами метаморфического преобразования снега и льда и т.д. [39 - 42].

Процессы льдообразования тесно связаны с термическим и динамическим состоянием атмосферы и океана. А толщина льда, его теплофизические свойства (теплопроводность, теплоемкость, удельная теплота плавления и т. д.) в свою очередь влияют на тепловой режим атмосферы. Морской лед оказывает существенное влияние на изменение географических и временных особенностей теплообмена между атмосферой и океаном. Являясь специфическим терморегулятором, морской лед препятствует потерям тепла морем в зимний период и прогреву моря в теплое время года [39,43].

В связи с этим, одной из важнейших задач является определение границ распространения, а также наблюдение временных и пространственных изменений площади ледяного покрова в Арктическом и Антарктическом бассейнах. Таким образом, без мониторинга морских льдов невозможно контролировать процессы взаимодействия атмосферы и океана.

### Особенности роста и основные физико-химические свойства морских льдов.

Основные закономерности роста ледяных покровов морей и океанов описываются балансом потоков тепла на водной поверхности и уравнением теплопроводности для льда [44]:

$$L_K \rho_Л \frac{dh}{dt} = \lambda_Л \frac{dT}{dz} \Big/_{z=h} - \Phi_T \qquad (1.86)$$

$$C_Л \rho_Л \frac{dT}{dt} = \frac{d}{dz}(\lambda_Л \cdot \frac{dT}{dz} + J); \;\; 0 \le z \le h(t) \qquad (1.87)$$

где $L_K$ - удельная теплота кристаллизации воды, $\lambda_Л$ теплопроводность льда, $C_Л$ - теплоемкость льда, $\rho_Л$ - плотность льда, T - термодинамическая температура, $\Phi_T$ - поток тепла у поверхности воды, J - мощность тепловых источников в толще льда, h - толщина льда.

Решение уравнений (1.86, 1.87) связано со значительными трудностями ввиду зависимости теплопроводности и теплоемкости льда от температуры и изменениям во времени толщины льда. Однако упрощенный анализ решения этих уравнений позволяет выявить ряд закономерностей роста морских льдов [44]. Так

уменьшение градиента температуры, связанное с ростом толщины льда, приводит к уменьшению оттока тепла через лед. В результате при некоторой толщине льда прекращается нарастание льда. Величина называется предельной толщиной льда и определяется как:

$$h_Л = \lambda_Л (T_З - T_o) / \Phi_T \qquad (1.88)$$

где $T_З$ - температура замерзания воды, $T_O$ - температура верхней границы льда.

Изменения температуры поверхности льда не оказывают сильного влияния на приращение толщины льда. Прирост льда определяется, в основном, средним значением, а не ее колебаниями.

Большое влияние на скорость роста льда оказывает снежный покров. Температура верхней границы и предельная толщина льда при наличии снежного покрова описывается выражениями [44]

$$T_O = \frac{T_{CH} + \lambda_Л \cdot h_{CH} / \lambda_{CH} \cdot h_Л}{1 + \lambda_Л \cdot h_{CH} / \lambda_{CH} \cdot h_Л} \qquad (1.89)$$

$$h_П = \frac{\lambda_Л (T_З - T_{CH})}{\Phi_T (1 + \lambda_Л h_{CH} / \lambda_{CH} h_Л)} \qquad (1.90)$$

где: $T_{CH}$ - температура поверхности снега, $\lambda_{CH}$ - теплопроводность снега, $h_{CH}$, $h_Л$ - толщина снега и льда, соответственно.

Ввиду того, что теплопроводность снега почти на порядок меньше теплопроводности льда, даже небольшой слой снега существенно уменьшает градиент температуры во льду и уменьшает его предельную толщину.

Характерной особенностью теплообмена между океаном и атмосферой при наличии ледяного покрова в осенне-зимний период года является наличие градиентов температуры воздуха $T_{возд}$ и верхней границы снега и льда. Примером может служить рис.1.14 [44], на котором приведены расчетные зависимости температуры снежно-ледяной поверхности ($T_{CH}$) от толщины льда и снега.

Зависимость температуры поверхности зимнего, осеннего и пакового льда от температуры воздуха по данным измерений в районе дрейфующей станции СП-22 приведены на рис.1.15 [45].

Как видно, при низких температурах воздуха и при больших толщинах льда температура поверхности снега достаточно близка к температуре воздуха. В то же время большой поток тепла через лед при его малой толщине препятствует охлаждению верхней границы льда и снега и создает значительный градиент на границе воздух-лед.

Морской лед является многокомпонентной смесью, состоящей из твердой (кристаллический лед), жидкой (рассол) и газообразной (пузырьки воздуха) фаз. При замерзании морской воды на нижней поверхности образуется каркасный слой, состоящий из пластинок чистого льда, между которыми содержится рассол. По мере замерзания пластинки утолщаются, возникают ледяные перемычки и в дальнейшем образуется сплошной лед, в который вморожены ячейки с рассолом [42].

Ячейки с рассолом образуют слоистую структуру с направлением слоев, перпендикулярным направлению роста льда. Как отмечено в [39], в морском льде имеются как изолированные ячейки с рассолом, так и сообщающиеся капилляры, наполненные рассолом.

Объем рассола в морском льде можно определить в соответствии с выражением [41]

$$V_P = V_Л \frac{S_Л \cdot \rho_Л}{S_P \cdot \rho_P} - \frac{m_{TC}}{S_P \cdot \rho_P} \qquad (1.91)$$

где: $V_P$ - объем рассола, $V_Л$ - объем льда, $S_Л$ - соленость льда, $\rho_Л$ - плотность льда, $S_P$ - соленость рассола, $\rho_P$ плотность рассола, $m_{TC}$ - масса кристаллических солей.

Соленость рассола и масса кристаллических солей для льда зависят от температуры, следовательно, в соответствии с (1.91), объем рассола в морском льде также является функцией температуры.

В процессе роста льда или с началом таяния количество захваченного рассола постепенно уменьшается. При этом основными механизмами дренирования рассола является: - миграция рассола, связанная с наличием температурного градиента в толще льда, гравитационный дренаж - движение тяжелого рассола под действием силы тяжести [46,47]. Основная масса рассола вытекает изо льда в начальный период его образования. Как отмечено в [38] и цитируемой там литературе, средняя соленость морского льда быстро убывает, пока его толщина растет до 0,4м; в дальнейшем соленость уменьшается медленнее. Это связано с тем, что температура тонких морских льдов достаточно высокая (рис.1.14), при этом скорость стекания рассола, связанная с термическими процессами, выше, чем при гравитационном дренаже, который является основным механизмом дренирования рассола при низких температурах льда.

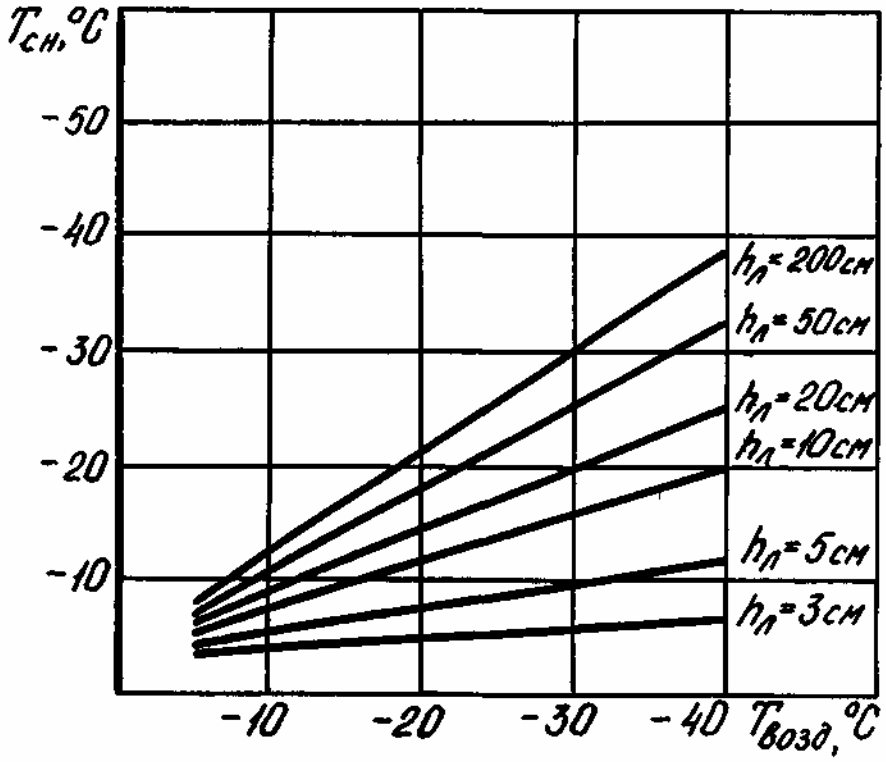



Рис. 1.14. Расчетная зависимость температуры снежно-ледяной поверхности от толщины льда и снега. $h_{CH}/h_Л$=0,05 для $h_Л$ <20 см; $h_{CH}/h_Л$=0,1 для $h_Л$ >20 см [44].

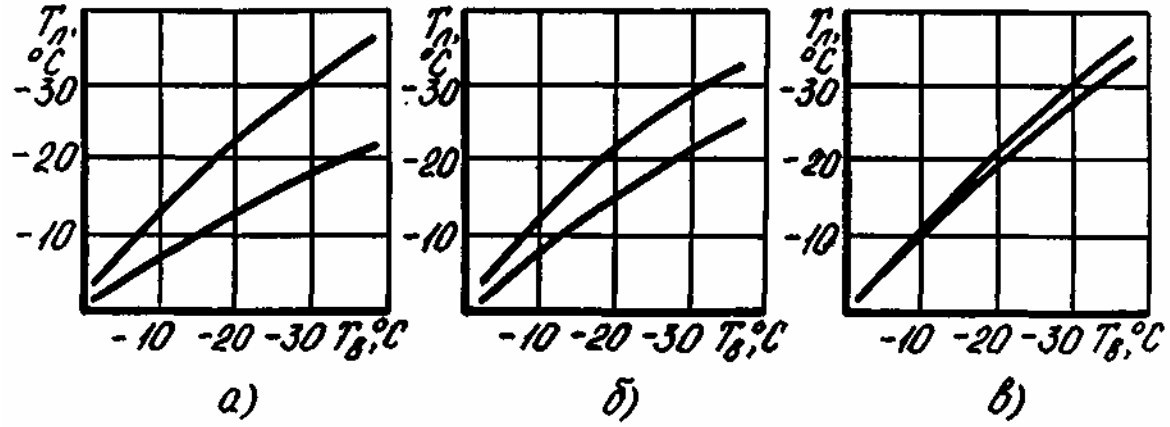



Рис. 1.15. Зависимость температуры поверхности зимнего (а), осеннего (б) и пакового (в) льда ($T_л$) от температуры воздуха ($T_в$). Данные измерений в районе СП-22 [45].

Скорость стока рассола сильно зависит от сечения капилляров и разности плотностей рассола и воздуха. В связи с этим, скорость стока рассола в надводной части льда на три порядка больше, чем в подводной [42].

В процессе роста ледяного покрова происходят изменения плотности в верхних слоях льда, связанные с накоплением снега и его метаморфизмом, миграцией рассола и т. д.

Профили солености и плотности верхних слоев зимнего и осеннего льда, полученные в результате измерений физико-химических характеристик в районе СП-22 в зимне-весенний период [45], приведены на рис.1.16, рис.1.17 соответственно.

Приведенные профили плотности и солености характеризуются наличием выраженной границы снега со льдом; несколько пониженной по сравнению с глубинными слоями плотностью верхнего слоя льда; повышенной по сравнению с глубинными слоями соленостью переходного слоя между снегом и льдом.

Увеличение притока солнечного тепла и повышение температуры воздуха в весенне-летний период года приводит к повышению температуры льда. При повышении температуры морского льда в нем происходит внутреннее таяние вокруг ячеек и каналов с рассолом, что приводит к увеличению их объема и способствует стеканию рассола в нижние слои льда или в воду. Вследствие этого соленость поверхностных слоев льда весной быстро уменьшается, и они становятся практически пресными. Ввиду большого вклада радиационного тепла в процессы стаивания льда, пространственные неоднородности альбедо снежно-ледяной поверхности приводят к пространственной неоднородности стаивания льда, которая возрастает со временем. В результате на поверхности льда возникает большое количество снежниц (озер талой воды на поверхности льда) и проталин. Процессы таяния способствуют также разрушению торосов, которые со временем становятся сглаженными буграми [39]. Летнее таяние приводит к частичному разрушению однолетних льдов.

В результате воздействия термических факторов (зимнее нарастание и летнее таяние) формируются профили плотности и солености многолетних льдов, которые существенно отличаются от соответствующих профилей для однолетних льдов. На рис.1.18, рис.1.19 представлены профили плотности и солености верхних слоев многолетнего и двухлетнего льда в зимне-весенний период года [45]. Как отмечается [45], верхнюю часть двухлетних и многолетних льдов составляют

деятельные слои (слои, прошедшие одну или несколько стадий таяния). Деятельный слой образуется в результате смерзания пропитанного водой снега в верхней части льда и представляет собой пресный рыхлый слой, не имеющий четкой границы со льдом. Воздушные поры в этих слоях могут достигать 1см в диаметре.

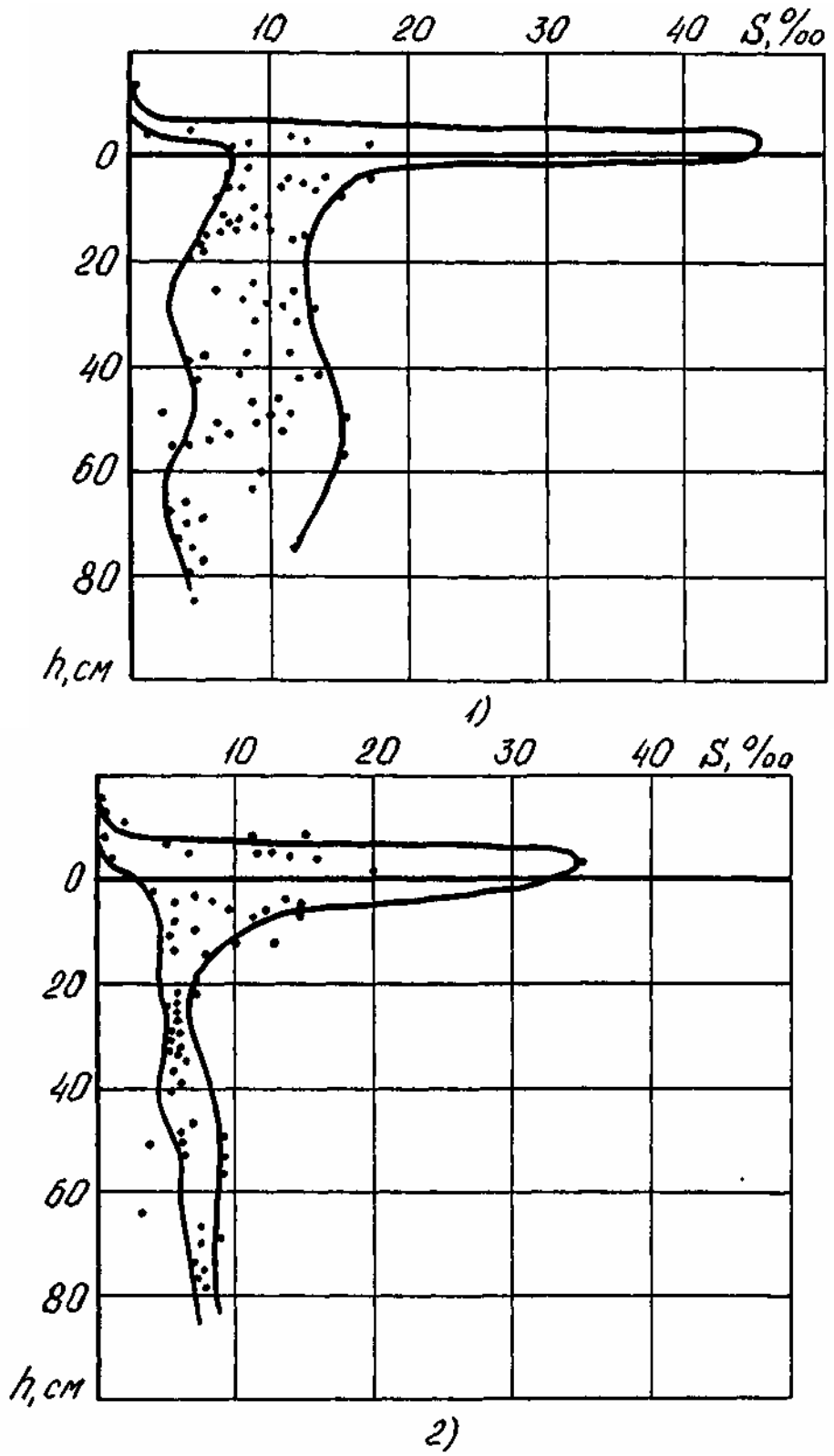



Рис. 1.16. Распределение солености в верхних слоях зимнего (1) и осеннего (2) льда.

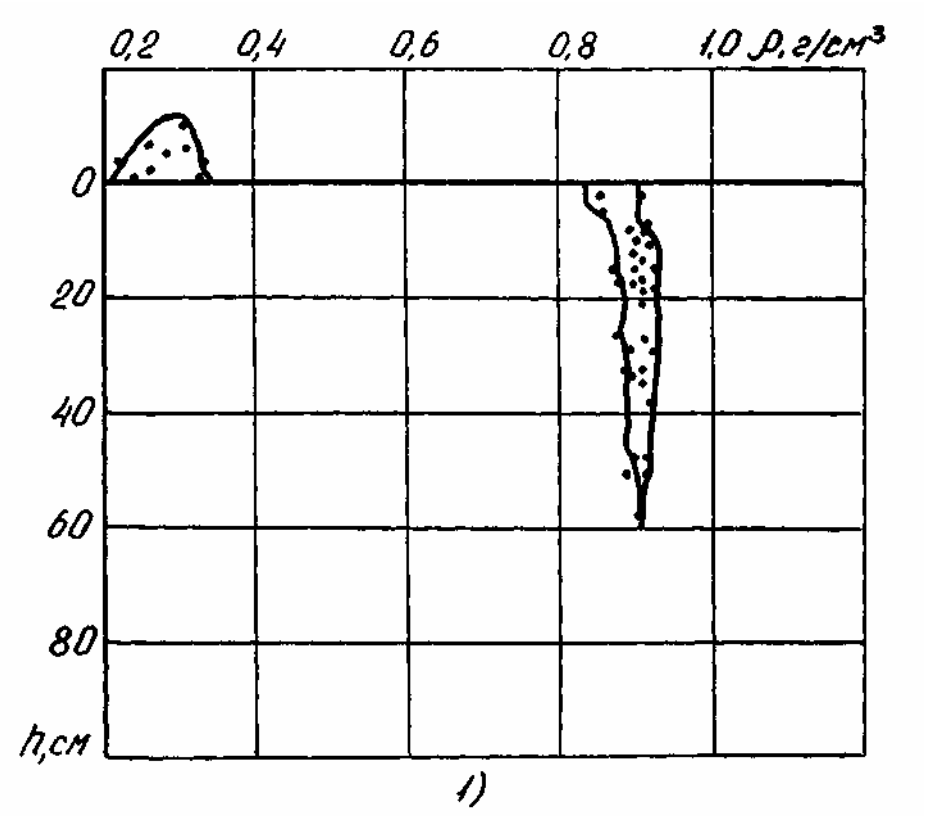



Рис. 1.17. Распределение плотности в верхних слоях зимнего (1) и осеннего (2) льда.

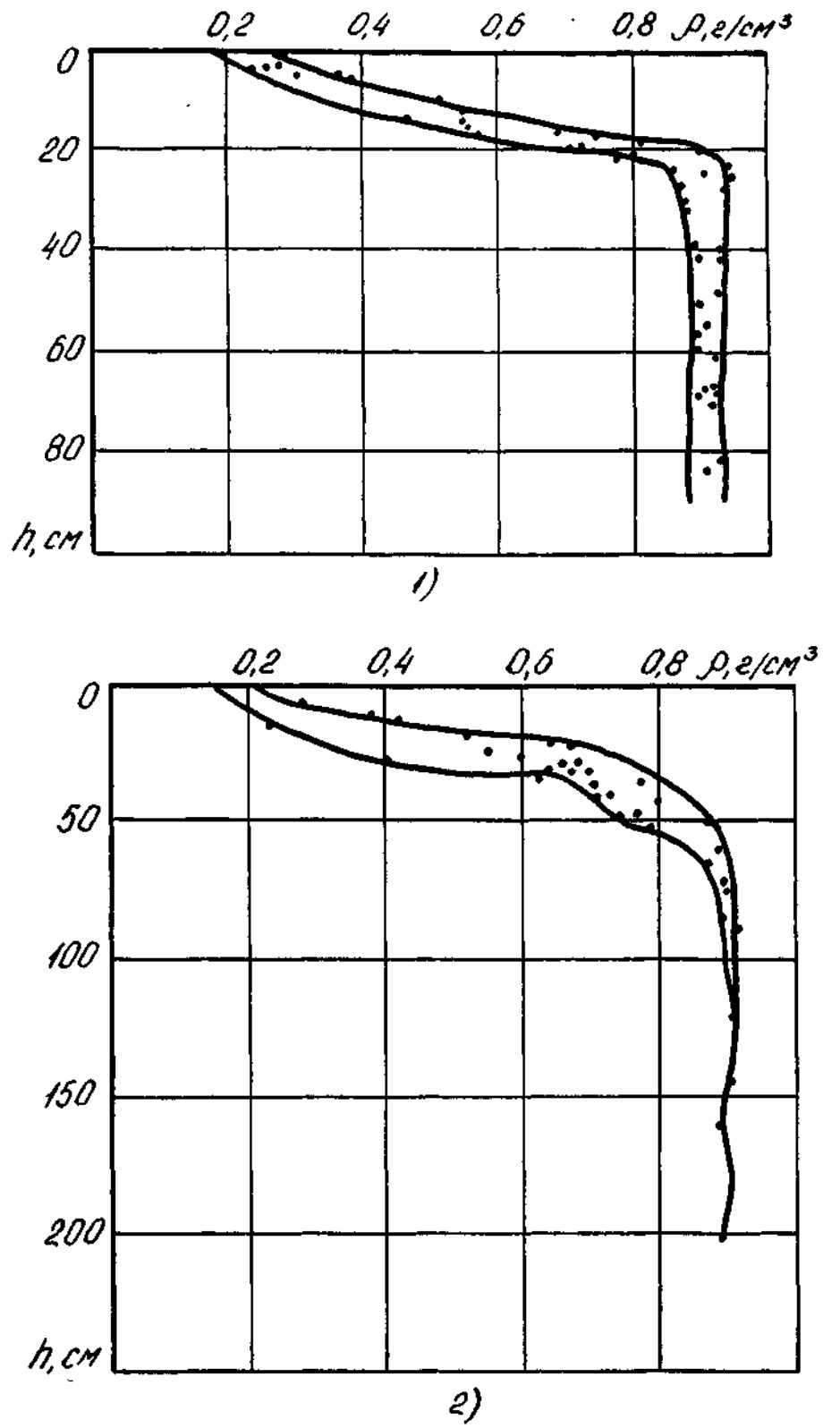



Рис. 1.18. Распределение плотности в верхних слоях двухлетнего (1) и многолетнего (2) льда.

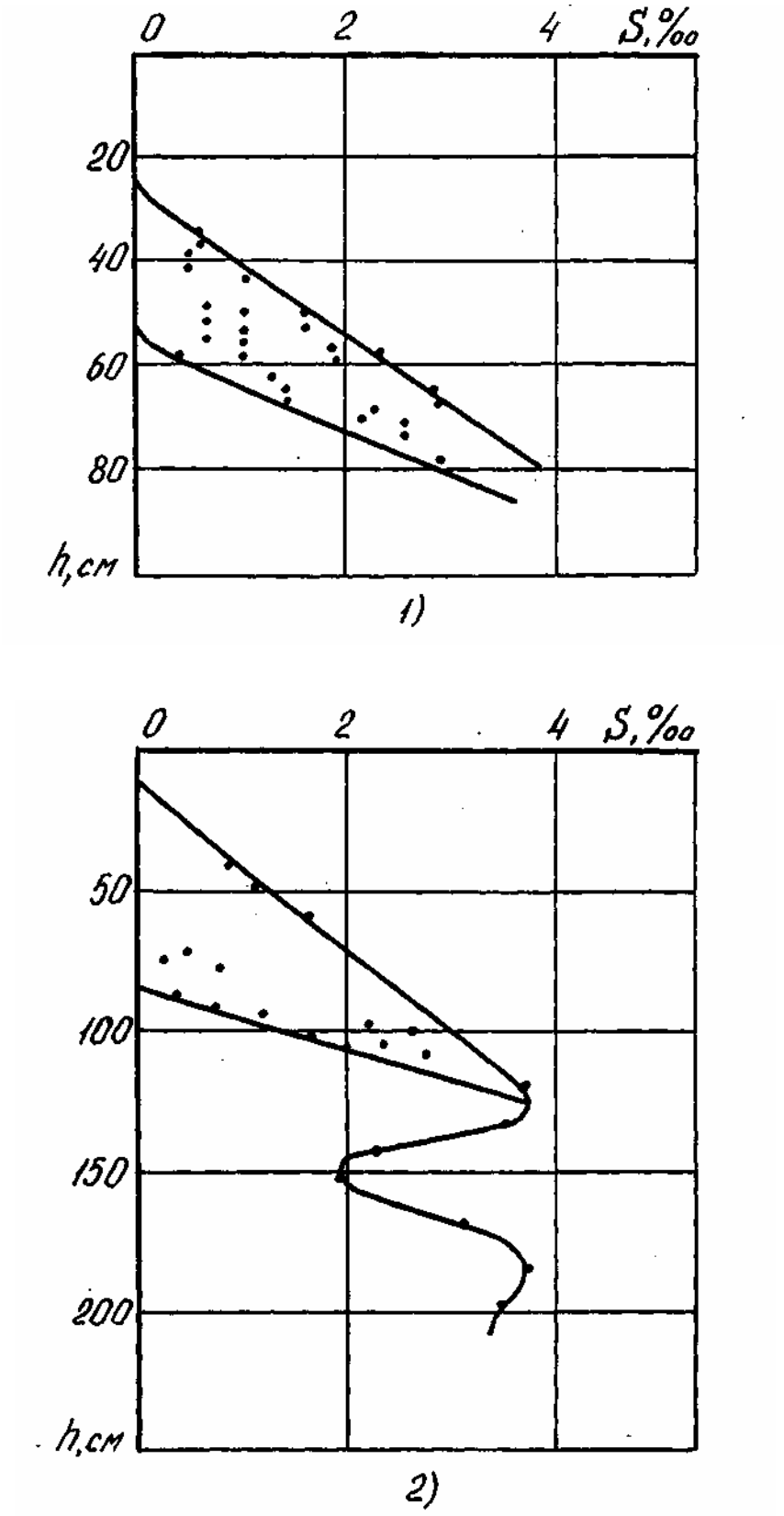



Рис. 1.19. Распределение солености в верхних слоях двухлетнего (1) и многолетнего (2) льда.

Основной характеристикой, определяющей толщину льда, рельеф его поверхности, физико-химические и электрофизические свойства, является возраст льда. В соответствии с существующей классификацией [48-50] выделим основные виды морских льдов: 1 - нилас, 2 - молодой лед, 3 - однолетний лед, 4 - старый лед.

**Нилас** - представляет собой эластичную пропитанную водой корку льда, прогибающуюся на волне и зыби, толщиной до 10см. Подразделяется на **темный нилас** - толщиной до 5см и **светлый нилас** - толщиной до 10см. Верхняя поверхность ниласовых льдов бывает покрыта пятнами рассола.

**Молодые льды** - подразделяются на **серый** (толщиной 10-15 см) и **серо-белый** лед (толщина 15-30 см). Поверхность серого льда обычно влажная от рассола. На стадии серо-белого льда заканчивается замерзание рассола на поверхности льда.

**Однолетним** называется морской лед, образовавшийся в результате развития молодого льда, просуществовавший не более одной зимы. Однолетние льды подразделяются на **тонкий однолетний** (белый) лед - толщиной 30-70 см, **однолетний лед средней толщины** - 70-120 см, **толстый однолетний** лед - толщиной более 120см.

**Старые льды** - морские льды, которые подвергались таянию, по крайней мере, в течение одного лета, подразделяются на **остаточный однолетний**, **двухлетний** и **многолетний** льды. Остаточным однолетним называют однолетний лед, который не растаял за лето после начала устойчивого льдообразования осенью. Этот лед имеет толщину до 160-180 см и после 1 января в северном полушарии (1июля в южном) называется двухлетним. Многолетний лед - старый лед, переживший таяние по крайней мере в течение двух лет. Толщина многолетнего льда около 3м и более.

Как отмечено ранее, с возрастом морского льда связаны и основные особенности рельефа его поверхности. Основные рельефообразующие процессы можно разделить на две группы [51]: динамические процессы, включающие изгиб тонких льдов, образование термических трещин, наслоения, торошение и т.д.; и термофизические процессы, включающие таяние и нарастание льда, образование термических трещин, водную эрозию и др. Вместе с этим, в [51] отмечается, что из многообразия форм рельефа морских льдов можно выделить макрорельеф, элементы которого формируются, главным образом, в результате торошения льда, а также таяния и нарастания в течение длительного времени, и микрорельеф, который объединяет мелкие неровности, покрывающие элементы макрорельефа и возникающий в результате воздействия термических факторов.

Толщина снежного покрова на дрейфующих льдах в Арктическом бассейне относительно невелика [38,40,52]. Снежный покров на молодых льдах, как правило, неустойчивый, а толщина снега на однолетних и многолетних льдах по данным [51,52] составляет от 3-5 см до 20-30 см. Неровности верхней поверхности льда способствуют накоплению снега и толщина снежного покрова на торосистых участках льда может значительно превышать толщину снега на ровных участках льда. При этом отмечается, что в торосах содержится почти половина всей массы снега, находящегося на дрейфующих льдах [52].

Таким образом, физико-химические свойства морских льдов связаны с их возрастом (толщиной) и определяются динамическими и термодинамическими изменениями в атмосфере и океане.

Электрофизические свойства морских льдов определяются их физическим состоянием, поскольку диэлектрические характеристики ледяных покровов зависят

не только от кристаллического состояния, но и сложным образом связаны с температурой, соленостью и плотностью. Процессы, протекающие в верхних слоях морских льдов (миграция рассола, зависящая от термического режима, накопление снега и его метаморфизм, таяние и т.д.), определяют вертикальное распределение диэлектрических характеристик льда [40].

В работе [53] рассмотрены результаты измерений диэлектрических характеристик (показателя преломления n и удельного затухания N) однолетних льдов и слабо соленых образцов двухлетнего и многолетнего льда в СВЧ диапазоне. Измерения проводились с квазиоднородными образцами (образцами, в которых неоднородности равномерно распределены по объему) однолетних льдов и образцами старых льдов, расположенных ниже деятельных слоев. Средние величины показателя преломления и удельного затухания, приведенные в [53] представлены в таблице 1.1.

Таблица 1.1.

Показатель преломления и удельное затухание арктического морского льда при изменении температуры и солености в СВЧ диапазоне [53]

| Температура, град.С | Длина радиоволны, см | Соленость, $^0/_{00}$ | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 2 | 5 | 8 | 2 | 5 | 8 |
| | | Показатель преломления | | | Удельное затухание, дБ/см | | |
| -37 | 0.78 | 1.79 | 1.79 | 1.79 | 0,1 | 0,25 | 0,42 |
| | 3 | 1.79 | 1.79 | 1.79 | 0,01 | 0,03 | 0,05 |
| | 7.9 | 1.79 | 1.79 | 1.8 | 0,001 | 0,002 | 0,004 |
| -23.5 | 0.78 | 1.79 | 1.8 | 1.8 | 0,4 | 0,9 | 1,5 |
| | 3 | 1.79 | 1.8 | 1.82 | 0,1 | 0,25 | 0,4 |
| | 7.9 | 1.8 | 1.82 | 1.83 | 0,002 | 0,004 | 0,006 |
| -13.5 | 0.78 | 1.78 | 1.79 | 1.8 | 0,7 | 2,2 | 4,4 |
| | 3 | 1.81 | 1.85 | 1.88 | 0,55 | 0,2 | 1 |
| | 7.9 | 1.82 | 1.89 | 1.95 | 0,04 | 0,15 | 0,3 |
| -5 | 0.78 | 1.79 | 1.84 | 1.88 | 1 | 3 | 9 |
| | 3.0 | 1.81 | 1.9 | 2.1 | 0.25 | 1 | 5 |
| | 7.9 | 1.82 | 1.92 | 2.2 | - | 0.6 | - |

Результаты измерений показателя преломления и удельного затухания радиоволн 3 см диапазона для ниласа, молодых и белого льдов в Беринговом море приведены в [54].

Значения показателя преломления и удельного затухания радиоволн 3 см диапазона для ниласа по данным [54] составляют n=1.95-2.23; N=4.7-7 дБ/см при температуре $-12^0$ - - $13^0$С и n=3.2; N=10.5 дБ/см при температуре $-2^0$С.

Результаты [53,54], в среднем, удовлетворительно согласуются с данными зарубежных исследований [55-57 и др.]. Необходимо, однако отметить, что разброс экспериментальных значений n и N при близких величинах солености, плотности и температуры занимает достаточно обширную область. Разброс экспериментальных данных увеличивается при температурах близких к температуре плавления льда и уменьшается при температуре ниже эвтектической для хлористого натрия, что свидетельствует о влиянии жидкой фазы в соленых льдах на характеристики рассеяния в прямом направлении [53,54].

Вертикальные профили диэлектрической проницаемости верхних слоев дрейфующих льдов связаны с профилем солености и плотности льда, а также зависят от его возраста [58]. На рис.1.20, в качестве примера, приведены распределения показателя преломления и удельного затухания в верхних слоях зимнего и многолетнего льда [58]. Как отмечают авторы [58], для соленого морского льда вертикальное распределение показателя преломления коррелирует с распределением плотности при температурах ниже эвтектической для хлористого натрия и распределением солености при температуре выше эвтектической. Распределение показателя преломления в деятельных слоях многолетнего льда коррелирует с распределением плотности и слабо зависит от температуры.

Отмечается также наличие максимума поглощения в деятельных слоях многолетних льдов при низких температурах.

При отрицательных температурах образцы снега плотностью $\approx$0,4г/см имели достаточно малые значения удельного затухания, а удельное затухание льда той же плотности из деятельных слоев достигало N$\approx$ 0,6-1,5 дБ/см [59].

Температура верхних слоев ниласовых и молодых льдов, как правило, выше эвтектической температуры для хлористого натрия. Ниласовые и молодые льды характеризуются повышенным, по сравнению с однолетними и многолетними льдами, содержанием рассола в верхних слоях и высокими значениями показателя преломления и удельного затухания (значения n и N для ниласа достигают n - 3,2 и N - 10,5дБ/см [53]).

Метаморфические преобразования снежного покрова и верхних слоев однолетних льдов приводят к формированию характерных профилей показателя преломления и удельного затухания. Показатель преломления в слое сморози снега со льдом n $\approx$ 1,3 и скачкообразно увеличивается до n $\approx$ 1,9 при переходе к монолитному льду [58].

В осенне-зимний период электрофизические характеристики деятельных слоев многолетних льдов существенно отличаются от соответствующих характеристик верхних слоев однолетних льдов.

В отличие от Арктики, где рост льда проходит при существенно отрицательной температуре, ледяной покров, который образовывается во внутренних морях средних широт, например, Азово-Черноморском бассейне в осенне-зимний период года, подвержен нескольким циклам таяния и последующего замерзания. Кроме того, на структурно-физические и электрофизические свойства верхних слоев льда здесь большое влияние оказывают осадки в виде дождей и влажного снега. Поэтому морфологические и диэлектрические характеристики ледяного покрова в Азово-Черноморском бассейне характеризуются значительным многообразием, и в течение осенне-зимнего периода может наблюдаться несколько циклов образования, таяния и последующего замерзания льда. Указанные обстоятельства существенно затрудняют обобщение структурно-физических и электрофизических свойств льда в Азово-Черноморском бассейне, так же как и в других внутренних морях средних широт. Это заставляет использовать при интерпретации данных дистанционного радиолокационного зондирования для таких районов в основном обобщенные экспериментальные данные.

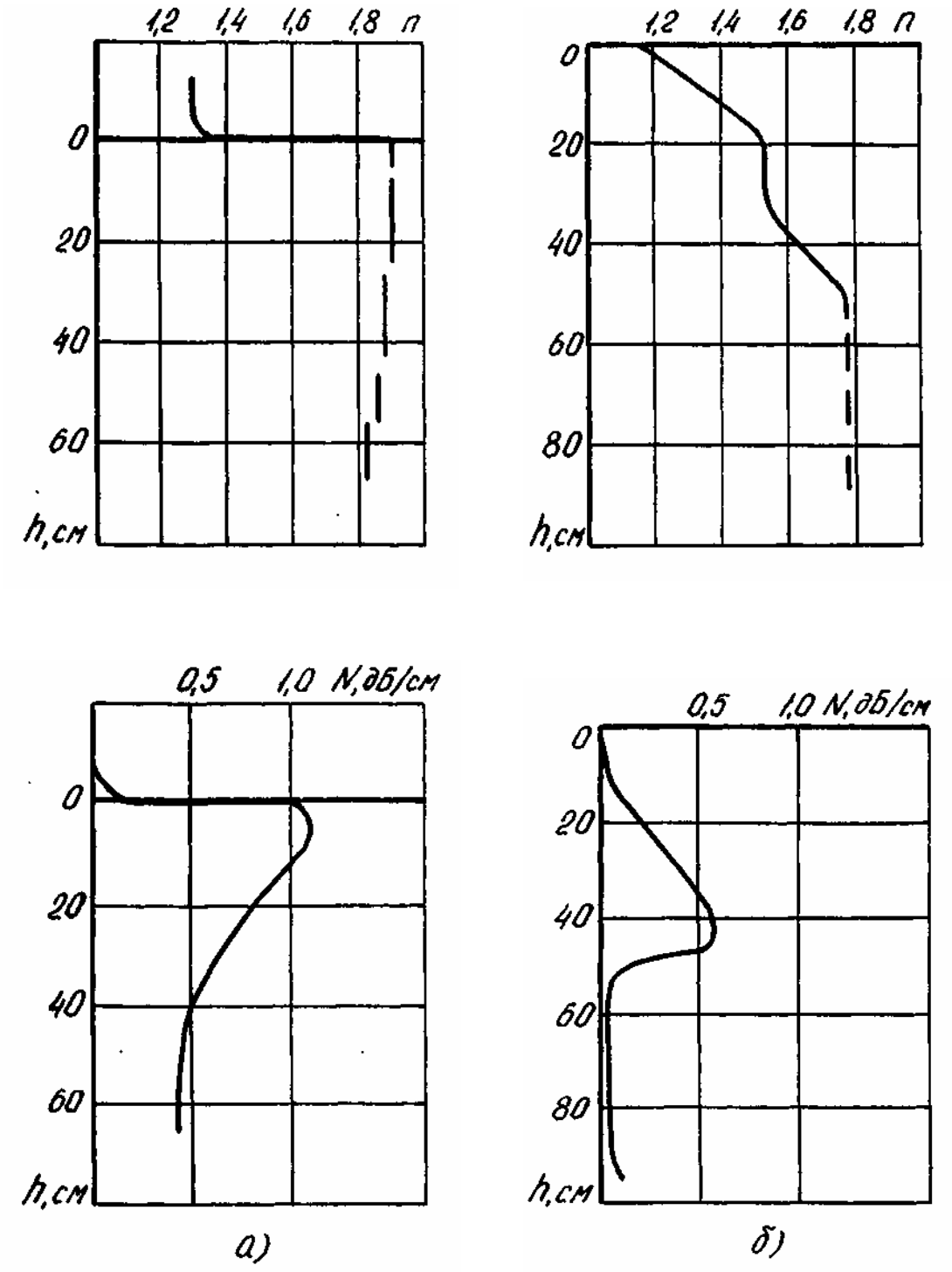



Рис. 1.20. Распределение показателя преломления n и удельного затухания радиоволн 3 см диапазона N в верхних слоях однолетнего льда при температура -12°С (а) и многолетнего льда при температуре -14°С (б).

**Особенности характеристик обратного рассеяния радиоволн СВЧ диапазона морскими льдами.**

Развитие радиолокационных методов и средств дистанционной диагностики ледяных покровов Земли с аэрокосмических носителей [60-63] базируется на результатах исследований и обобщений свойств рассеяния радиоволн природными льдами и на разработанных моделях, адекватно описывающих процессы рассеяния.

Результаты измерений характеристик обратного рассеяния радиоволн морскими льдами свидетельствуют о зависимости интенсивности отраженного сигнала от возраста льда, состояния его поверхности, сезона, региональных условий и т.д. [64-69].

Опыт использования самолетных РБО для ледовой разведки обобщен в [70]. В этих исследованиях дешифрирование радиолокационных изображений (РЛИ) проводилось визуально, с привлечением априорной информации и носило эмпирический характер.

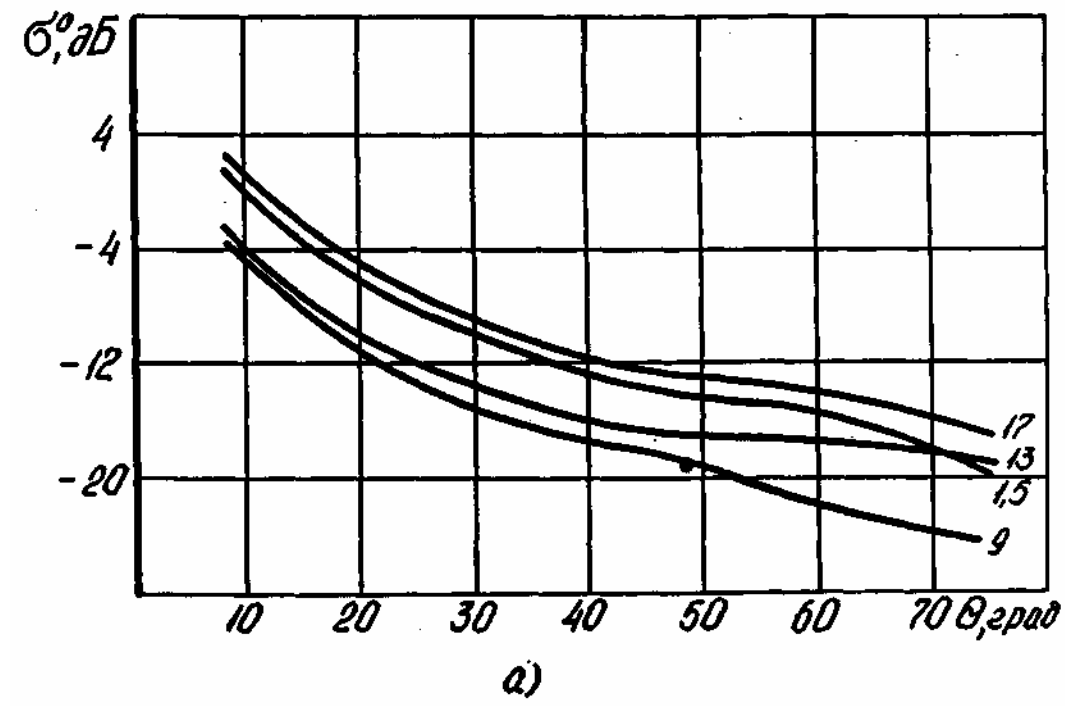
Результаты наледных и вертолетных измерений УЭПР в диапазоне 1-2 ГГц, 9-18 ГГц и секторе углов падения $10^0 \le \theta \le 70^0$ для вертикальной ВВ, горизонтальной ГГ и скрещенной ГВ и ВГ поляризаций обсуждаются в [66,69].

На рис.1.21 приведена зависимость $\sigma^0(\theta)$ [67] многолетних и однолетних льдов на частотах 1,5 ГГц, 9 ГГц, 13 ГГц и 17 ГГц для вертикальной поляризации. Характер зависимостей $\sigma^0(\theta)$ для горизонтальной поляризации подобен зависимостям, приведенным на рис.1.21. Однако значения УЭПР на горизонтальной поляризации - на 1-3 дБ ниже, чем на вертикальной.

Результаты измерений $\sigma^0(\theta)$ многолетнего и однолетнего льда на частоте 9 ГГц для вертикальной, горизонтальной и скрещенной (ГВ) поляризаций приведены на рис.1.22 [66]. Данные об УЭПР морских льдов, полученные при вертолетных измерениях [69], в целом близки к результатам [66].

Как видно из рис.1.21, 1.22, в диапазоне частот 9-17 ГГц зависимость УЭПР многолетних льдов от угла падения слабее, чем у однолетних. В диапазоне 1-2 ГГц для согласованной поляризации различие УЭПР однолетних и многолетних льдов практически отсутствует. УЭПР при скрещенной поляризации излученного и принимаемого сигнала на 10-15 дБ ниже, чем соответствующие значения для согласованной поляризации. Следует также отметить, что характер зависимости $\sigma^0(\theta)$ однолетних льдов (рис.1.22) подобен зависимости УЭПР для морской поверхности.

Несмотря на качественное совпадение результатов экспериментальных исследований энергетических характеристик обратного рассеяния и весьма эффективное использование этих данных в практике ледовых наблюдений, обобщение результатов измерений с целью выделения факторов, влияющих на характеристики обратного рассеяния, и определение исходных данных для разработки моделей рассеяния затруднительно. Так, результаты измерения УЭПР для льдов одного и того же возраста [64,66,69,71] отличаются на 4-10 дБ. Это принципиально может быть связано как с достаточно грубым описанием параметров исследуемого ледяного покрова (как правило, приводится возраст льда и в ряде случаев его торосистость), так и с особенностями калибровки измерительной аппаратуры. Вместе с тем, как показывают эксперименты [63] (результаты натурных измерений характеристик обратного рассеяния с борта самолета-лаборатории ИЛ-18 обсуждаются ниже), вариации УЭПР могут достигать 10дБ и более даже для визуально однородного льда.



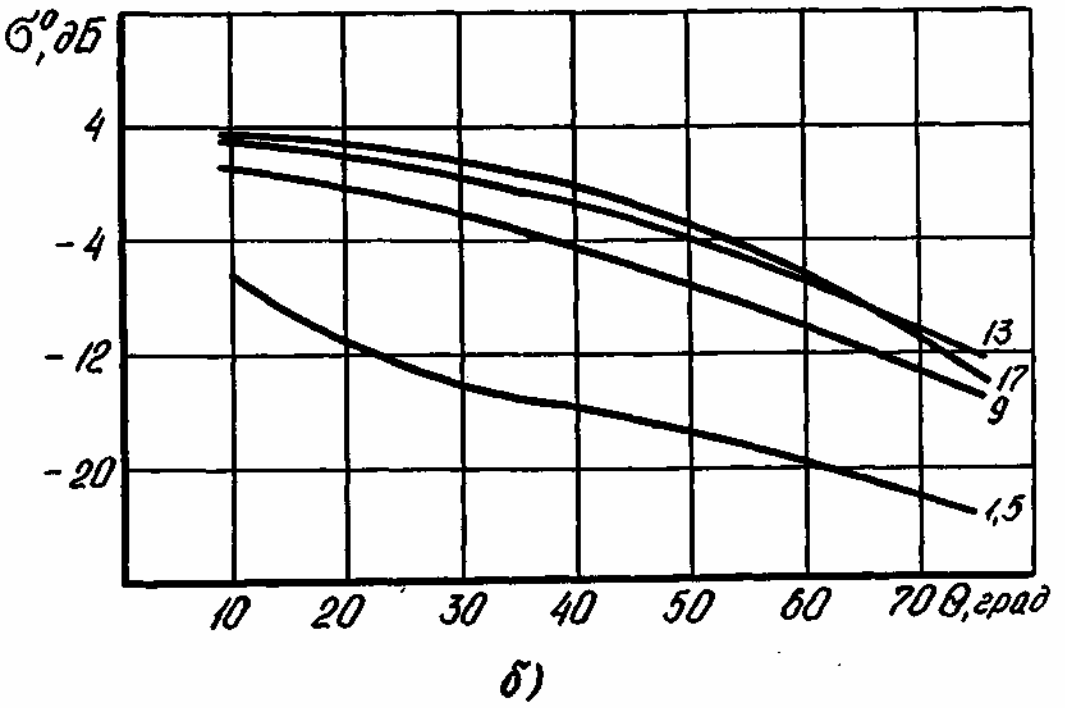




Рис. 1.21. Зависимость $\sigma^0(\theta)$ однолетнего (а) и многолетнего (б) льда на частотах 1.5 ГГц, 9,0 ГГц, 13,0 ГГц, 17,0 ГГц для вертикальной поляризации.

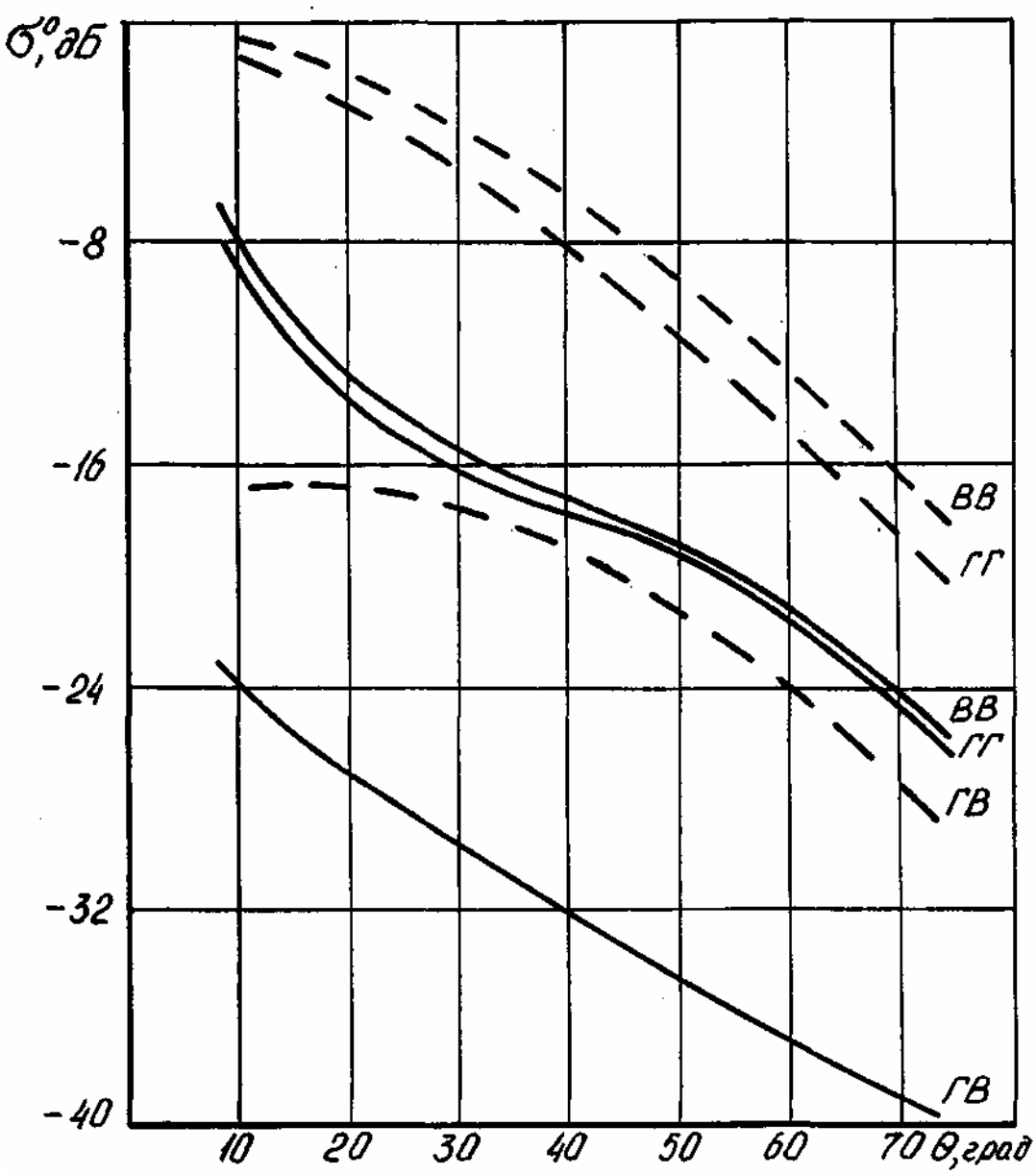



Рис. 1.22. Зависимость $\sigma^0(\theta)$ многолетнего (- - -) и однолетнего (——) льда на частоте 9,0 ГГц для вертикальной (ВВ), горизонтальной (ГГ) и скрещенной (ГВ) поляризаций.

Теоретическим исследованиям механизмов рассеяния радиоволн природными льдами посвящен ряд работ отечественных и зарубежных ученых. Следует, однако, отметить, что из-за многообразия электрических свойств природных льдов нельзя создать единую модель, поэтому задачу для каждой физической системы приходится решать заново. В отличие от морской поверхности, которая представляет собой однородную в диэлектрическом смысле среду, а характеристики отраженного сигнала полностью определяются статистическими свойствами поверхности, электромагнитные волны могут проникать в лед на конечную глубину. Поэтому на параметры рассеянного сигнала оказывают влияние и объемные неоднородности диэлектрической проницаемости.

Собственное тепловое излучение многослойного диэлектрика, с учетом многолетних изменений структуры ледяных покровов, исследовано в [71,72].

Полученные зависимости хорошо согласуются с результатами радиотеплового зондирования Антарктиды.

Модель, рассматривающая рассеяние в слое диэлектрика, ограниченного плоскими слабо шероховатыми поверхностями, допускающими использование метода возмущений, рассмотрена в [73]. Плавные изменения диэлектрической проницаемости внутри слоя апроксимируются линейными функциями.

Прохождение собственного радиотеплового излучения подложки через слой льда, представляющий собой диэлектрик со случайными объемными неоднородностями, ограниченный кирхгофовскими поверхностями, описано в [74]. Однако, в реальных условиях поверхность льда, как правило, имеет широкий спектр шероховатостей, что необходимо учитывать при разработке модели.

В работе [75] получена система уравнений переноса излучения, описывающая распространение электромагнитных волн в среде с плавными изменениями диэлектрической проницаемости в толщине диэлектрика и шероховатыми границами. Характер рассеяния на поверхностях, ограничивающих слой диэлектрика, может быть достаточно произвольным - от случая кирхгофовского рассеяния до полностью изотропного. Рассмотрены некоторые аналитические решения, позволяющие определить влияние шероховатых границ слоя на вид рассеянного сигнала.

Влияние объемных неоднородностей в виде случайных эллипсоидов, хаотически расположенных сфер и др. рассматривалось в большом числе работ (см. напр. [76,77] и цитируемую там литературу), причем в большинстве работ слой неоднородной среды был ограничен двумя параллельными плоскостями.

Система уравнений переноса с граничными условиями, описывающая рассеяние волн слоистой средой с объемными неоднородностями и случайно-неровными границами, получена в [78]. Там же приведены аналитические решения системы кинетических уравнений для случаев малого и большого числа объемных неоднородностей, а также анизотропного объемного рассеяния. Показано, что в случае сильного объемного рассеяния функция распределения интенсивности рассеянного средой поля определяется суммой изотропной и направленной составляющих. Второе слагаемое описывает рассеяние на границе раздела. В отсутствие поглощения в среде изотропная часть будет преобладающей.

Сравнение результатов численного решения системы уравнений переноса излучения слоем диэлектрика со случайно-шероховатыми границами с учетом ослабления в слое льда и экспериментальных данных [66] проводится в [79]. Шероховатости границы описывались в приближении Кирхгофа. Подбор значений декремента затухания ($\nu$) в слое и дисперсии эффективных углов наклона поверхности ($\bar{\gamma}^2_{ЭФ}$) позволяет получить достаточно хорошее совпадение расчетных кривых с экспериментальными зависимостями [66] для однолетних льдов на углах падения $\theta \le 20^0 - 30^0$. При численном моделировании использовались диэлектрические характеристики однолетних морских льдов, представленные в [40].

Результаты [79] близки к результатам [67], полученным при интерпретации данных радиолокационного зондирования морских льдов на углах, близких к вертикальным. В работе [67] свойства однолетних льдов описывались случайно-шероховатой границей в приближении Кирхгофа.

Аналитическое выражение для углового распределения интенсивности электромагнитного поля, рассеянного случайно-неоднородным поглощающим и рассеивающим слоем, границы которого характеризуются широким спектром шероховатостей, приведено в [80]. Граница раздела определялась в виде

суперпозиции некоторой микрошероховатой поверхности, рассеивающей по закону Ламберта, и поверхности, к которой применим метод Кирхгофа. Проведенный в [80] анализ показывает, что диффузная компонента поверхностной матрицы рассеяния может приводить к уменьшению крутизны зависимости $\sigma^0(\theta)$ так же, как и рассеяние в объеме слоя. Учет поверхностной компоненты необходим в случае сильного поглощения в слое, так как объемное рассеяние в этом случае не оказывает существенного влияния на угловое распределение интенсивности.

Расчеты, проведенные в [81,82] с использованием выражений для коэффициентов рассеяния бесконечной случайно-неоднородной средой, полученные в борновском приближении [83], достаточно хорошо описывают ход экспериментальных кривых $\sigma^0(\theta)$ для многолетних льдов [69].

Рассмотренные методы решения задачи рассеяния радиоволн случайно-неоднородными средами, ограниченными неровными поверхностями, с учетом электрофизических и структурно-физических свойств ледяных покровов, позволяют объяснить качественные особенности некоторых экспериментов по дистанционному зондированию морских льдов. В то же время зависимость результата решения от целого ряда параметров ледяного покрова (шероховатостей поверхности, статистических характеристик флуктуаций диэлектрической проницаемости в слое льда и др.), которые, как правило, определяются феноменологически и допускают неоднозначную интерпретацию полученных результатов, существенно ограничивают возможности теоретических описаний свойств ледяных покровов.

## § 1.4 Особенности рассеяния радиоволн СВЧ диапазона поверхностью суши, в растительных покровах и почвогрунтах

### Введение в теорию рассеяния радиоволн системой почва - растительность

В настоящее время проблемы рационального использования природных ресурсов, экологических, природоохранных и сельскохозяйственных задач, диагностика подпочвенных образований приобретают важное значение в жизнедеятельности человека. Для их решения все чаще применяют дистанционные методы в СВЧ диапазоне радиоволн, основанные на изучении сигналов отраженных или излученных поверхностью Земли.

Радиофизические методы исследования поверхности Земли используют связь геометрических и электрофизических характеристик поверхностных и подповерхностных образований с параметрами отраженного сигнала. Следует отметить, что многообразие типов земной поверхности создает трудности при разработке теоретических моделей, большинство из которых строится для описания обратного рассеяния от квазигладких поверхностей и неприменимо по отношению шероховатых поверхностей.

Существует три подхода к моделированию отраженного радиолокационного излучения. Первый основан на использовании формул Френеля при представлении среды с помощью коэффициентов отражения для плоской границы раздела сред. В случае почв недостатки такой теории налицо. Во втором подходе, использующем теорию дифракции на шероховатых поверхностях, применяются методы малых возмущений (размер шероховатостей много меньше длины волны облучения) и метод касательной плоскости (в случае, когда размер шероховатости много больше длины волны). В этом случае недостатки возникают из-за того, что в натурных условиях почвы часто имеют четкую регулярную структуру и включают в себя неоднородные частицы разных форм дисперсного и механического состава.

Теория многократного рассеяния [84] кажется наиболее подходящей для описания почв с растительным покровом. Однако возникают трудности, связанные со сложностью математического описания состояния неоднородного распределения диэлектрических свойств, распределения рассеивателей и ряда других параметров, определяющих вклад в суммарный отраженный сигнал.

Поэтому, в настоящем разделе основное внимание уделяется анализу простейших теоретических моделей и эмпирических зависимостей, полученных на основании экспериментальных данных.

### Рассеяние радиоволн от почв

Для решения задач исследования почв в микроволновом диапазоне практическое применение находят три типа теоретических моделей - Кирхгофа, физической и геометрической оптики (метод касательной плоскости) и метода малых возмущений [8,13,85]. Эти модели, в общем, виде, представляют собой произведение двух функций:

$$\sigma^0_{pp}(f,\theta_i)=D_{pp}[\varepsilon_s(f),\theta_i]\ S[(f,\theta i)], \qquad (1.92)$$

где $D_{pp}$- представляет собой функцию, описывающую диэлектрические свойства среды, зависящую от поляризации и угла облучения; функция S учитывает влияние шероховатости поверхности и описывается, в случае рассеяния на случайных изотропных поверхностях, одномерной корреляционной функцией $\rho(\xi)$ поверхностного профиля h(z) или спектром поверхностных неровностей. Корреляционная функция, в свою очередь, характеризуется среднеквадратическим отклонением высот $\ell$ - $\sigma_h=\rho'(\varnothing)$, радиусом их корреляции, и среднеквадратическим

наклоном поверхности. Радиус корреляции определяется как расстояние, на котором нормированная корреляционная функция $\rho(\varnothing)=1$ имеет значение $\rho(\ell)=1/e$. Значение $m=\sigma_h|\rho''(\varnothing)|^{1/2}$, где $\rho''(\varnothing)$ - вторая производная корреляционной функции в точке $\xi=0$. В моделях чаще всего используют гауссовскую ($\rho(\xi)=\sigma^2_{h*}\exp(-\xi^2/\ell^2)$, $m=\sqrt{2}\,\sigma_h/\ell$) или экспоненциальную ($\rho(\xi)=\sigma^2_{h*}\exp(-|\xi|/\ell)$, $m=\sigma_h/\ell$) формы для корреляционной функции, а реально применяют данные, полученные по материалам контактных измерений исследуемых поверхностей.

Наиболее строгие модели созданы для квазигладких поверхностей (дороги, взлетные полосы, солончаки и пр.), подчиняющихся критерию Рэлея

$$\sigma_h<\frac{\lambda}{8}\cos\theta, \tag{1.93}$$

где: $\sigma_h$ - среднеквадратическая высота неровностей; $\lambda$ - длина волны; $\theta$ - угол падения.

В этом случае разработанные модели основаны на применении метода малых возмущений при углах падения $\theta>20^0$-$30^0$ и метода Кирхгофа для углов падения близких к надиру [13, 86].

Модель Кирхгофа со стационарно-фазовой аппроксимацией применима в случае, когда средний радиус кривизны поверхностных неровностей $\sigma_h$ больше длины волны

$$(2k\sigma_h\cos\theta_i)^2>10 \quad \text{и} \quad \ell>2.76*\sigma_h\lambda_i; \quad k\ell>6 \tag{1.94}$$

Для таких поверхностей рассеяние носит чисто некогерентный характер, и УЭПР выглядит как:

$$\sigma^0_{pp}(\theta_i)=\sigma^0_{ppn}(\theta_i)=\frac{|R(\varnothing)|^2\exp(-tg^2\theta_i/2m^2)}{2m^2\cos^4\theta_i}, \tag{1.95}$$

где - $|R(\varnothing)|=|R_{гг}(\varnothing)|=|R_{вв}(\varnothing)|=(\sqrt{\varepsilon_s}-1)/\sqrt{\varepsilon_s}+1)$ модуль френелевского коэффициента зеркального отражения в точке $\theta_i=0$. В этой модели нет разницы в $\sigma^0$ для ГГ (горизонтальной) и ВВ (вертикальной) поляризации. Кросс-поляризационные коэффициенты равны нулю $\sigma^0_{гв}=\sigma^0_{вг}=0$, поскольку модель не учитывает многократное рассеяние. Диэлектрическая функция и функция шероховатости соответственно равны:

$$D_{pp}(\varepsilon_s(f),\theta_i)=|R(\varnothing)|^2, \tag{1.96}$$

$$S(f,\theta_i)=\frac{\exp(-tg^2\theta_i/2m^2)}{2m^2\cos^4\theta_i} \tag{1.97}$$

С уменьшением $(2k\sigma_h\cos\theta_i)^2$ возрастает влияние выбранной формы корреляционной функции, появляется и увеличивается когерентная компонента в рассеянном сигнале. При приближении к нулю рассеяние становится чисто когерентным и начинает работать механизм модели физической оптики.

Модель физической оптики работает при большом радиусе кривизны поверхностных неровностей и малых среднеквадратических наклонах поверхности

$$m<0{,}25 \quad \text{и} \quad \ell>2{,}76\,\sigma_h\lambda_i; \quad k\ell>6 \tag{1.98}$$

Рассеяние в этом случае носит некогерентный характер и УЭПР выглядит следующим образом:

$$\sigma^0_{pp}(\theta_i)=\sigma^0_{ppc}(\theta_i)+\sigma^0_{ppn}(\theta_i)+\sigma^0_{pps}(\theta_i) \tag{1.99}$$

$\sigma^0_{pps}(\theta_i)$- учитывает вклад наклонов и в реальных задачах довольно часто не употребляется. Первый член равенства (1.99) выражает когерентную составляющую, которая при $\theta_i>10^0$ становится пренебрежимо малой.

Диэлектрическая функция и функция шероховатости выглядят в этом случае следующим образом:

$$D_{pp}(\varepsilon_s(f),\theta_i)=|R_{pp}(\theta_i)|^2(1+\sin^2\theta_i)+\mathrm{Re}[R_{pp}(\theta_i)R^*_{pp1}(\theta_i)]\sin(2\theta_i) \quad (1.100)$$

$$R_{гг1}=-2\sin\theta_i R_{гг}(\theta_i)/(\cos\theta_i+\sqrt{\varepsilon_s-\sin^2\theta_i}) \quad (1.101)$$

$$R_{вв1}=\sin\theta_i[R_{вв}(\theta_i)(\varepsilon_s+1)-\varepsilon_s+1]/(\varepsilon_s\cos\theta_i+\sqrt{\varepsilon_s-\sin^2\theta_i}) \quad (1.102)$$

$$S(f,\theta_i)=(k\ell)^2\exp(-k_0)\sum_{n=1}^{\infty}[K_0^n/(n!n)]\exp[-(kl\sin\theta_i)^2/n], \quad (1.103)$$

где $k=(2k\sigma_h\cos\theta_i)^2$ .

Следует отметить, что модели геометрической и физической оптики применимы в узком ($\theta$-$30^0$) диапазоне углов падения радиоволн на изотропную поверхность, что в реальных условиях практически не встречается.

При решении задач рассеяния радиоволн на поверхности с малыми (по сравнению с длиной волны) неровностями, когда выполняется условие малости параметра Релея $P=(2kh\sigma_h\cos\theta_i)^2 \ll 1$, применяется метод малых возмущений [87-89]. Горизонтальный размер неровностей $\ell$ (радиус корреляции) может быть сколько угодно большим, но при этом они должны быть достаточно пологими $\gamma^2_0=h^2/\ell^2 \ll 1$

В приближении метода малых возмущений УЭПР шероховатой поверхности может быть представлена через напряженность рассеянного электрического поля E(R) в виде [89]:

$$\sigma^{\bar{p}_0}_{\bar{p}_1\bar{p}_2}=4\pi r^2\langle(\bar{E}\bar{p}_1)(\bar{E}\bar{p}_2)\rangle/S|E_0|^2=16\pi k^4F^{\bar{p}_0}_{\bar{p}_1}\left(F^{\bar{p}_0}_{\bar{p}_2}\right)^*S_\zeta(\bar{q}), \quad (1.104)$$

где $k=2\pi/\lambda$ - волновое число, R- расстояние до облучаемой поверхности, $E_0$-напряженность поля падающей волны у поверхности, $p_0$-единичный вектор ее поляризации, $\bar{p}_{1,2}$ - единичные вектора поляризации приемной системы;

$$S_\zeta(\bar{q})=1/(2\pi)^2\iint W_\zeta(\bar{\rho})\exp(i\bar{q}\bar{\rho})d^2\rho \quad (1.105)$$

пространственный энергетический спектр неровностей поверхности, описываемой уравнением $Z=\zeta(\bar{r})$, а $W(\bar{\rho})\langle\zeta(\bar{r}+\bar{\rho})\zeta(\bar{r})\rangle$- их автокорреляционная функция, $\bar{q}=\bar{k}^1-\bar{k}$ - вектор рассеяния, $\bar{k}-$волновой вектор падающего поля, $\bar{k}^1$-рассеянного; $F^{\bar{p}_0}_{\bar{p}_1}$ - «длина» рассеяния, которая в радиолокационном случае равна [90]

$$F^{\bar{p}_0}_{\bar{p}_1}=1/4(\varepsilon-1)(1+v_г)[(1+v_г)(\bar{p}_0\bar{p})+(\varepsilon-1)/(1-v_в^2)p_zp_{0z}] \quad (1.106)$$

$v_{гв}(\theta)$- коэффициенты Френеля при горизонтальной и вертикальной поляризации соответственно. Из формул (1.104), (1.105) следует, что рассеяние на слабошероховатой поверхности является резонансным: в любом заданном направлении $\bar{k}$ рассеивает только одна пространственная гармоника поверхности с волновым вектором $\bar{q}_1=\bar{q}-\bar{e}_z(\bar{q}\bar{\ell}_z)$, $\bar{e}_z$- орт вдоль оси Z, направленный по нормали к средней плоскости. В частности, интенсивность радиолокационных отражений обеспечивается только теми пространственными Фурье - компонентами поверхности (плоскими поверхностными волнами), образующие которых перпендикулярны к направлению облучения, а пространственный спектр равен $\lambda/\sin\theta$.

Двухмасштабная модель применяется для интерпретации экспериментальных данных о рассеянии радиоволн на естественных поверхностях с широким спектром вертикальных (h) и горизонтальных ($\ell$) масштабов, когда не

выполняются условия применимости ни метода малых возмущений, ни метода Кирхгофа. Рассеивающая поверхность рассматривается как суперпозиция мелкомасштабной шероховатости $z=\zeta(\bar{r})$, для расчета рассеяния, на которой применим метод малых возмущений, и гладких крупномасштабных неровностей $z=Z(\bar{r})$ с наклонами $\bar{\Gamma}=\nabla Z(\bar{r})$ и нормалями $\bar{N}=(\bar{e}_z-\bar{\Gamma}_0)/\sqrt{1+\Gamma^2}$, удовлетворяющими условиям применимости метода касательной плоскости. В результате средняя УЭПР может быть записана в виде суммы зеркальной компоненты и диффузной, представляющей собой усредненное по направлениям нормали $\bar{N}=(\bar{e}_z-\bar{\Gamma})/\sqrt{1+\Gamma_0^2}$, значение (УЭПР) $\sigma_{\bar{N}}$ для мелких шероховатостей, даваемое формулой (1.92)

$$\sigma=\iint d^2\bar{\Gamma}W(\bar{\Gamma})[(\bar{N}*\bar{K})/KN_z]\sigma_{\bar{N}} \qquad (1.107)$$

Метод малых наклонов [91] применяется для расчета рассеяния на поверхности с неровностями произвольной высоты, но достаточно пологих. При P<< 1 метод малых наклонов приводит к формулам метода малых возмущений, при P>> 1- к методу касательной плоскости. Первый член для УЭПР σ построенного в [92] ряда по малым наклонам нормальной (Гауссовской) поверхности, получается из (1.104) путем формальной замены

$$S_\zeta(\bar{q})\Rightarrow 1/(2\pi)^2 q_z^2\iint\exp(i\bar{q}\bar{\rho}-1/2q_z^2D_\zeta(\bar{\rho}))d^2(\bar{\rho}), \qquad (1.108)$$

где $D_\zeta(\bar{\rho})=\left\langle\left[\zeta(\bar{r}+\bar{\rho})-\zeta(\bar{r})\right]^2\right\rangle$ - структурная функция неровностей.

Метод локальных возмущений [92] позволяет получить решение задачи рассеяния в виде итерационного ряда, представляющего собой асимптотические разложения по двум малым параметрам - характерному наклону неровностей $\gamma_0^2=h^2/\ell^2$ и их кривизне. С помощью этого метода в [93] были рассчитаны поправки к яркостной температуре и параметрам Стокса собственного теплового радиоизлучения среды, ограниченной неровной поверхностью, связанные с дифракцией на ее шероховатостях.

Перечисленные выше методы расчета применимы к идеализированным моделям границ раздела природных сред, которые могут быть описаны однозначными плавными функциями пространственных переменных. Решающее слово применимости той или иной модели рассеяния принадлежит, в конечном счете, натурным экспериментам.

В результате рассмотрения теоретических моделей видно, что величина УЭПР определяется шероховатостью и диэлектрической проницаемостью зондируемой поверхности, зависит от рабочей частоты и угла падения радиоволн.

Угловая зависимость УЭПР меняется в широких пределах: от $\sigma^0\sim\cos^3\theta$ для квазигладких поверхностей до $\sigma^0\sim\cos\theta$ - для шероховатых поверхностей, когда рассеяние становится чисто диффузным, подчиняющимся закону Ламберта. На рис.1.23 представлена угловая зависимость $\sigma^0$ поверхностей с различной степенью шероховатости, полученная на частоте 1 Ггц [91], а на рис.1.24 - аналогичные зависимости на частоте 10 Ггц.

Зависимость $\sigma^0$ от длины волны ослабевает с увеличением степени шероховатости. Для квазигладких поверхностей сильная зависимость УЭПР от длины волны проявляется на волнах сантиметрового и более длинноволновых диапазонов (рис.1.25), а для сильно шероховатых поверхностей без растительности даже в этих диапазонах она может апроксимироваться выражением $\sigma^0$-$\lambda^0$...$\lambda^{-1}$ [94].

Учитывая сильную связь диэлектрической проницаемости с влагосодержанием, выражение (1.93) позволяет оценить влажность почвы и ее распределение по площадям. Следует отметить, что на частотах свыше 1 Ггц зависимость ε от влагосодержания меняется в зависимости от типа почв; на частотах ниже 1 Ггц зависимость от типа почвы не сказывается, что может быть связано с уменьшением отношения размеров почвенных гранул к длине волны [95].

По данным [96], оптимальным диапазоном для определения влажности почв является диапазон рабочих частот 4...5 Ггц; в этом диапазоне УЭПР в зависимости от относительной влажности в верхнем слое почвы меняется как:

$$\sigma_n^0(\text{дБ})=0{,}148m_f-15{,}96, \qquad (1.109)$$

где $m_f = \frac{m_v}{c_v}100\%$; $m_v$- объемное влагосодержание, Г/см$^3$; $c_v$- полевая влагоемкость.

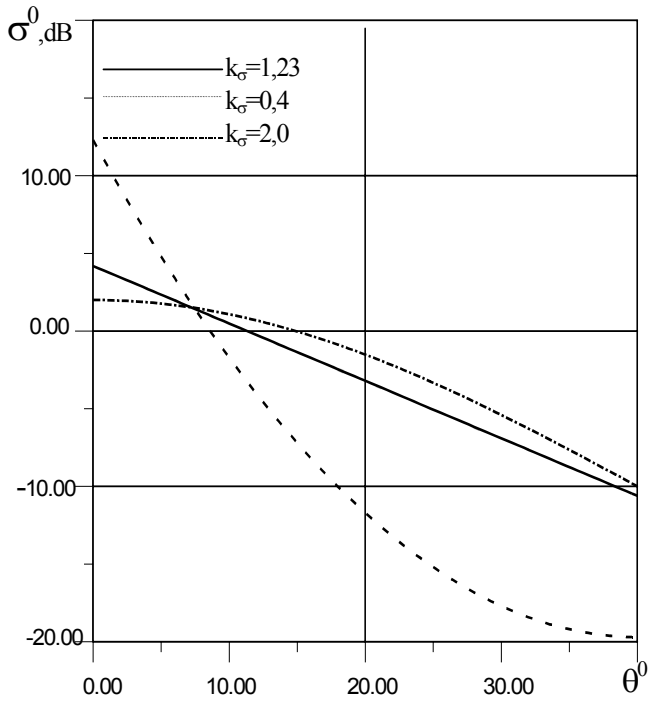



Рис. 1.23. Угловая зависимость $\sigma^0$ поверхностей с различной степенью шероховатости, полученная на частоте 1 Ггц.

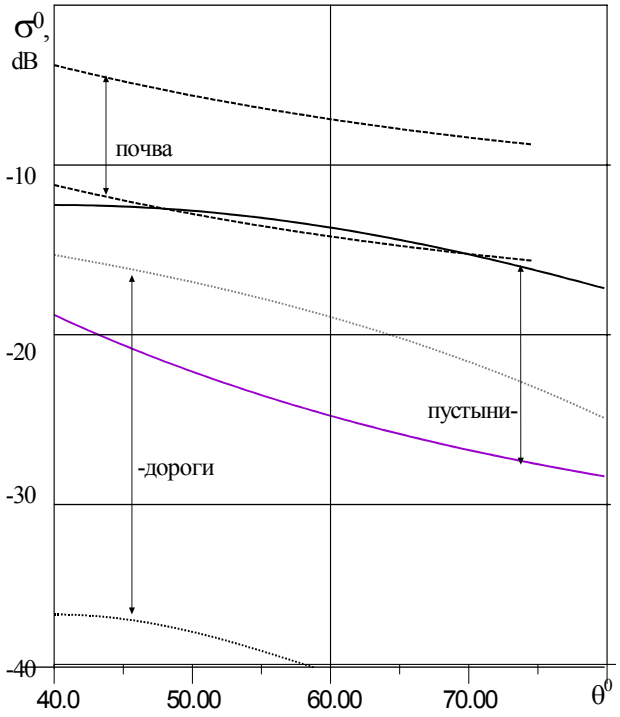



Рис. 1.24. Угловые зависимости УЭПР поверхностей с различной степенью шероховатости на частоте 10 Ггц.

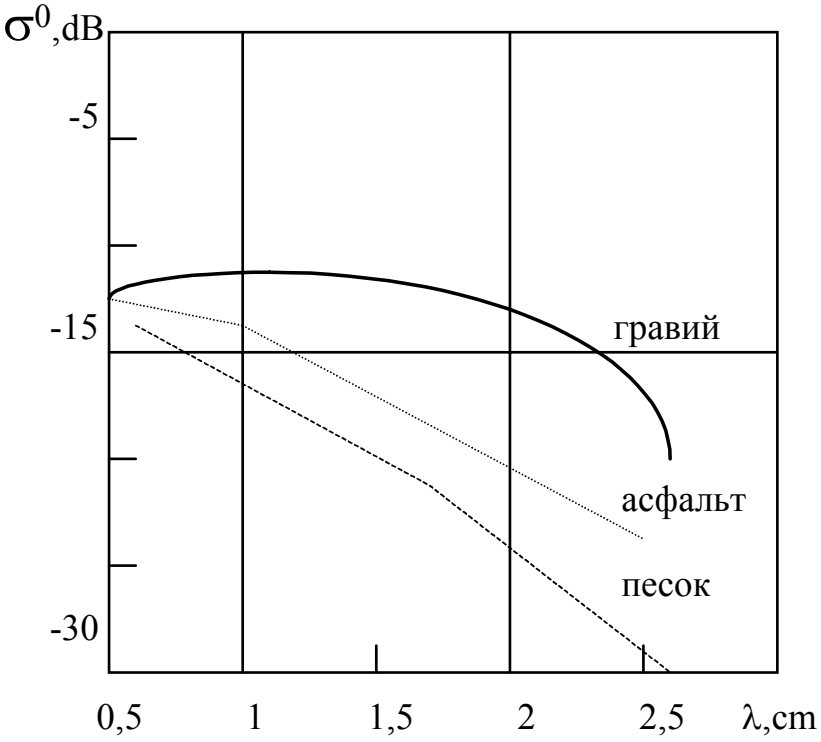



Рис. 1.25. Зависимость УЭПР от длины волны для квазигладких поверхностей.

Зависимость $\sigma_n^0=f(m_v)$ на частоте 4,4 Ггц при угле падения $10^0$ и горизонтальной поляризации излучения и приема представлена на рис.1.26. Наличие такой зависимости позволяет определять влагосодержание верхнего слоя почвы по интенсивности отраженного сигнала.

Растительный покров маскирует поверхность почвы, и в этом случае УЭПР выглядит как:

$$\sigma^0_\Sigma(\theta)=\sigma^0_p(\theta)+\frac{\sigma_n^0(\theta)}{L^2(\theta)}, \qquad (1.110)$$

где $\sigma^0_p(\theta)$- УЭПР растительного покрова; $L(\theta)$- коэффициент ослабления электромагнитного поля в слое растительности. На частотах свыше 8 Ггц при $\theta\geq 30^0$ удельный вклад первого слагаемого оказывается преобладающим, в то время как на более низких частотах и при $\theta = 10...30^0$ более заметным является вклад второго слагаемого. Результаты исследований по программам “Seasat-A” и “Shuttle” показали, что РСА на частоте порядка 1 Ггц улавливает разницу между сухой и влажной почвами [86].

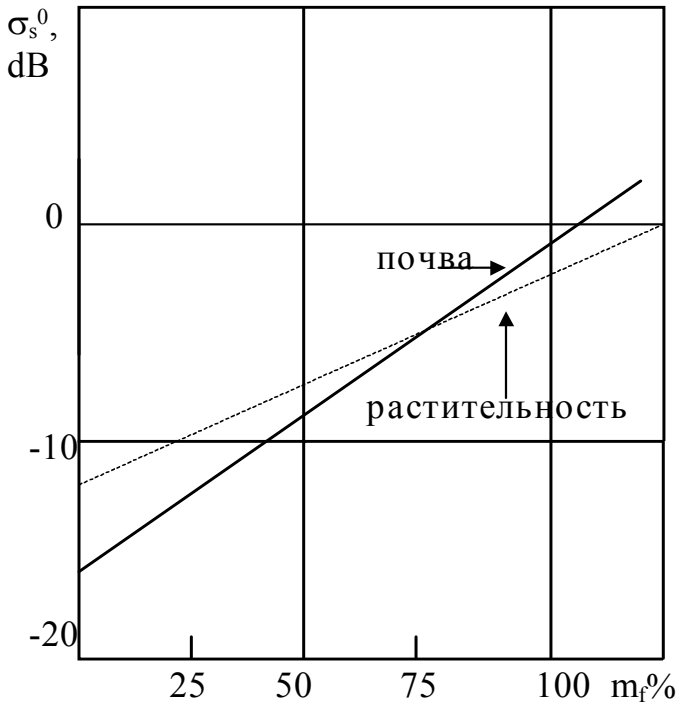



Рис. 1.26. Зависимость УЭПР от влажности.

В диапазоне 4...5 Ггц наличие растительного покрова приводит к тому, что зависимость $\sigma^0$ от влагосодержания приобретает вид [97]:

$$\sigma^0_n(\text{дБ})=0{,}113m_v-13{,}84, \qquad (1.111)$$

т.е. наблюдается уменьшение чувствительности $\partial\sigma^0/\partial m$ (рис.1.26, кривая 2).

Вторым фактором, ограничивающим возможности дистанционного определения влагосодержания, является влияние шероховатости поверхности, вследствие сильной зависимости УЭПР от среднеквадратичной высоты неровностей $\sigma_h$ (что хорошо иллюстрируется данными на рис.1.23).

Урожайность сельскохозяйственных культур является, как правило, функцией условий увлажнения W биомассы культуры A, т.е.

$$Y=f(A,W), \qquad (1.112)$$

где условия увлажнения почвы определяются как [89]

$$W=0,6\sum_{i=1}^{m} x_{1i}+\sum_{j=1}^{n} x_{2j}, \qquad (1.113)$$

где $\sum_{i=1}^{m} x_{1i}$ - сумма осадков за осенне-зимний период; $\sum_{j=1}^{n} x_{2j}$ - сумма осадков за май-июль.

Данное обстоятельство определяет необходимость получения исходной информации как о стартовой увлажненности почвы, определяемой осадками и снежным запасом, так и об увлажненности почвы в течение вегетативного сезона. Как отмечалось выше, интенсивность рассеянного от почвы сигнала (удельная ЭПР) является функцией шероховатости и комплексной диэлектрической проницаемости почвы ε, которая связана с объемным влагосодержанием почвы эмпирической моделью Халликайнена [98].

Результаты этого же подраздела позволяют утверждать, что шероховатость поверхности в сильной степени маскирует закономерное изменение $\sigma^0$ с изменением влагосодержания. Так, при изменении объемной влажности почвы от 0,05 до 0,4 см$^3$ см$^{-3}$, что соответствует реальным условиям, изменение удельной ЭПР не превышает 10дБ, в то время как изменение шероховатости почвы дает изменение $\sigma^0$ на 15-25дБ. Следовательно, точность радиолокационного метода определения влажности прямо связана с возможностью минимизации влияния шероховатости поверхности.

В работе [99] предложен метод определения влажности, позволяющий за счет совместной многоканальной обработки полученных радиолокационных изображений уменьшить влияние шероховатости поверхности.

Известно, что удельная ЭПР в рамках метода малых возмущений определяется по формуле:

$$\sigma^0_{pp}=16\pi k^4\left|\alpha_{pp}\right|^2 S(\chi_0) \qquad (1.114)$$

где k=2π/λ- волновое число; pp - поляризация (вертикальная или горизонтальная); $S(\chi_0)$- пространственный спектр шероховатости поверхности.

$$\alpha_{гг}=(\varepsilon-1)/(\cos\theta+\sqrt{\varepsilon-\sin^2\theta})^2 \qquad (1.115а)$$

$$\alpha_{вв}=(\varepsilon-1)(\varepsilon\sin^2\theta+\varepsilon-\sin^2\theta)/(\varepsilon\cos\theta+\sqrt{\varepsilon-\sin^2\theta})^2 \qquad (1.115б)$$

Если взять отношение $\sigma^0_{гг}/\sigma^0_{вв}$, полученное выражение будет являться функцией только угла падения θ и диэлектрической проницаемости:

$$R=\frac{\sigma^0_{гг}}{\sigma^0_{вв}}=\frac{\left|\alpha_{гг}\right|^2}{\left|\alpha_{вв}\right|^2}=F(\theta,\varepsilon); \qquad (1.116)$$

$$R=\frac{\left|(\varepsilon\cos\theta+\sqrt{\varepsilon-\sin^2\theta})^2\right|^2}{\left|(\varepsilon\sin^2\theta+\varepsilon-\sin^2\theta)(\cos\theta+\sqrt{\varepsilon-\sin^2\theta})^2\right|^2} \qquad (1.117)$$

Расчет величины R, в зависимости от влажности (при углах падения $15^0$-$65^0$), на рабочей частоте 10 ГГц, (рис. 1.27), показал, что при углах $\theta>60^0$ диапазон изменения R превосходит 7,5 дБ при изменении $m_v$ от 0,02 до 0,4 см$^3$ см$^{-3}$ , а при

$\theta=20^0$-$30^0$ и той же влажности составляет 2 дБ. На этих углах выражение для R сильно упрощается и может быть представлено в виде:

$$\hat{R} = A^2 + (B + 2AB\hat{\varepsilon}')/(\hat{\varepsilon}'^2 + \hat{\varepsilon}''^2), \qquad (1.118)$$

где $A = \cos^2\theta/(1-\sin^2\theta)$;

$B = 2\cos\theta\sin^2\theta/(1+\sin^2\theta)$;

$\hat{\varepsilon}' = \varepsilon'' / 2\hat{\varepsilon}''$

$\hat{\varepsilon}'' = [\sqrt{(\varepsilon' - \sin^2\theta) + \varepsilon''^2} + \sin^2\theta - \varepsilon')/2]^{0,5}$

При изменении комплексной диэлектрической проницаемости за счет изменения влагосодержания ошибка в определении R меньше 0,1% при углах падения $\theta<20^0$ и достигает $R\leq0,5\%$ при $\theta>25^0$. Вклад мнимой части диэлектрической проницаемости $\varepsilon''$ в величину R для реальных поверхностей является незначительным и не превышает 1%.

Очень слабо выражена частотная зависимость R. Расчеты показали, что в частотном диапазоне 1,4-18 ГГц величина R изменяется в пределах 0,5 - 1 дБ.

Таким образом, на основе двух поляризационных данных при использовании выражений (1.116) или (1.117) можно получить более точную оценку влажности почвы, т.е. повысить чувствительность и точность радиолокационного метода.

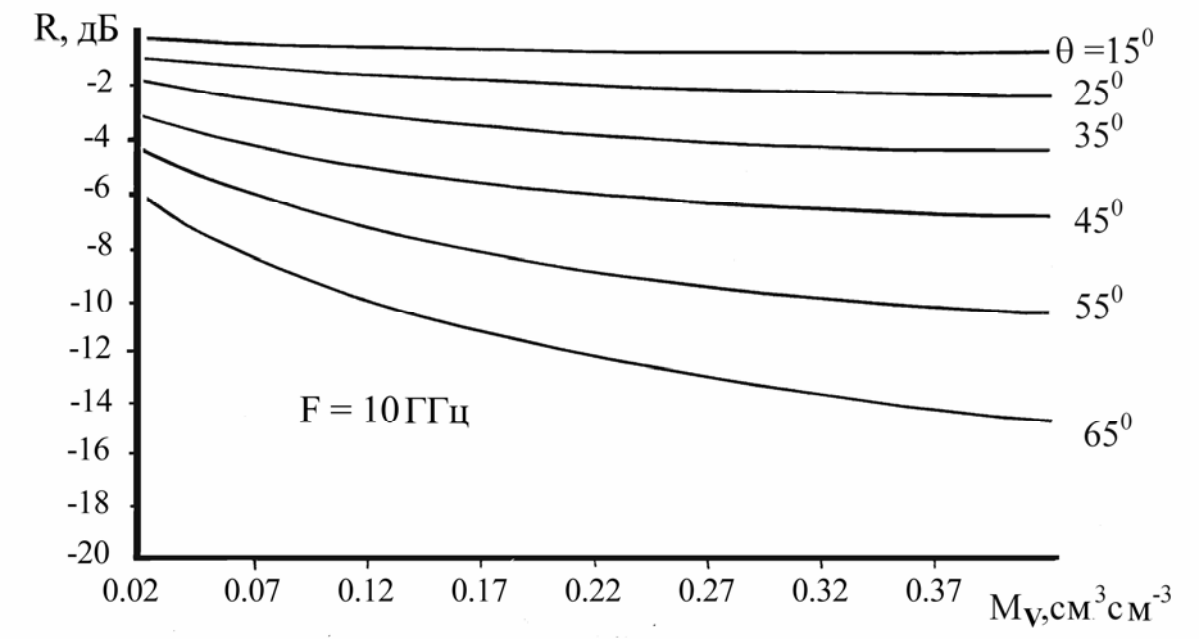



Рис.1.27. Расчетные значения коэффициента отражения почвы от влажности.

Влагосодержание грунта и длина волны являются определяющими параметрами при решении задач проникновения радиоволн в слой почвы.

Глубина проникновения $\delta_p$ - расстояние под поверхностью, где величина мощности поля падает в е раз по сравнению с мощностью падающей волны [100] может быть определена как:

$$\delta_p \approx \frac{\lambda}{2\pi}\frac{\sqrt{\varepsilon^{I}}}{\varepsilon^{II}} \text{ при } \frac{\varepsilon^{II}}{\varepsilon^{I}} << 1, \qquad (1.119)$$

где $\varepsilon^{I}$ и $\varepsilon^{II}$ - действительная и мнимая части диэлектрической проницаемости.

В СВЧ диапазоне $\varepsilon^{I}$ сухих материалов лежит в пределах 1,2-6,0, а $\varepsilon^{II}$ редко превосходит 0,1. Следовательно, глубина проникновения в сухих материалах составляет несколько длин волн, а обычно значительно превышает длину волны. При наличие влаги в жидкой фазе происходит близкое к экспоненциальному уменьшение $\delta_p$. На рис.1.28 приведены зависимости глубины проникновения в снег, песок и глину от влагосодержания на различных частотах, а на рис.1.29 - зависимость $\delta_p$ от рабочей частоты при различном содержании влаги в почве [101]. Их анализ позволяет сделать вывод о том, что толщина слоя, на которую проникает поле СВЧ,

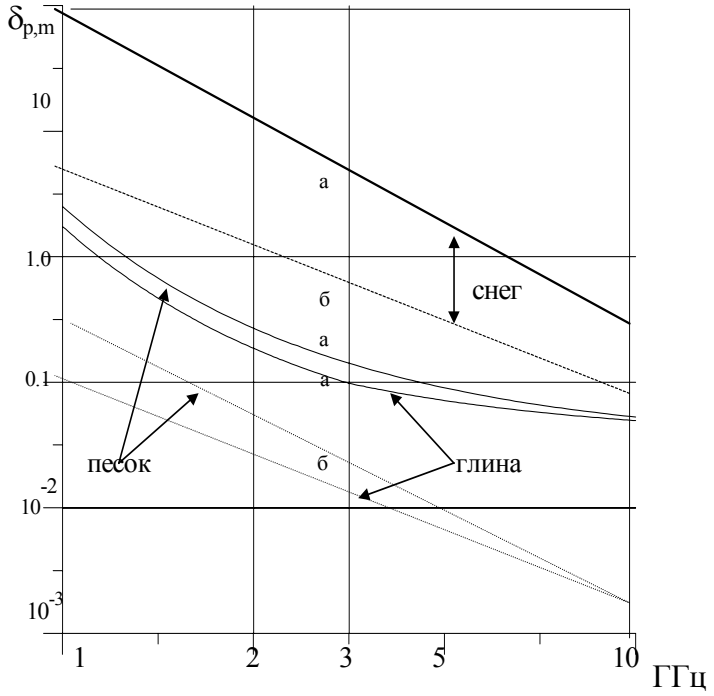



Рис. 1.28. Зависимости глубины проникновения радиоизлучения в снег, песок и глину от влагосодержания на различных частотах. а-сухой (0.025гсм$^{-3}$); б-влажный (0.3гсм$^{-3}$).

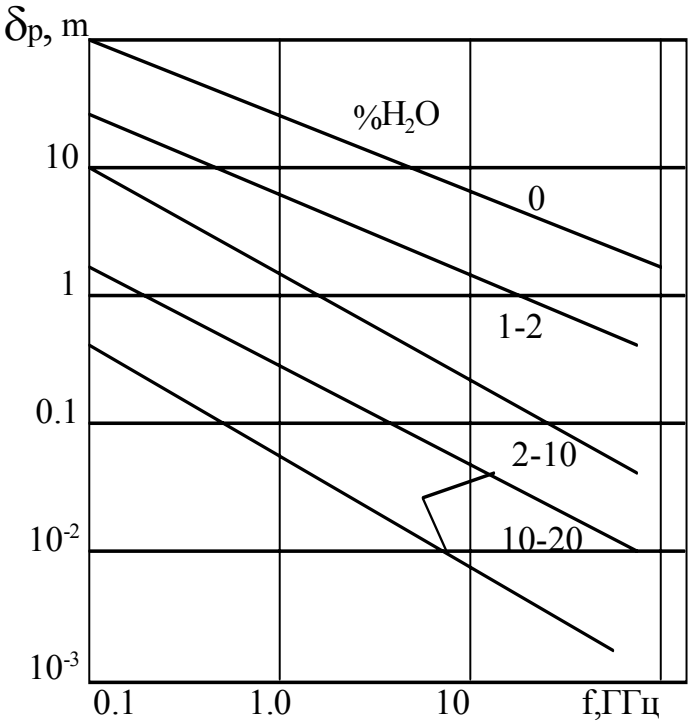



Рис. 1.29. Зависимость $\delta_p$ от рабочей частоты при различном содержании влаги в почве.

сильно зависит от длины волны, а оптимальным диапазоном частот для подповерхностного зондирования является дециметровый или более длинноволновый. Задача распространения радиоволн в слоистой среде решалась многими авторами, в частности, можно отметить результаты, полученные в приближении Кирхгофа [67], методом малых возмущений [102], в Борновском приближении [103].

Для двухслойной среды с верхним слоем, толщиной L и глубиной скин-слоя $d(\varepsilon_2)$ удельная ЭПР при наличии нижнего слоя с диэлектрической проницаемостью $\varepsilon_1$ в приближении метода малых возмущений определяется как [100]:

$$\sigma^0_{пп} = T^2_i(\theta)\exp\left(-\frac{2L}{d\cos\theta^I}\right)16\pi k^4\alpha_{pp}\left(\frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_2};\frac{\lambda}{\sqrt{\varepsilon_2}};\theta^I\right)S\left(2k\sqrt{\sin\theta^I}\right), \quad (1.120)$$

где $T(\theta)$- коэффициент передачи поверхности; $\sin\theta = \sqrt{\varepsilon_2}\sin\theta'$.

Тогда коэффициент контраста (отношение УЭПР при наличии и отсутствии нижнего слоя) определяются из (1.93) и (1.98):

$$R = \frac{\sigma_{пп}}{\sigma_п} = T^2_i(\theta)\exp.\left(-\frac{2L}{d\cos\theta'}\right)\frac{\alpha_{pp}\left(\frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_2};\frac{\lambda}{\sqrt{\varepsilon_2}};\theta'\right)}{\alpha_{pp}(\varepsilon_2;\lambda;\theta')}. \quad (1.121)$$

На рис.1.30 приведены зависимости R=f(L/d) для двух согласованных и перекрестной поляризации на рабочей частоте 1,2 ГГц для верхнего слоя с $\varepsilon_2$=2,5. (сухой песок) и нижнего с $\varepsilon_1$=8 (гранитные породы). Видно, что наиболее высокий контраст при наблюдении нижнего слоя, составляющий 3-6 дБ, наблюдается при горизонтальной поляризации излучения и приема. С ростом рабочей частоты величина контраста уменьшается.

**Рассеяние радиоволн от растительных покровов**

Ряд особенностей возникает при дистанционном радиолокационном зондировании растительных покровов. В этом случае на интенсивность рассеянного сигнала влияют вид растительности, плотность посева или проективное покрытие, высота, биомасса, влагосодержание и зрелость растений, а также ряд других факторов.

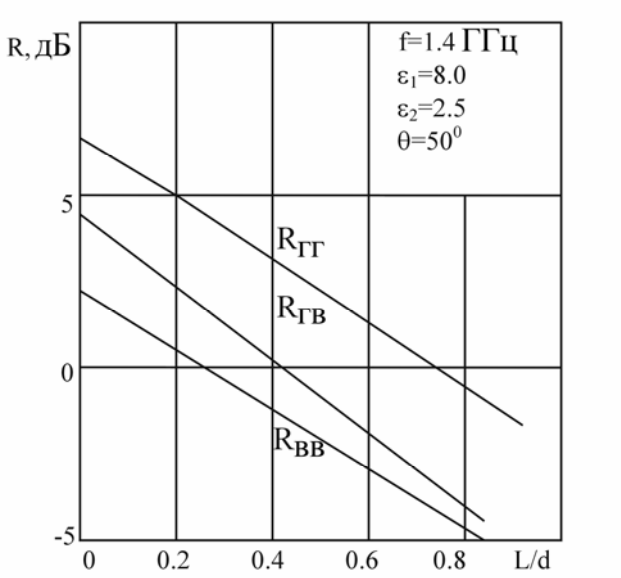



Рис. 1.30. Зависимости R=f(L/d) для двух согласованных и перекрестной поляризации на рабочей частоте 1,2 ГГц для сухого песка и гранитных пород.

Наиболее распространенной моделью для расчета УЭПР поверхности с растительностью является модель покровного облака [104,105] разработанная как для однослойного покрытия, так и для многослойных типов покрытий различных агрокультур. Модель отрабатывалась для диапазона 8-18 ГГц и 35 ГГц.

В рамках данной модели сигнал, отраженный от почвы, испытывает двукратное ослабление из-за прохождения сквозь слой растительности. Кроме того, слой растительности вносит свою компоненту в рассеянный сигнал из-за объемного рассеяния в нем. Компоненты рассеянного почвой и растительностью сигнала можно считать некогерентными и, если пренебречь вкладом за счет многократного переотражения в слое растительности, то суммарная УЭПР покрова выглядит, как

$$\sigma^0_{покр}(\theta)=\sigma^0_{раст}(\theta)+\sigma^0_{поч}(\theta)/L^2(\theta) \qquad (1.122)$$

где $\sigma^0_{покр}$ - суммарная УЭПР покрова;

$\sigma^0_{раст}(\theta)$ - УЭПР растительности;

$\sigma^0_{поч}(\theta)$ - УЭПР на границе растительность-почва;

$L(\theta)$- коэффициент ослабления поля в слое растительности, равный

$1/\gamma(\theta)=1/\exp(-k_з h \mathrm{Sec}\theta)$,

где: $\gamma(\theta)$ - коэффициент передачи энергии в слое;

$k_з$ - погонное затухание в слое;

h- высота растительного покрова;

θ- угол падения.

Вследствие отсутствия четкой границы воздух-слой растительности нет необходимости учитывать компоненту сигнала за счет рассеяния и прохождения

сквозь плоскость воздух-слой, и рассеяние в слое растительности можно полностью считать объемным. Компонента $\sigma^0_{раст}(\theta)$ выражается через высоту покрова h, коэффициент затухания $k_з$ и η- удельную объемную ЭПР согласно модели покровного облака [104]:

$$\sigma^0_{раст}(\theta)=(\eta\cos\theta)/(2\,k_з)[1-\exp(-2\,k_з h\mathrm{Sec}\theta)]=(\eta\cos\theta)/(2\,k_з)[1-1/L^2(\theta)] \qquad (1.123)$$

При уровне влажности почвы $m_п \geq 0.05$ гсм$^{-3}$ можно записать для $\sigma^0_{почвы}(\theta)$ простое выражение[106]

$$\sigma^0_{почвы}(\theta)=[C_n(\theta)m_n]\gamma^2(\theta), \qquad (1.124)$$

где $C_n(\theta)$-константа для заданной длины волны, вида поляризации, геометрической структуры почвы. Из [99] $C_n(\theta)$ является функцией шероховатости поверхности почвы, но при $\lambda \leq$ 3см $C_n(\theta)$ практически не зависит от шероховатости во всем диапазоне шероховатости поверхности почвы, обычно используемой при выращивании сельскохозяйственных культур.

Таким образом, выражение для $\sigma^0_{покр}$ при наличии растительности можно представить в виде:

$$\sigma^0_{покр}(\theta)=(\eta\cos\theta)/(2\,k_з)[1-1/L^2(\theta)]-[C_n(\theta)m_n](1/L^2(\theta))=$$
$$=(\eta\cos\theta)/(2\,k_з)[1-\gamma^2(\theta)]-C_n(\theta)m_n\gamma^2(\theta) \qquad (1.125)$$

Более общая эмпирическая модель обратного рассеяния растительным покровом использовалась в [107] и представляла собой сумму поверхностного рассеяния почвой $\sigma^0_s$, объемного рассеяния растительным слоем $\sigma^0_v$ и рассеяния за счет взаимодействия поверхность- объем $\sigma^0_{int}$:

$$\sigma^0=\sigma^0_s+\sigma^0_v+\sigma^0_{int} \qquad (1.126)$$

Первое слагаемое в этом случае соответствовало модели малых возмущений, причем значение диэлектрической постоянной почвы, входящей в выражение для коэффициента отражения Френеля, апроксимировалось следующим образом [108]:

$$\varepsilon'=2.37+4.76\,m_v+113.14\,m_v^2 \qquad (1.127)$$

$$\varepsilon''=0.06+5.197m_v+21.27\,m_v^2 \qquad (1.128)$$

Объемное рассеяние растительным покровом определялось эмпирической зависимостью, основанной на использовании усовершенствованной «модели облака» [109]:

$$\sigma^0=0.742w(1+0.536w\tau-0.237(w\tau)^2)*[1-\exp(-2.119\tau\sec\theta)]\cos\theta, \qquad (1.129)$$

где $w= k_s/(k_s+k_a)$ – альбедо растительного слоя, $\tau= (k_s+k_a)*h$ – его оптическая толщина, $k_s$ и $k_a$ – коэффициенты рассеяния и поглощения, h – физическая толщина слоя, θ - угол падения электромагнитного излучения. Среднеквадратичная ошибка этого выражения составила 0.17 дБ, а коэффициент корреляции $\rho^2$= 0.99. Диапазон параметров при выводе этого выражения был следующим $8^0 \leq \theta \leq 85^0$, $0.1 \leq \tau \leq 2.2$ Np, $0.01 \leq w \leq 0.5$.

Взаимодействие поверхность - объем в предположении, что в структуре растительности доминирующими являются случайно распределенные дискообразные рассеивающие элементы (листья), описывается эмпирическим выражением для ГГ поляризации [109]:

$$\sigma^0_{int}=1.924\,w\,[1+0.924w\tau+0.398(w\tau)^2]*[1-\exp(-1.925\tau\sec\theta)]*$$
$$\exp[-1.372\tau^{1.12}\sec\theta]*\exp[-0.836(k\sigma)^2\cos\theta]*\left|R_{гг}\right|^2\cos\theta, \qquad (1.130)$$

где $|R_{гг}|^2$ - коэффициент Френеля, со среднеквадратичной ошибкой 0.23 дБ и коэффициентом корреляции $\rho^2$=0.99. Диапазон параметров при выводе этого выражения был следующим $8^0 \le \theta \le 85^0$, $0.1 \le \tau \le 2.2$ Np, $0.01 \le w \le 0.9$. Такого типа модель пригодна для низкой растительности (соя, клевер и т. п.). В случае же, к примеру, созревшей кукурузы, листья которой высыхают и содержат незначительную часть общего влагосодержания растительного покрова (с точки зрения диэлектрических характеристик) являются вертикально ориентированные цилиндры (стебли), и значение $\sigma^0_{int}$ определяется более общим выражением

$$\sigma^0_{int}=2\exp[-4(k\sigma)^2\cos^2\theta]*\exp(-2\tau\sec\theta)|R_{гг}|^2|R_{st}|^2, \qquad (1.131)$$

где $|R_{st}|^2$ - эффективная отражательная способность стеблей растений, величина которой пропорциональна их влагосодержанию. Подобная трехкомпонентная регрессионная модель, основанная на использовании теории переноса излучения и позволяющая приближенно оценить коэффициент обратного рассеяния растительного покрова (со среднеквадратичной ошибкой не более 1 дБ), приведена в работе [110]. Приближение теории переноса использовалось также в работе [111], при этом растительность представлялась в виде многослойной среды. Полученная теоретическая модель хорошо согласуется с измеренными значениями коэффициента обратного рассеяния поля пшеницы на частотах 1.5 и 4.25 ГГц., однако требует дальнейших уточнений. Следует отметить, что слагаемое, характеризующее взаимодействие почва – растительность, играет важную роль только при углах наблюдения $\theta > 20^0$ и при оптической толщине растительного покрова $\tau \le 0.1$ $N_p$. В остальных случаях этим слагаемым можно пренебречь, что приводит к двухкомпонентной модели [112,113], которая, несмотря на ее простоту, дает хорошее совпадение с экспериментальными результатами [13,114].

Угловые зависимости удельной ЭПР, учет которых необходим при определении параметров растительности, изучены достаточно хорошо. В диапазоне частот 1-18 ГГц при углах падения $0\text{-}60^0$ угловая и частотные зависимости УЭПР могут быть представлены эмпирической зависимостью [115]

$$\sigma^0(\text{дБ})=a_0+a_1e^{-a_2\theta}+(a_3+a_4e^{-a_5\theta})e^{-(a_6+a_7\theta)f} \qquad (1.132)$$

Значения коэффициентов $a_0 \ldots a_7$ зависят от поляризации излучения и приема; их величины представлены в таблице 1.2.

Таблица 1.2.

| Поляризация | $a_0$ | $a_1$ | $a_2$ | $a_3$ | $a_4$ | $a_5$ | $a_6$ | $a_7$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ГГ | 2.69 | -5.35 | 0.014 | -23.4 | 33.14 | 0.048 | 0.053 | 0.0051 |
| ВВ | 3.49 | -5.35 | 0.014 | -14.8 | 23.69 | 0.066 | 0.048 | 0.0028 |

Частотная зависимость $\sigma^0$ очень слаба в диапазоне частот свыше 4 ГГц и достаточно сильная на частотах ниже 2 ГГц, что иллюстрируется на рис.1.31.

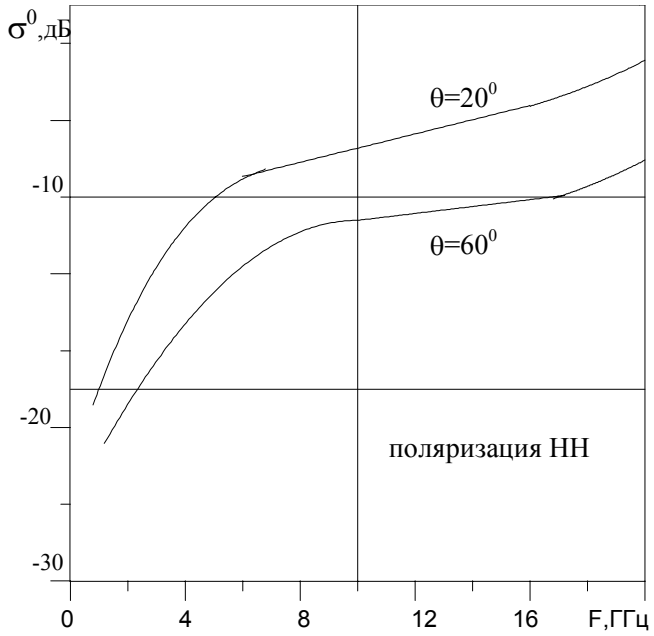



Рис. 1.31. Частотная зависимость $\sigma^0$.

В диапазоне 3 - 100 ГГц при углах падения более $60^0$ частотная и угловая зависимости могут быть представлены в виде:

$$\sigma^0 дБ(\theta,f)=A_1+A_2\lg\frac{90-\theta}{20}+A_3\lg\frac{10}{f}, \qquad (1.133)$$

где f- ГГц; θ- град.

Значения коэффициентов $A_1$- $A_3$ приведены в таблице 1.3.

Таблица 1.3.

| Тип поверхности | $A_1$ | $A_2$ | $A_3$ |
|---|---|---|---|
| Бетон | -49 | 32 | 20 |
| Пашня | -37 | 18 | 15 |
| Снег | -34 | 25 | 15 |
| Лес лиственный и хвойный, лето | -20 | 10 | 6 |
| Лес лиственный, зима | -40 | 10 | 6 |
| Луг с травой >0.5м | -20 | 10 | 6 |
| Луг с травой <0.5м | -28 | 10 | 6 |
| Строения | -8.5 | 5 | 3 |

В коротковолновой части сантиметрового и миллиметровом диапазонах, когда влияние почвы отсутствует, наблюдается высокая корреляция между УЭПР и полной биомассой растительности. Так, на частоте 11 ГГц при углах визирования более $30^0$ корреляция между $\sigma^0$ и биомассой превышает 0.9. Увеличение биомассы на 0.4 кГ$м^2$ давало рост УЭПР на 3 дБ [86].

Существует сезонная зависимость УЭПР растительного покрова, определяемая изменением биомассы и влагосодержания растений. Наблюдается высокая корреляция сезонного изменения влагосодержания растительности и

изменения УЭПР (рис.1.32). Сезонный ход УЭПР позволяет проводить как классификацию культур, так и время созревания и уборки.

Во время прорастания и на ранних фазах развития величина удельной ЭПР возрастает со временем в силу увеличения объема и биомассы слоя растительного покрова, пока последний не достигает полной зрелости. В дальнейшем посевы теряют часть листьев и большую часть влаги, что вызывает уменьшение обратного рассеяния. Потому регулярные в течение вегетационного периода наблюдения за ростом посевов позволяют судить об их развитии.

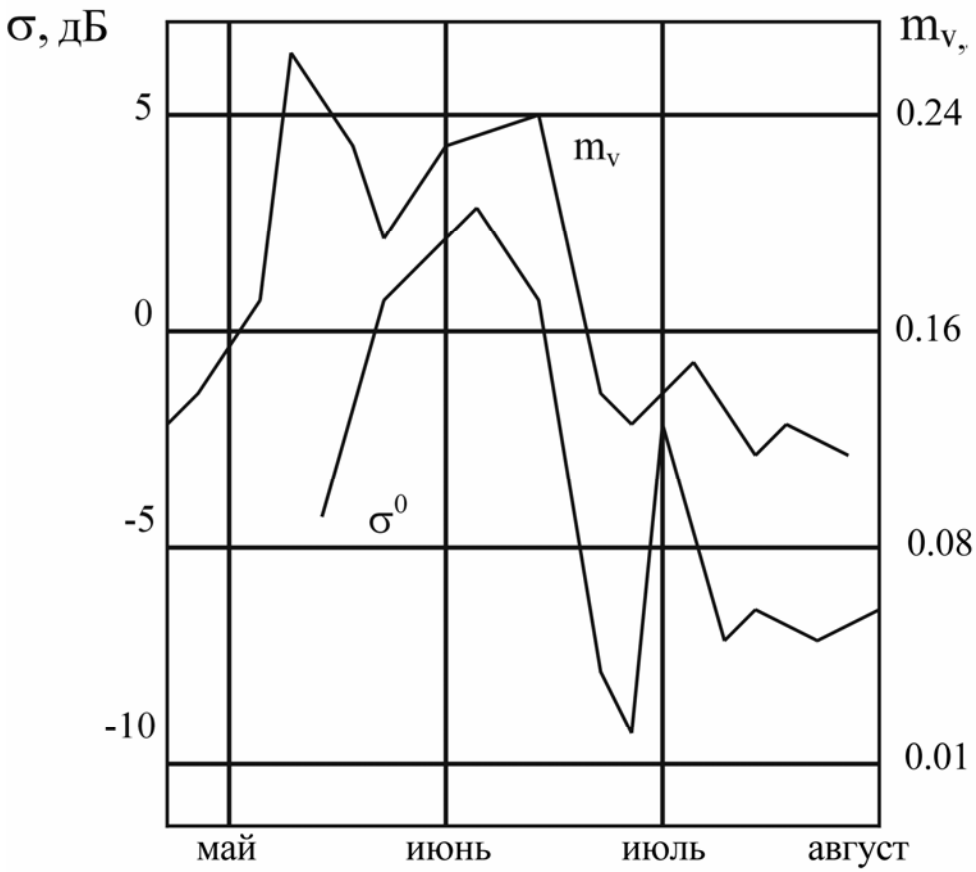
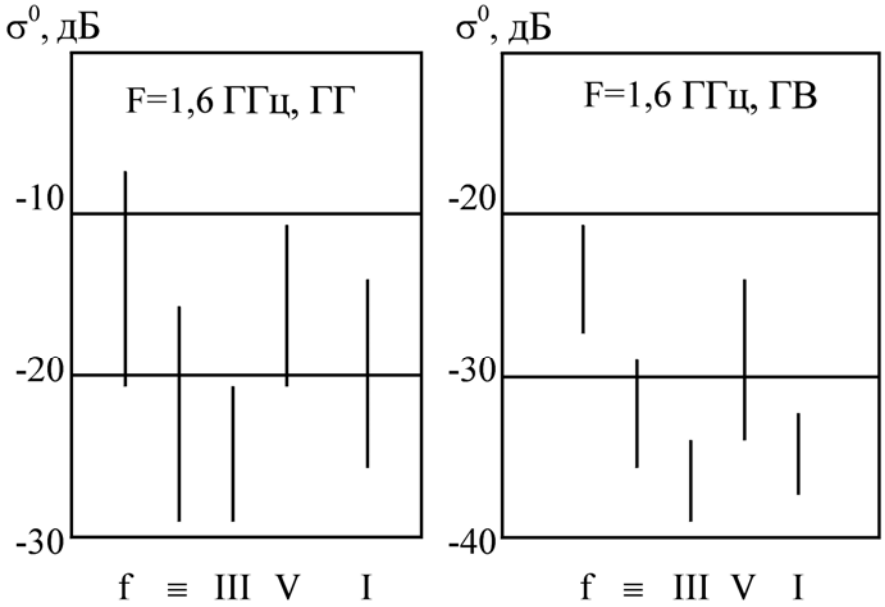



Рис. 1.32. Сезонные изменения влагосодержания растительности и УЭПР.

Наиболее информативной в отношении биомассы является перекрестная поляризация, позволяющая обеспечить и классификацию сельскохозяйственных структур. В качестве иллюстрации на рис. 1.33 приведены зависимости $\sigma^0$ от вида культуры, полученные на частоте 1,6 ГГц при горизонтальной поляризации на излучение и прием (рис.1.33а) и при перекрестной поляризации (рис.1.33б).

Двухполяризационные измерения позволяют классифицировать типы сельскохозяйственных структур, устраняя свойственную для каждой отдельной поляризации неоднозначность в интерпретации типов культур [13]. На рис.1.34. приведены результаты классификации кукурузного поля, чистого пара и пастбища, полученные на частоте 5 ГГц. Использование кластерного анализа и выходных данных многочастотной РЛС позволяет повысить надежность классификации.




f- кукуруза , ≡- пашня , III-луг , V- сорго, I- пшеница

а) б)

Рис. 1.33. Зависимости $\sigma^0$ от вида культуры.

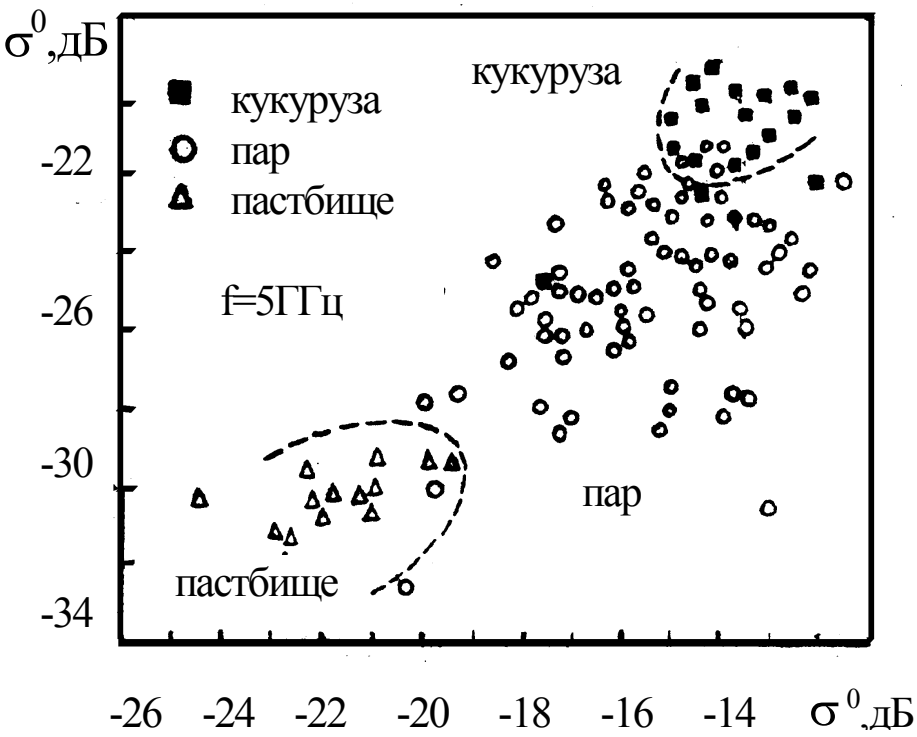



Рис. 1.34. Результаты классификации культур.

**Особенности радиолокационного исследования снежного покрова**

Процессы, происходящие при отражении от снежного покрова, похожи с рассеянием растительностью. Слой снега состоит из кристаллов льда в воздушной среде, так что здесь имеет место и объемное рассеяние. Кроме того, определенную роль могут играть эффекты поверхностного отражения на границах воздух-снег, почва-снег [116].

В общем случае УЭПР снега в отсутствии многократного рассеяния может быть представлена в виде[117]:

$$\sigma^0 = \sigma^0_{cn}(\lambda,\theta) + \sigma^0_c(\theta') + \frac{j_{св}{}^2(\theta')}{L^2(\theta')}\sigma^0_n(\theta'), \qquad (1.134)$$

где $\sigma^0_{cn}$ – удельная ЭПР поверхностного рассеяния на границе воздух-снег; $\sigma^0_c$ - удельная ЭПР объемного рассеяния в снеге; $j^2_{св}(\theta')$ - коэффициент передачи по мощности на границе воздух-снег; $L(\theta')$ - коэффициент ослабления поля в слое снега; $\sigma^0_n(\theta')$ - удельная ЭПР слоя почвы под снегом.

Угол $\theta'$ - связан с углом падения $\theta$ соотношением $\sin\theta = \sqrt{\varepsilon_c}\sin\theta'$; $\varepsilon_c$- диэлектрическая проницаемость снега.

Величина УЭПР за счет объемного рассеяния и коэффициент ослабления в слое определяются соотношениями [116]

$$\sigma^0_c(\theta') = j^2_{св}(\theta')\left[\frac{\eta}{2k\ell}(1-\frac{1}{L^2(\theta')})\cos\theta\right]; \qquad (1.135)$$

$$L(\theta') = \exp(k\ell\eta\sec\theta')$$

Здесь $k\ell$ - коэффициент затухания. Остальные слагаемые в (1.135) определяются состоянием снежного покрова и, прежде всего, его водным коэффициентом $w=\rho_c h$ (плотность, умноженная на высоту снежного покрова).

Для сухого снега в связи с малым отличием его диэлектрической проницаемости ($\varepsilon \approx 1{,}6$) с диэлектрической проницаемости воздуха ($\varepsilon = 1$), за исключением почти вертикальных (надирных) углов, можно пренебречь вкладом в суммарный сигнал рассеяния от границы воздух-снег, т.е. считать в выражении (1.134) $\sigma^0_{cn} \approx 0$. В этом случае УЭПР снега определяется объемным рассеянием покрова и отражением от границы снег-почва. УЭПР сухого снега связана с его водным эквивалентом эмпирическим соотношением [118]:

$$\sigma^0(W) = A_0 - B_0\exp(-C_0 W\sec\theta'), \qquad (1.136)$$

где $A_0$, $B_0$, $C_0$ – коэффициенты, зависящие от рабочей частоты, угла падения и поляризации.

Первое слагаемое в (1.136) определяет величину УЭПР полубесконечного слоя снега, когда $kl\rho^{-1}_c w*\sec\theta' >> 1$.Кроме того, для сухого снега можно считать $j_{cd}\sim 1$. Тогда из (1.134) и (1.136) можно получить

$$\sigma^0(W) = A_0 - (A_0 - \sigma^0_n)\exp(-C_0 W\sec\theta') \qquad (1.137)$$

Полученное выражение позволяет оценить УЭПР снежного покрова с учетом влияния находящейся под ним земной поверхности, если коэффициент ослабления в слое снега не слишком велик, так как

$$\frac{\partial\sigma^0(W)}{\partial\sigma^0_n} = \exp(-C_0 W\sec\theta') = 1/L^2 \qquad (1.138)$$

Графики зависимости $\sigma^0$ от водного эквивалента (рис.1.35) рассчитанные с использованием (1.136) и приведенные в [119] хорошо согласуются с экспериментом, проведенным в [120], и показывают, что с ростом толщины снежного покрова и его водного эквивалента происходит насыщение УЭПР, обусловленное отсутствием влияния нижнего слоя почвы на интенсивность рассеянного сигнала. С повышением рабочей частоты величина $\sigma^0$ возрастает на 7-10 дБ.

Второй особенностью обратного рассеяния от сухого снежного покрова является зависимость УЭПР с размерами и формой кристаллов льда. Эта зависимость следует из теоретических моделей объемного рассеяния. В частности, в улучшенной Борновской модели [121], в которой не требуется предположение о низкой плотности частиц, УЭПР может быть представлена в виде (в предположении о сферичности частиц):

$$\sigma^0 = 0{,}375ar^3 \Big/ (1+2k^2r^2)^2, \qquad (1.139)$$

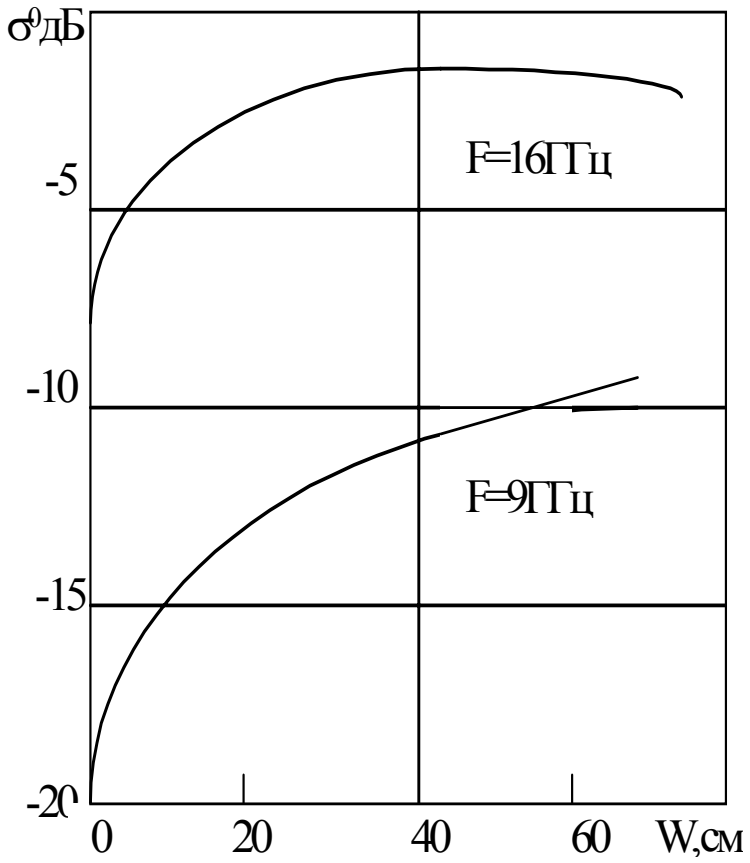



Рис. 1.35. Графики зависимости $\sigma^0$ от водного эквивалента.

где k- волновое число, r- радиус кристалла льда, a- коэффициент, зависящий от длины волны, поляризации излучения и приема и электрофизических свойств снега. Тогда производная

$$\frac{\partial\sigma^0}{\partial r} \approx \frac{1{,}5ar^2 - ak^2r^4}{(1+2k^2r^2)^3} \qquad (1.140)$$

положительна при $r < \lambda\sqrt{6}/4\pi$. Анализ выражения (1.140) показывает, что в СВЧ диапазоне, когда $2k^2r^2 << 1$, наблюдается сильная зависимость от размеров кристаллов льда, примерно пропорциональная $r^3$. Эта зависимость существует до длин волн $\lambda > 5r$, т.е. нарушается, учитывая максимальные размеры кристаллов порядка 1÷2 мм, лишь в миллиметровом диапазоне.

Учет влияния обратного рассеяния границей снег-почва может быть проведен стандартными методами, предложенными в работах [84,94]. В зависимости от степени шероховатости почвенного покрова, длины волны и толщины снежного покрова вклад этого слагаемого в формуле (1.134) оказывается существенно различным. В коротковолновой части сантиметрового диапазона влияние почвы практически не сказывается и УЭПР определяется только объемным рассеянием в снежном покрове.

Для влажного снега, в связи с заметным возрастанием его диэлектрической проницаемости из-за наличия воды в жидкой фазе, нельзя пренебречь поверхностным рассеянием на границе воздух-снег, т.е. $\sigma^0_{cn} \neq 0$. В ряде случаев это рассеяние становится преобладающим в формировании суммарного рассеянного сигнала.

В этом случае выражение для УЭПР снежного покрова может быть представлено в виде [13]

$$\sigma^0(W, m_v) = \sigma^0_{cn} + A_0 \exp(-\alpha m_v) - [A_0 \exp(-\alpha m_v) - \sigma^0_n] \exp[-(C_0 + \beta m_v) W \sec\theta'], \quad (1.141)$$

где $\alpha$ и $\beta$ коэффициенты, зависящие от рабочей частоты; значения коэффициентов, входящих в (1.141) представлены в таблице 1.4.

Таблица 1.4.

| Частота, ГГц | 8,6 | | 17,0 | |
|---|---|---|---|---|
| Угол падения | $20^0$ | $50^0$ | $20^0$ | $50^0$ |
| $C_0$ | 0.0344 | 0.0198 | 0.0273 | 0.0373 |
| $\beta$ | 0.143 | 0.0932 | 0.872 | 0.0522 |
| $\alpha$ | 0.802 | 0.910 | 1.387 | 1.372 |
| $\Phi$(м$^2$/м$^2$) | 0.63 | 0.2 | 1.26 | 0.63 |
| $\sigma^0_n$(дБ) | -17 | -25 | -17 | -23 |

Из (1.141) видно, что с увеличением содержания жидкой воды происходит достаточно быстрое уменьшение УЭПР снега, что иллюстрируется на рис.1.36.

В этой зависимости при $m_v \geq 4 \div 5$ % наблюдается заметное уменьшение скорости изменения $\sigma^0$, что обусловлено значительным ослаблением поля из-за свободной воды в снеге, в результате чего преобладающим становится поверхностное рассеяние.

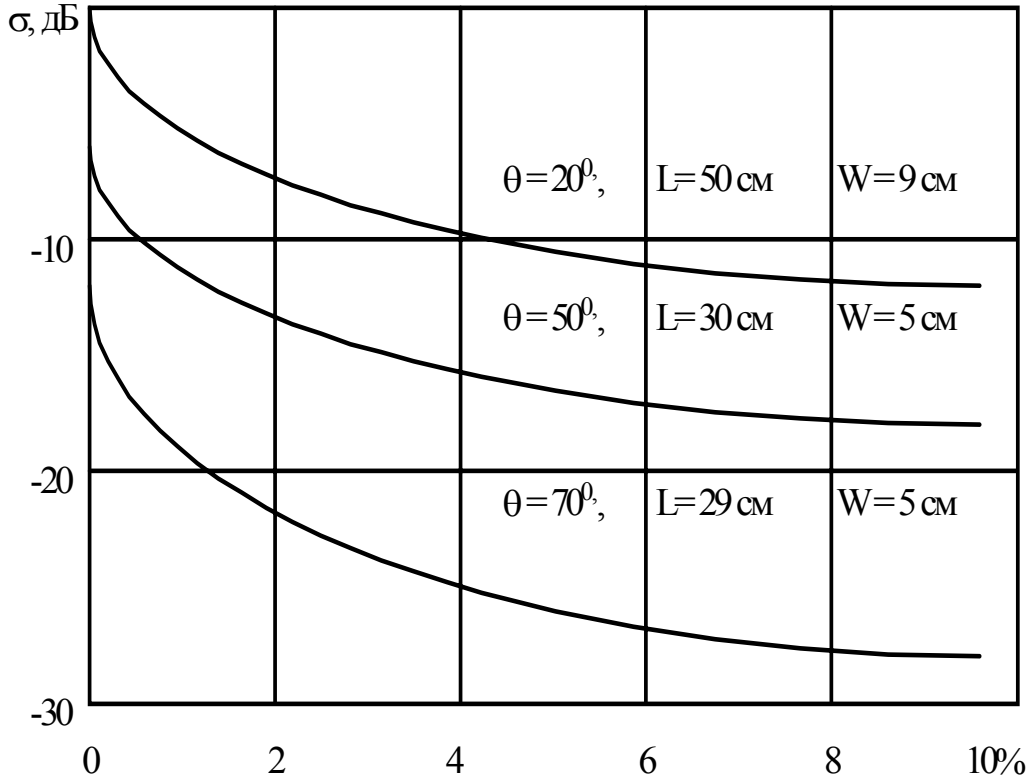



Рис. 1.36. Зависимости $\sigma^0$ от объемной влажности снега.

Ограничения рассмотренной модели заключаются в применимости ее в сантиметровом и более длинноволновых диапазонах радиоволн.

Экспериментальные исследования, проведенные в коротковолновой части миллиметрового диапазона [122] показали, что величина УЭПР влажного снега практически не зависит от распределения кристаллов льда по размерам, очень чувствительна к среднеквадратичной высоте неровностей поверхности снежного покрова $\sigma_h$ и несколько менее чувствительна к объемному влагосодержанию $m_v$. С использованием линейной регрессии получена следующая зависимость $\sigma^0$

$$\sigma^0=C_o+C_1\cos\theta+C_2\sigma_h+C_3m_v \qquad (1.142)$$

Значения коэффициентов, входящих в это выражение, представлены в таблице 1.5.

Таблица 1.5.

| Поляризация | $C_0$ | $C_1$ | $C_2$ | $C_3$ |
|---|---|---|---|---|
| Вертикальная | -21.6 | 11.8 | 6.1 | -0.6 |
| Горизонтальная | -20.6 | 7.1 | 5.8 | -0.15 |
| Круговая (правая-правая) | -18.8 | 7.1 | 6.0 | -0.29 |

Изменения $\sigma^0$ составляют 4÷7 дБ при изменении $\sigma_h$ в пределах 1 мм, в то время как изменение $m_v$ в пределах 4% дает изменение $\sigma^0$ в пределах 3÷5 дБ.

**Особенности подповерхностного радиолокационного зондирования**

Радиолокационные методы исследования природной среды в силу их разнообразных возможностей находят применение для решения широкого круга задач дистанционного зондирования. Одним из перспективных направлений радиолокационного дистанционного зондирования является наблюдение различных структур и объектов под слоем почвы. Достигается это за счет проникающих свойств длинноволновой части диапазона СВЧ радиоволн. Так, поскольку характерная глубина проникновения радиоволн для большинства почвогрунтов составляет $\delta = \lambda\sqrt{\varepsilon'}/\pi\varepsilon''$ ($\lambda$ - длина радиоволны, а $\varepsilon^{/}$ и $\varepsilon^{//}$ – действительная и мнимая части диэлектрической проницаемости грунта), в длинноволновой части СВЧ диапазона $\delta$ для сухих песков может достигать многих десятков метров.

Многообразие задач подповерхностного зондирования вызывает различные подходы к их практическому решению. Очень широко используется подповерхностное радиолокационное зондирование при вертикальном облучении (радиовысотомерный режим), обеспечивающий измерение толщины слоистых сред [123]. При этом для вертикального радиолокационного зондирования используются либо сверхширокополосные короткие радиоимпульсы либо сложные частотно- или фазокодомодулированные сигналы.

Отдельные эксперименты, выполненные с использованием радиолокационных космических систем, например, наблюдения подповерхностных структур в пустыне Сахара, в Саудовской Аравии при помощи РСА ИСЗ Seasat, SIR-A,B [124 – 126] позволили убедиться на практике, что и в режиме бокового радиолокационного обзора возможно получение информации о геологических структурах, находящихся под слоем песка.

Для обнаружения подповерхностных объектов и структур представляет интерес синхронное многочастотное радиолокационное зондирование, по крайней мере, в дециметровом и метровом диапазонах, где значительны, но существенно различны глубины проникновения радиоволн в грунт $\delta$.

В настоящее время не существует однозначной физической модели, позволяющей строго описать процессы рассеяния радиоволн различными объектами, расположенными под слоем грунта. Ниже приводится упрощенная модель [127], которая позволяет интерпретировать результаты, полученные с использованием многочастотных РСА.

Радиолокационные сигналы при подповерхностном зондировании объектов ($G$) формируются в результате совместного влияния нескольких факторов: рассеяния на неровностях границы раздела воздух (среда 1) и грунта (среда 2); рассеяния на неоднородностях грунта; отражения от объекта $G$, находящегося на глубине H под поверхностью; дифракции и рассеяния волн на неровностях поверхности самого объекта $G$ и т.д. Так как для подповерхностного зондирования используются дециметровые, метровые и более длинные волны, объемным рассеянием можно пренебречь, поскольку размеры частиц фрагментов грунта и расстояния между ними намного меньше длины радиоволны. Для достаточно крупных и “гладких” (в масштабе длины волны) объектов $G$ можно также пренебречь диффузной и дифракционной компонентами сигнала, рассеянного на $G$, ограничившись учетом только зеркально отраженных волн.

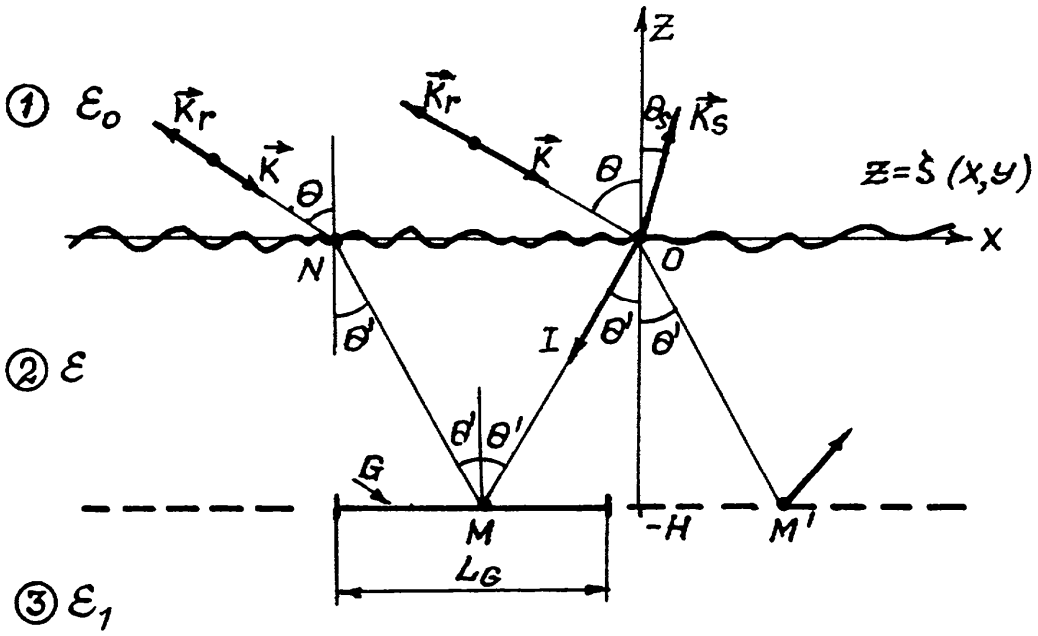



Рис.1.37 Схема формирования подповерхностных «сильных» отражений.

Если в качестве подповерхностного объекта *G* выступает плоская граница раздела *Z* = -*H* двух однородных сред 2 и 3, то удельное сечение обратного рассеяния G превышает сечение $G_S$ рассеяния на неровностях грунта (граница раздела сред 1 и 2) в *K* раз. Для горизонтальной поляризации зондирующего сигнала коэффициент контраста $K_h$ дается выражением [127]

$$K_h = \frac{\sigma}{\sigma_S} = \left| \frac{1+\widetilde{R}_1}{1+R\widetilde{R}_1} \right|^4, \tag{1.143}$$

а для вертикальной $K_V$ -

$$K_V = \left| \frac{1+\widetilde{R}_1 + 2\widetilde{R}_1 \dfrac{\sin^2\Theta - \cos^2\Theta}{\sin^2\Theta + \cos^2\Theta}}{(1+R\widetilde{R}_1)^2} \right|^2. \tag{1.144}$$

где $\widetilde{R}_1$ - экспоненциальный множитель, а $R$ и $R_1$ - коэффициенты Френеля отражения поляризованных волн от границ раздела сред 1 – 2 при $Z = 0$ и 2 – 3 при $Z = -H$, соответственно. Особенностью этих формул является то, что их коэффициенты контраста *K* оказываются независящими от параметров шероховатостей и, в частности, от их энергетического спектра W, хотя отличный от нуля радиолокационный сигнал (при $\Theta \neq 0$) наблюдается только благодаря резонансному (избирательному) рассеянию [77] на шероховатых грунтах *Z* = *S* (x,y).

Зависимость толщины слоя H входит в эти формулы только в виде экспоненциального множителя $\widetilde{R}_1$:

$$\widetilde{R}_1 = R_1 e^{i\varphi_1} = R_1 e^{2kH(i\alpha-\beta)} = R_1 e^{i\Phi-\Gamma}; \tag{1.145}$$

$$\alpha = \mathrm{Re}\sqrt{\varepsilon - \sin^2\Theta} \approx \sqrt{\varepsilon' - \sin^2\Theta}\,;$$

$$\beta = \mathrm{Im}\sqrt{\varepsilon - \sin^2\Theta} \approx \varepsilon''/2\sqrt{\varepsilon' - \sin^2\Theta}\,,$$

здесь $\varepsilon' = \mathrm{Re}\,\varepsilon; \varepsilon'' = \mathrm{Im}\,\varepsilon, \Phi = 2kH\alpha, \Gamma = 2KH\beta$, причем предполагается, что поглощение в среде достаточно малое $(\varepsilon'' << \varepsilon' - \sin^2\Theta)$. Легко видеть, что $K_h$ и $K_v$ - являются осциллирующими функциями не только H, но и угла визирования $\Theta$, длины волны $\lambda$. На этот факт было обращено внимание в работе [128], где была решена задача рассеяния на слое с двумя шероховатыми границами. Периоды осцилляций $\Delta H, \Delta\Theta, \Delta\lambda$ по этим параметрам определяются из условия $\Delta\Phi = 2\pi$, откуда следует:

$$\Delta H = \lambda / 2\sqrt{\varepsilon' - \sin^2\Theta}\,, \tag{1.146}$$

$$\Delta\Theta = \lambda\sqrt{\varepsilon' - \sin^2\Theta} / H\sin 2\Theta\,, \tag{1.147}$$

$$\frac{\Delta\lambda}{\lambda} = \frac{\lambda}{2H\sqrt{\varepsilon' - \sin^2\Theta}}\,. \tag{1.148}$$

Максимальное значение контраста на горизонтальной поляризации

$$K_{h\max} = \left|1 + \frac{\sqrt{\varepsilon - \sin^2\Theta}}{\cos\Theta}\right|^4 \tag{1.149}$$

имеет место в отсутствии затухания $(\beta = 0)$ при отражении от хорошо проводящей среды $(|\varepsilon_1| >> \varepsilon', R_1 \approx -1)$ в условиях резонанса, когда

$$kH\sqrt{\varepsilon' - \sin^2\Theta} = (n + \frac{1}{2})\pi\,. \tag{1.150}$$

При выполнении условия (1.150) направление обратного рассеяния совпадает с направлением одного из пространственно - угловых интерференционных максимумов в среде 1, возникающих при многократном отражении от границ раздела $Z = 0$ и $Z = -H$ преломленных плоских волн в среде 2.

Формулы (1.143) и (1.144) являются результатом учета, вообще говоря, бесконечного числа таких отражений. Однако разложение их по степеням параметра $\tilde{R}_1$ позволяет получить формулы для $K$, учитывающие любое конечное число отражений. В частности, если в среде 2 волна испытывает сильное затухание при распространении до границы слоя $Z = -H$ и обратно $(\Gamma = 2kH\beta > 1)$, или коэффициент отражения $R_1$ от границы $Z = -H$ достаточно мал (что имеет место при $|\varepsilon_1 - \varepsilon| << |\varepsilon|$), либо, наконец, линейный размер $L_G$ отражателя $G$ в плоскости падения меньше, чем расстояние $MM' = 2H\sin\Theta / \sqrt{\varepsilon' - \sin^2\Theta}$ между двумя последовательными отражениями луча от плоскости $Z = -H$, то в (1.143) и (1.144) можно ограничиться учетом только однократных отражений от $G$. В результате $K_h$ можно выразить как:

$$K_h = \overline{K}_h + \delta K_h, \tag{1.151}$$

$$\overline{K}_h = 1 + 4e^{-2\Gamma}\left|R_1 T_{2,1}\right|^2; \delta K_h = 4e^{-\Gamma} R_e(R_1 T_{2,1} e^{i\Phi}), \tag{1.152}$$

где $T_{2,1}$ - коэффициент отражения от границы Z = 0 волны, падающей на нее со стороны среды 2

$$T_{2,1} = 1 - R = \frac{2K'_z}{K_z + K'_z} = \frac{2\sqrt{\varepsilon - \sin^2\Theta}}{\cos\Theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2\Theta}}. \tag{1.153}$$

Формула для коэффициента контраста $K_v$ на вертикальной поляризации имеет вид

$$T_{2,1} \to Q = \frac{2\cos\Theta'(\sin^2\Theta - \sqrt{\varepsilon}\cos\Theta\cos\Theta')}{(\cos\Theta' + \sqrt{\varepsilon}\cos\Theta)(\sin^2\Theta + \cos^2\Theta')}. \tag{1.154}$$

В формулах (1.153) и (1.154) угол преломления $\Theta'$ является комплексным и определяется законом Снеллиуса: $\sin\Theta' = \sin\Theta/\sqrt{\varepsilon}$. Рассчитанные по этим формулам контрасты $K_{h,v}$ соответствуют учету в радиолокационном сигнале наряду с волнами, рассеянными непосредственно на границе раздела $Z = S(x,y)$, также еще двух типов волн. В результате, имеет место, так называемое, усиление обратного рассеяния [129]. По этой же причине в формуле (1.152) возникают коэффициенты 4 (а не 2 - как должно было бы быть при некогерентном сложении интенсивностей волн). Интерференция этих волн с волной, непосредственно рассеянной на границе $Z = \zeta$ (без прохождения в среду 2), приводит к появлению осциллирующего по параметрам $H, \Theta, \lambda$ слагаемого $\delta K_h$ в формуле (1.151) с периодами осцилляций (1.146) - (1.148). Максимального значения $K_h$ достигает при $\varepsilon \to \infty$ (объект $G$ при этом является металлическим листом с размером $\lambda << L_G << MM_1$, находящимся на глубине $H$ в однородной среде с проницаемостью $\varepsilon$). В этом случае коэффициент отражения $R_1$ = -1 для горизонтальной поляризации и $R_1$ = 1 - для вертикальной. Если можно пренебречь поглощением в среде 2 ($\Gamma << 1$) и учесть, что $(T_{2,1})_{max} = 2$ (при $|\varepsilon| >> 1$), то легко получить следующие оценки:

$$(\overline{K}_h)_{MAX} = 17, (\delta K_h)_{MAX} = 8, \tag{1.155}$$

т.е. максимально возможное значение контраста $K_h$ равно 25 или 17,7 дБ.

Столь высокое значение контрастов при учете только однократных отражений от не очень протяженных подземных объектов ($L_G < MM_1$) могут реализоваться только при достаточно малом затухании волн в слое 2, когда выполняется неравенство

$$\Gamma = 2kH\beta = kH\frac{\varepsilon''}{\sqrt{\varepsilon' - \sin^2\Theta}} << 1. \tag{1.150}$$

Типичные зависимости $\varepsilon'$ и $\varepsilon''$ от частоты приведены на рис.1.38 [130]. В широком диапазоне частот ($10^6$.....$10^9$ Гц) величина $\varepsilon'$ монотонно убывает с

частотой. Зависимость же $\varepsilon''$ от $f$ имеет ярко выраженную особенность: уменьшение $\varepsilon''$ в диапазоне $10^8$ - $10^9$ Гц является причиной существенного уменьшения затухания в дециметровом и метровом диапазонах. Конкретные значения $\varepsilon'$ и $\varepsilon''$ существенно зависят также от влажности [131].

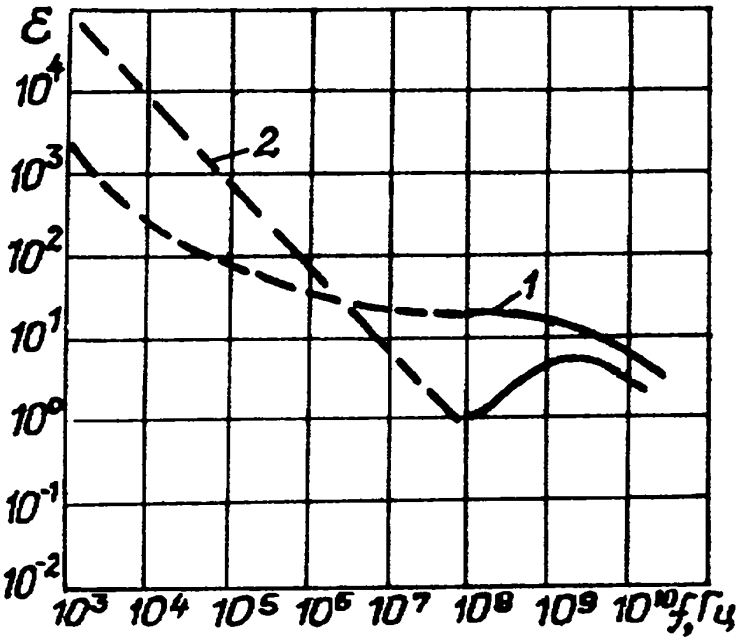



Рис.1.38. Типичные зависимости действительной ($\varepsilon^{/}$) – 1 и мнимой ($\varepsilon^{//}$) – 2 частей диалектрической проницаемости почв в диапазоне СВЧ, данные работы [130].

По формулам (1.152), (1.153) и (1.154) были получены расчетные зависимости средних значений коэффициентов контраста $K_h$ и $K_v$, для двух поляризаций зондирующего сигнала для двух длин волн - 23 см и 1,8 м (см. рис.1.39, 1.40).

Расчеты контрастов отражений металлической пластины под слоем песка ($\varepsilon' = 3{,}2, \varepsilon'' = 0{,}01$) показывают, что при горизонтальной поляризации значения $\overline{K}_H$ в секторе углов $\Theta = 20^0$ - $80^0$ существенно выше, чем на вертикальной поляризации $\overline{K}_V$. Контраст $\overline{K}_H$ слабо зависит от угла облучения Θ, в то время как $\overline{K}_V$ имеет глубокий минимум вблизи угла Брюстера $\Theta = \Theta_B$, где $\sin^2\Theta_B = \varepsilon'/(\varepsilon'+1)$.

Из (1.154) видно, что при $\varepsilon'' = 0$ и $\Theta = \Theta_B$ величина $Q = 0$ и, следовательно, $\overline{K}_V = 1$, т.е. контраст полностью отсутствует.

Результаты проведенных расчетов достаточно хорошо согласуются со значениями контрастов, наблюдаемых на практике.

Кратко рассмотренный механизм позволяет оценить возможность наблюдения объектов, расположенных в слое почвы и формирующих “сильные” отражения, на фоне рассеяния поверхностью. В этом варианте повышение потенциала локатора с целью увеличения глубины обнаружения не дает результата, так как с усилением отражений от подповерхностного объекта в той же мере возрастают отражения и от поверхности.

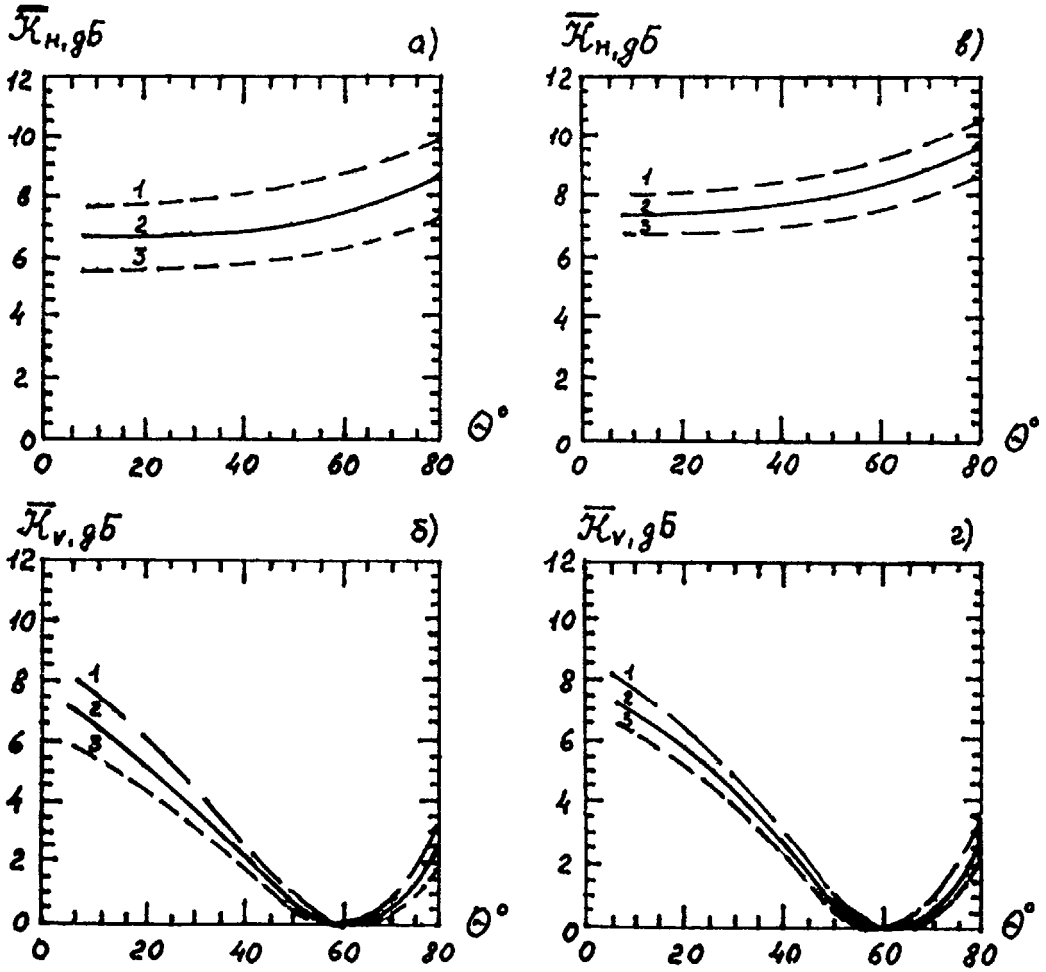



Рис.1.39. Расчетные зависимости коэффициентов контрастов горизонтальной $K_h$ и вертикальной $K_v$ поляризаций от угла падения Θ в диапазонах волн 0.23 м (а,б) и 2 м (в,г) для различных глубин (тип почвы – песок); зависимости (а,б) соответствуют 1 – h=1м, 2 - h=2м, 3 - h=3м, зависимости (в,г) соответствуют 1 - h=5м, 2 - h=10м, 3 - h=15м.

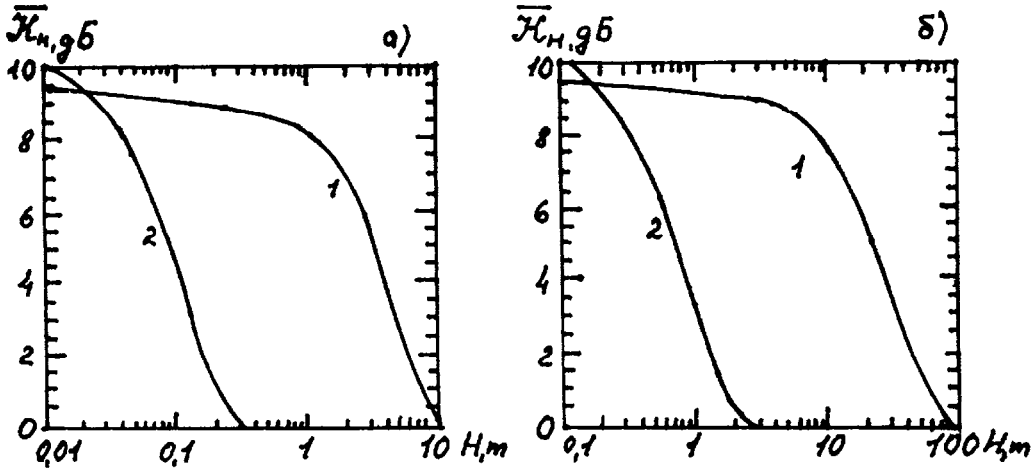



Рис. 1.40. Расчетные зависимости коэффициентов контраста горизонтальной поляризации $K_h$ от глубины отражателей $H$ при Θ=50° для волн 0.23 м (а) и 2 м (б) для песка (1) и глины (2) соответственно.

В варианте плоской верхней границы [127] повышение потенциала приводит к увеличению глубины обнаружения, Это становится важным при обнаружении геологических структур или объектов под слоем грунта, поскольку в ряде случаев, например, сухого песка ($\varepsilon = 2 - i0{,}01$) они могут обнаруживаться на значительных глубинах, т.е. наблюдаться без искажающего влияния культурного слоя. Определенные перспективы увеличения глубин наблюдения структур под песками связаны с удлинением волны РСА до декаметров. Однако это не позволит расширить диапазон глубин наблюдения глинистых почв, парметры которых приведены на рис.1.38. На рис. 1.41 видно, что глубина скин - слоя для глины растет с длиной волны в диапазоне от 10 до 200 см и далее рост глубины проникновения падающей волны ограничивается.

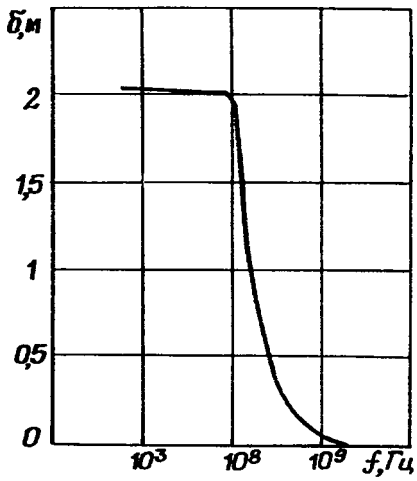



Рис. 1.41. Расчетная зависимость глубины проникновения в глину с учетом данных рис.1.38. Видно, что δ не растет с увеличением длины волны $\lambda \geq 3$ м.

Далее в последующих разделах книги представлены примеры использования радиолокационных средств дистанционного зондирования для наблюдения природных образований и искусственных сооружений, расположенных под поверхностью земли, т.е. под слабопоглощающим слоем.

# ГЛАВА 2. АЭРОКОСМИЧЕСКИЕ РАДИОЛОКАТОРЫ ОПЕРАТИВНОГО ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ

Два последних десятилетия двадцатого века и начало века нынешнего для специалистов в области радиолокационного дистанционного зондирования Земли стали тем долгожданным временем, когда начали сбываться их надежды на то, что радиолокационные средства займут достойное место среди аэрокосмических систем ДЗЗ. Проведенные в 80-е и начале 90-х годов 20 века многочисленные успешные эксперименты позволили сломать многолетнюю стену недоверия к таким средствам как государственных чиновников, так и многочисленных практических специалистов - военных, экологов, геологов, метеорологов и мн. др. Можно с уверенностью сказать, что сейчас во многих странах развитию разнообразных радиолокационных систем и методов ДЗЗ уделяется приоритетное внимание.

Это хорошо видно, например, по ситуации на начало 2007 года. На орбите Земли продолжает успешно работать целый ряд гражданских и разведывательных ИСЗ, использующих в своем составе высокотехничные радиолокационные системы ДЗЗ, RADARSAT (Канада), ENVISAT (ЕКА +США), ERS-2 (ЕКА), Lacrosse-2, Lacrosse-3, Lacrosse-4, Lacrosse-5 (США), ALOS (Япония). Запущен немецкий РСА высокого разрешения Sar Lupe. Завершается разработка, и готовятся к запуску радиолокационные ИСЗ TerraSAR, RADARSAT-2 (Канада), Discoverer-2, Radar-1 (США), IRS-3 (Индия), Алмаз-В, Кондор-Э (Россия) и многие другие.

Такой кардинальный поворот в отношении к радиолокационным системам со стороны правительственных структур большинства высокоразвитых и многих развивающихся стран мира произошел не сам по себе. Причиной его стали именно те впечатляющие результаты, которые были получены первыми экспериментальными аэрокосмическими радиолокационными системами ДЗЗ, созданными в 80-х - начале 90-х годов прошлого века. Нам очень приятно, что существенный вклад в этот поворот и прогресс радиолокационного дистанционного зондирования Земли внесли и украинские ученые и специалисты.

Радиолокационная эра в исследовании Земли из космоса дистанционными методами практически началась с запуска в 1978 году разработанного специалистами США искусственного спутника Земли Seasat, оснащенного радиолокатором бокового обзора с синтезированием апертуры антенны РСА на борту. РСА ИСЗ Seasat работал в диапазоне дециметровых радиоволн ($\lambda$=23 см, L-диапазон по западной классификации). Он позволял исследовать полосу земной поверхности шириной в 100 км с пространственным разрешением около 25м. Необработанная информация этого РСА по специальной широкополосной радиолинии транслировалась на Землю, где в неоперативном режиме и проводилось синтезирование радиолокационных изображений.

На борту ИСЗ Seasat вместе с РСА также впервые был испытан космический радиолокационный скаттерометр - специальный двухантенный радиолокатор низкого пространственного разрешения (в среднем около 50 км ) с широкой полосой обзора (около 500 км), работающий в диапазоне сантиметровых радиоволн ($\lambda$=2 см, X-диапазон) и предназначенный для определения параметров приводного ветра (его скорости и направления) над Мировым океаном.

При помощи РСА ИСЗ Seasat впервые был проведен целый ряд успешных экспериментов по дистанционному зондированию из космоса морской поверхности и различных образований на ней, а также льдов и суши. Эти экспериментальные результаты убедительно показали ученым и специалистам, что радиолокационное дистанционное зондирование Земли из космоса может быть очень эффективным для

решения широкого круга научных, разведывательных, природоохранных и других задач.

К сожалению, ИСЗ Seasat был чисто экспериментальной системой, не ориентированной на решение практических задач. К тому же через три месяца работы на орбите он вышел из строя.

Следующий успешный космический эксперимент по радиолокационному ДЗЗ, осуществленный в 1981 году при помощи РСА SIR-A, размещенного на борту космического челнока Shuttle Columbia, был еще более коротким (5 дней во время второй миссии челнока). РСА SIR-A по своим техническим характеристикам мало отличался от РСА ИСЗ Seasat, он работал в том же диапазоне радиоволн, обеспечивал пространственное разрешение ~ 37 м, но в более узкой полосе обзора ~55 км. Основное внимание в этом полете было уделено исследованию возможностей радиолокационного обнаружения проявлений геологических структур и подповерхностных образований. Используя свойство радиоволн дециметрового диапазона проникать глубоко в сухую почву, РСА SIR-A позволил впервые обнаружить такие подповерхностные образования - в пустыне Сахара были обнаружены занесенные песком русла древних пересохших рек.

Весьма впечатляющие научные и практические результаты радиолокационного ДЗЗ были получены в 1983 году первым отечественным ИСЗ «Космос-1500», оснащенным оперативными широкообзорными системами - радиолокатором бокового обзора с реальной апертурой антенны РБО и оптическим многоканальным сканером. На этом спутнике впервые была реализована оперативная обработка радиолокационной информации непосредственно на борту в реальном времени и трансляция ее совместно с оптической информацией непосредственно широкому кругу потребителей.

Ниже мы вернемся к более подробному рассмотрению технических характеристик и особенностей этой системы. Здесь лишь подчеркнем, что эти («революционные» на момент создания и "очевидные" в настоящее время) ее особенности в сочетании с оптимальными (по отношению к четко очерченному кругу решаемых задач) параметрами самого РБО и обеспечили феноменальный успех и практическую полезность этого экспериментального, по своей сути, спутника.

Условно всю историю развития космических систем дистанционного зондирования Земли можно разбить на два этапа. Первый этап - создание первых чисто экспериментальных систем радиолокационного ДЗЗ и проведение с их помощью многочисленных экспериментов, целью которых было как определение реальных их возможностей в решении различных научных и практических задач, так и разработка стратегии создания радиолокационных систем следующего поколения, ориентированных на широкое и эффективное практическое использование.

Некоторое представление о радиолокационных системах ДЗЗ из космоса первого этапа дает таблица 2.1, в которой приведены сведения о системах, запускавшихся в период 1978 - 1991 гг.

На протяжении 80-х годов XX века были созданы и всесторонне испытаны на борту ИСЗ три основных типа систем радиолокационного дистанционного зондирования природной среды Земли - скаттерометры, радиолокаторы бокового обзора с синтезированием апертуры антенны РСА первого поколения и радиолокаторы бокового обзора с реальной апертурой антенны РБО. В литературе достаточно хорошо освещены принципы и особенности построения таких систем [132-134]. Тех читателей, кто пожелает глубже разобраться в этих вопросах, мы

отсылаем к этим фундаментальным трудам. Здесь же мы коротко остановимся на основных особенностях этих систем, влияющих принципиальным образом на их информационные возможности и особенности применения при ДЗЗ:

Таблица 2.1

| ИСЗ, тип РЛС | Год пуска | Время активной работы | Наклон, высота орбиты | Рабочая частота РЛС, поляризация | Пространственное разрешение | Полоса обзора | Обработка информации |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Seasat-A** РСА скаттерометр | 1978 | 3 месяца | $108^0$/750 км | 1,275 ГГц/ГГ<br>14,6 ГГц,/В,Г | 25 м<br>50 км | 100 км<br>500 км | На земле<br>На земле |
| **Shuttle Columbia** РСА **SIR-A** | 1981 | 5 дней | $40,3^0$/252 км | 1,275 ГГц/ГГ | 37 м | 55 км | На земле |
| **Космос-1500** (Океан-ОЭ№1) РБО | 1983 | 2 года 8 месяцев | $82,6^0$/650 км | 9,5 ГГц/ВВ | 0,8 х 2,5 км | 475 км | На борту |
| **Shuttle Columbia** РСА **SIR-B** | 1984 | 7 дней | $57^0$/350 км … 225 км | 1,275 ГГц/ГГ | 25/17…58 м | 50 км | На земле |
| **Космос-1602** (Океан-ОЭ№2) РБО | 1984 | 1 год | $82,6^0$/650 км | 9,5 ГГц/ВВ | 0,8 х 2,5 км | 75 км | На борту |
| **Космос-1766** (Океан-01№1) РБО | 1986 | 2 года 1 месяц | $82,6^0$/650 км | 9,5 ГГц/ВВ | 0,8 х 2,5 км | 475 км | На борту |
| **Космос-1869** (Океан-01№2) РБО | 1987 | 1 год 5 месяцев | $82,6^0$/650 км | 9,5 ГГц/ВВ | 0,8 х 2,5 км | 475 км | На борту |
| **Космос-1870** РСА | 1987 | 2 года | $60^0$/260 км | 3,0 ГГц/ВВ | 25 м | 20 км | На земле |
| **Lacrosse-1** | 1988 | 8 лет | $57^0$/680 км | 9,5-10,5 ГГц* | 1(0,6) м, 2-3 м, 3-10 м | 2х2 км, 5х5 км, 100 км | На земле |
| **Океан-01 №3** РБО | 1988 | 10 месяцев | $82,6^0$/650 км | 9,5 ГГц/ВВ | 0,8 х 2,5 км | 475 км | На борту |
| **Океан-01 №5** РБО | 1990 | 1 год 4 месяца | $82,6^0$/650 км | 9,5 ГГц/ВВ | 0,8 х 2,5 км | 475 км | На борту |
| **Алмаз** РСА | 1991 | 1 год 5 месяцев | $60^0$/260 км | 3,0 ГГц/ВВ | 25 м | 20 км | На земле |
| **Океан-01 №6** РБО | 1991 | 2 года 7 месяцев | $82,6^0$/650 км | 9,5 ГГц/ВВ | 0,8 х 2,5 км | 475 км | На борту |
| **Lacrosse-2** | 1991 | По настоящее время | $57^0$/680 км | 9,5-10,5 ГГц* | 1(0,6) м, 2-3 м, 3-10 м | 2х2 км$^2$, 5х5 км$^2$, 100 км | На земле |
| **ERS-1** РСА скаттерометр | 1991 | 7 лет | $98,5^0$/780 км | 5,3 ГГц/ВВ<br>5,3 ГГц/ВВ | 30 м<br>50 км | 100 км<br>500 км | На земле<br>На Земле |

* - данные предположительны

**Радиолокаторы бокового обзора с реальной и синтезированной апертурой антенны.**

Радиолокаторы бокового обзора с реальной (РБО) и синтезированной апертурой антенны (РСА) совпадают в том, как формируется элемент их пространственного разрешения в направлении перпендикулярном трассе полета (разрешение по дальности или в т.н. угломестной плоскости) и принципиально отличаются между собой способом обеспечения пространственного разрешения в направлении полета (т.н. азимутальной плоскости). На рис.2.1 представлено схематическое изображение элементов пространственного разрешения для РБО и РСА.

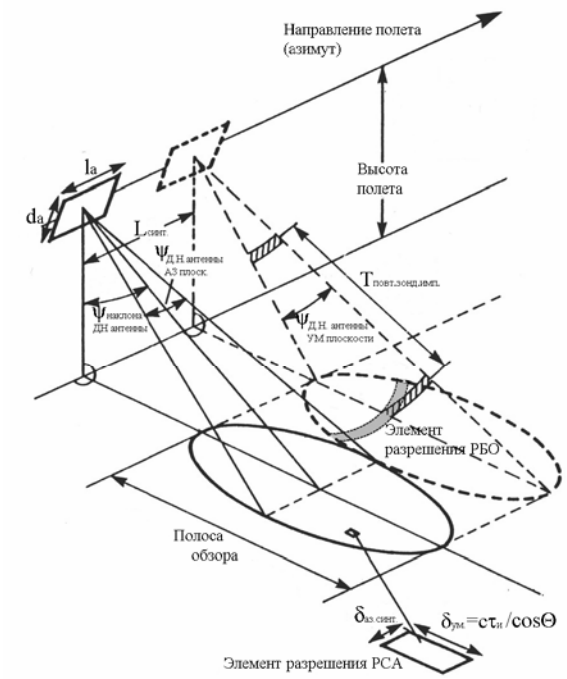



Рис. 2.1. Обзор подстилающей поверхности радиолокатором бокового обзора в режиме РСА (сплошные линии) и РБО (пунктирные линии).

При этом, для обоих случаев пространственное разрешение в направлении поперек полета обеспечивается длительностью СВЧ радиоимпульса, излучаемого радиолокатором и составляет $c\tau_и/\cos\Theta$, где c- скорость света, $\tau_и$ - длительность радиоимпульса, а $\Theta$ - угол скольжения для каждого элемента. Таким образом, для обеспечения высокого пространственного разрешения поперек полета необходимо использовать радиоимпульсы очень малой длительности. На рисунке 2.1 пространственное разрешение в направлении поперек полета для режима РСА и РБО совпадает. Пространственное же разрешение вдоль направления полета для РБО определяется размером (вдоль линии полета) пятна, освещаемого антенной радиолокатора на подстилающей поверхности. Поэтому, для обеспечения высокого пространственного разрешения РБО вдоль направления полета приходится использовать антенны, имеющие узкую диаграмму направленности в азимутальной плоскости, а это означает, что размер антенны вдоль направления полета должен быть большим. Естественно, что применение больших антенн всегда вызывает

затруднения, особенно на космических аппаратах. Простые геометрические расчеты показывают, что, например, для реализации пространственного разрешения в 1 м радиолокатору сантиметрового диапазона, расположенному на орбите высотой ~650 км, необходимо иметь антенну длиной около 10 км, что совершенно нереально осуществить на практике.

Для реализации высокого пространственного разрешения вдоль направления полета и была изобретена технология синтезирования апертуры антенны. Она схематично иллюстрируется рисунком 2.2.

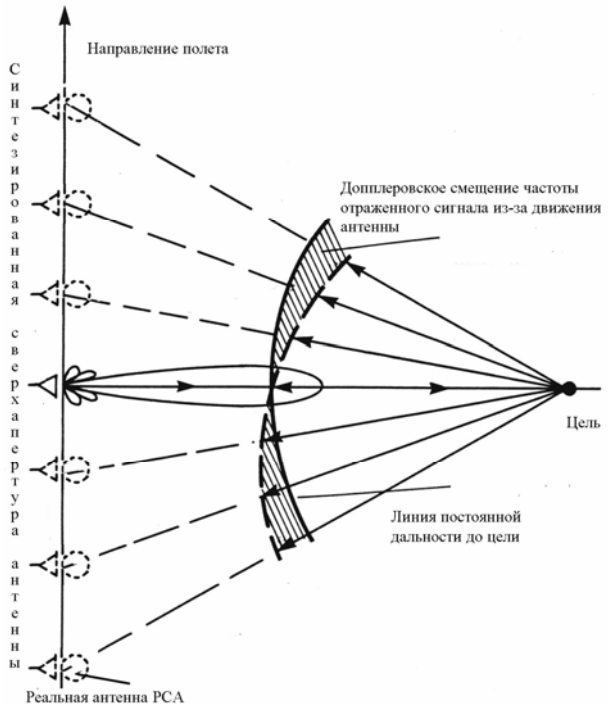



Рис. 2.2. Синтезирование апертуры антенны радиолокатора бокового обзора вдоль направления полета.

Говоря упрощенно, процедура синтезирования заключается в том, что во время пролета летательного аппарата (самолета, спутника и т.п.), на борту которого установлена антенна с относительно небольшими размерами, периодически производится запись амплитуд и фаз всех принятых радиосигналов. Затем эти сигналы, собранные на интервале пути, называемом длиной синтезированной антенны, обрабатываются определенным образом. В простейшем случае для каждого элемента разрешения поперек линии пути производится суммирование (в векторной форме, т.е. с учетом амплитуд и фаз) принятых сигналов. При этом для каждого элемента подстилающей поверхности производится расчет с учетом изменения во времени наклонной дальности до нее, производятся процедуры специальной фильтрации и многое другое. В результате получается, что цель, расположенная в зоне обзора радиолокатора, как бы наблюдается очень большой антенной с размером равным длине синтезирования, и обеспечивается

пространственное разрешение в направлении полета, соответствующее такому ее синтезированному размеру.

Такая технология оказалась чрезвычайно эффективной и позволяет в настоящее время реализовывать очень высокое пространственное разрешение радиолокаторов бокового обзора, недостижимое для РБО с реальной апертурой антенны.

Однако для обеспечения корректности процедуры синтезирования необходимо:

- Использовать когерентное излучение, т.е. стабильность частоты излучаемого сигнала должна быть такой, чтобы за время синтезирования (время пролета интервала синтезирования) не происходило неучитываемых изменений фазы излучаемого сигнала;
- Учитывать все нестабильности полета носителя, как по скорости полета, так и по отклонению от прямолинейной трассы (с точностью превышающей 1/8 длины волны излучаемого сигнала);
- Учитывать скорость и направление движения цели (если она подвижна);
- Учитывать изменение во времени условий распространения сигналов на трассе (изменение скорости распространения, многолучевость трассы и т.п.) до цели, что особенно важно для РСА, расположенных на ИСЗ, сигналы которых распространяются через верхние слои ионосферы, имеющие большие пространственные вариации концентрации заряженных частиц.

Невыполнение этих условий может привести к неконтролируемым изменениям в амплитуде отраженных сигналов или, даже, к полному разрушению синтезированных изображений подстилающей поверхности.

Тут нам необходимо напомнить читателям, что для решения целого ряда задач дистанционного зондирования природной среды Земли, недостаточно получить двухмерное радиолокационное изображение участка земной поверхности, необходимо определить рассеивающие свойства ее, т.е. измерить коэффициент обратного рассеяния. Особенно это важно при сопоставлении данных различных систем ДЗЗ либо данных разновременных наблюдений, при многочастотном или многополяризационном радиолокационном зондировании, при мониторинге динамичной морской поверхности и во многих других случаях.

Действительно, поведение элементарных рассеивателей радиолокационных сигналов на морской поверхности существенным образом отличается от поведения элементарных рассеивателей на суше. Как уже подчеркивалось в первой главе, рассеивателями радиоволн сантиметрового диапазона на морской поверхности являются "цуги" (т.е. пакеты) коротковолновой морской ряби. Эти цуги при относительно небольших скоростях приводного ветра (под воздействием которого они и генерируются) двигаются достаточно хаотично по направлениям. На характер их движения влияют орбитальные движения воды в крупных волнах (известно, что направления этих движений на переднем склоне крупной волны и на ее заднем склоне противоположны [14]), поверхностные течения, подповерхностные морские образования (внутренние волны и т.п.). Таким образом, в отличие от рассеяния образованиями суши (где элементарные рассеиватели в основном неподвижны, либо совершают однотипные движения) в сигналах, рассеянных морской поверхностью, содержатся компоненты с различными по скорости и знаку изменениями фазы отраженного сигнала. При синтезировании радиолокационных изображений морской поверхности чрезвычайно трудно учесть - какая часть мощности отраженных сигналов пошла на образование регулярной компоненты

этих изображений, а какая пошла на увеличении интенсивности шумовой компоненты, т.н. "спекла".

В настоящее время хорошо развиты специальные математические методы обработки РСА сигналов (т.н. методы автофокусировки), направленные на восстановление регулярных компонент синтезированных изображений. Однако они успешно работают по изображениям суши и стационарных объектов.

Необходимо подчеркнуть, что для РБО с реальной апертурой антенны влияние движения элементарных рассеивателей на морской поверхности не опасны, т.к. изменения фазы рассеянных сигналов в них не учитываются. Поэтому РБО являются измерительными системами. Они, хотя и не позволяют реализовать высокое пространственное разрешение, но обеспечивают (при правильной реализации процедур калибровки) измерение абсолютных значений радиолокационных коэффициентов обратного рассеяния любых образований на Земной поверхности.

**Скаттерометры**

Целый ряд спутниковых комплексов дистанционного зондирования содержит в своем составе специальные многоантенные широкообзорные калиброванные радиолокаторы низкого разрешения. Эти радиолокаторы предназначены для определения крупномасштабных компонент морского волнения и, соответственно, параметров поля приводного ветра. Принцип действия таких приборов может быть пояснен при помощи рисунка 2.3.

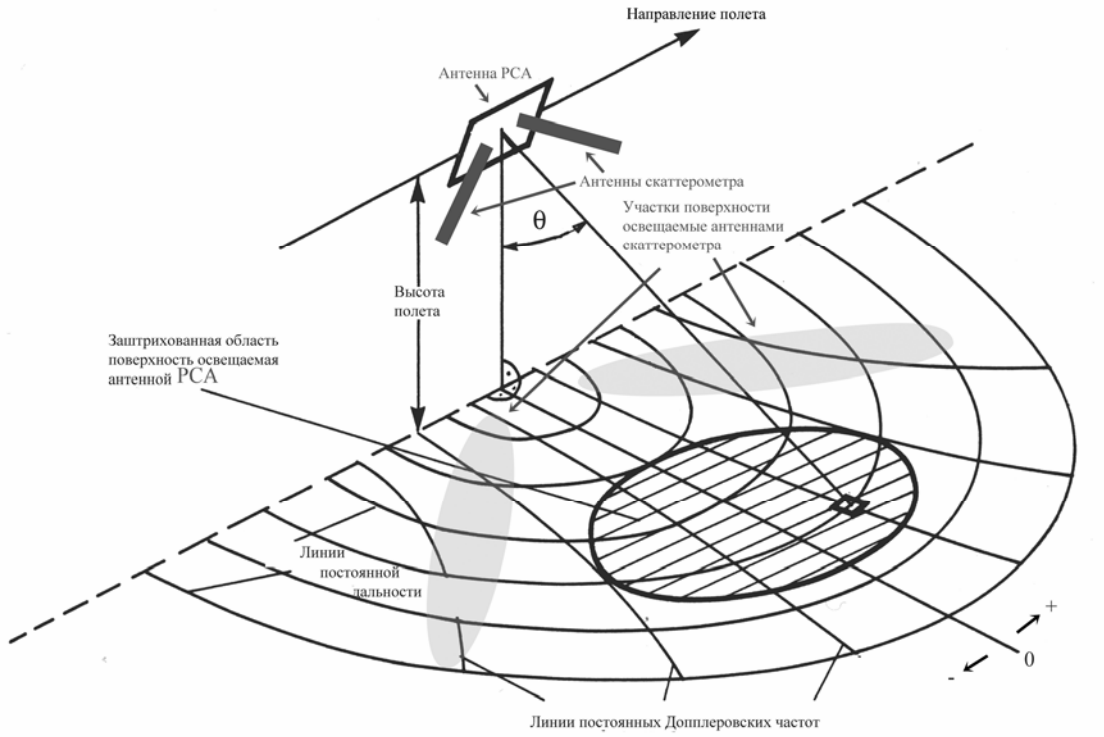



Рис. 2.3. Зоны обзора морской поверхности РСА и двухантенным скаттерометром.

В составе скаттерометров используются как минимум две антенны, расположенные под углом $45^0$ (вперед и назад) относительно направления полета. В настоящее время используются трехантенные скаттерометры, в которых есть еще одна антенна, направленная поперек полета. Каждая из антенн излучает

непрерывный монохроматический СВЧ сигнал и принимает сигнал, отраженный морской поверхностью. Отраженный сигнал уже не является монохроматическим, его спектр расширяется т.к. при рассеянии его различными участками морской поверхности возникает доплеровский сдвиг частоты сигнала, определяемый относительной скоростью каждого участка поверхности и ИСЗ. Пространственная селекция в этих системах осуществляется за счет пропускания отраженного сигнала через систему полосовых фильтров. Как хорошо видно из рис.2.3, на выходе каждого фильтра выделяется сигнал от участка поверхности, ограниченного с одной стороны проекцией диаграммы направленности антенны, а с другой линиями постоянной доплеровской частоты соответствующими границам полосы пропускания этого фильтра.

Таким образом, коэффициент обратного рассеяния каждого участка морской поверхности оказывается измеренным, как минимум, с двух ортогональных направлений. А это в идеальном случае (в случае "одномодового" волнения, т.е. когда на морской поверхности существует лишь одна система крупных волн) позволяет определить направление (правда с неопределенностью в $180^0$) движения крупных морских волн. Направление же крупных морских волн в свою очередь вызывается воздействием приводного ветра.

Скаттерометры имеют очень широкие полосы обзора в 500 км и более, но низкое пространственное разрешение, которое в полосе обзора изменяется в пределах 15 - 75 км. К сожалению, при таком пространственном разрешении не определяются и, соответственно, не учитываются структуры морского волнения, вызванные широко распространенными мезомасштабными атмосферными процессами с характерными масштабами от единиц до десятков километров. Поэтому очень часто, особенно для внутренних морей, проливов, прибрежных зон и т.п. данные скаттерометров могут сильно отличаться от действительности.

Кроме вышеупомянутых РСА, РБО и скаттерометров достаточно часто на ИСЗ используются радиолокационные высотомеры, которые представляют собой радиолокаторы с антенной направленной вертикально вниз и использующие чрезвычайно короткие зондирующие радиоимпульсы. Эти системы позволяют с высокой точностью (правда, с усреднением по достаточно большим площадям) определять высоту полета ИСЗ над морской поверхностью. Мы не будем останавливаться на их рассмотрении.

При рассмотрении данных таблицы 2.1 о радиолокационных системах ДЗЗ, испытанных в период 1978 - 1991 гг., легко обратить внимание на то, что после запуска первого ИСЗ с РБО на борту "Космос-1500" в 1983 году последовала целая серия запусков (еще 6 за этот период) ИСЗ с такими же РБО. В отличие от созданных за этот период РСА первого поколения РБО ИСЗ типа "Космос-1500" сразу оказался настолько эффективным и практически полезным, что руководством бывшего СССР было принято решение о регулярном запуске на орбиту спутников с такими системами.

РСА первого поколения обладали несколькими существенными недостатками, которые существенно сужали область их практического применения - это прежде всего узкие полосы обзора и длительное время наземной обработки (синтезирования) радиолокационных изображений подстилающей поверхности. Поэтому единственной областью практического применения космических РСА первого поколения оказалась стратегическая разведка. Так, разработанные специалистами США РСА высокого разрешения ИСЗ Lacrosse-1,2 применялись для стратегической разведки стационарных объектов на территории СССР и других стран. При этом, для повышения эффективности наблюдений производилось

изменение положения полосы обзора путем изменения наклона ИСЗ. Остальные же РСА первого поколения были чисто экспериментальными системами. Они проложили дорогу современным системам спутниковых РСА, которые в наше время обеспечивают самые различные режимы обзора - от обзора с высоким разрешением (<1 м) узких полос до обзора с низким разрешением (~100 м) широких полос (до 500 км) подстилающей Земной поверхности. При этом используется электронное управление положением диаграмм направленности антенн, выполненных в виде фазированных антенных решеток ФАР. Это управление обеспечивается зачастую как в угломестной плоскости (для быстрого перенацеливания полосы обзора), так и в азимутальной (для реализации режима наблюдения со сверхвысоким разрешением).

Примером такой современной спутниковой РСА может служить система ENVISAT , основные параметры которой приведены в табл.2.2..

В разработке КА Envisat участвовали практически все страны Европейского сообщества. Общая стоимость программы превышала 2,5 млрд. долл. США. На борту КА размещены 10 комплектов аппаратуры. Основными инструментами являются - усовершенствованный РСА ASAR фирмы MMS, спектрометр видимого и ИК участков спектра MERIS для получения изображений со средним разрешением (250 м), работающий в интересах океанографии, исследования атмосферы и поверхности Земли, интерферометр Майкельсона MIPAS фирмы CASA для исследования тропосферы в дальнем ИК-диапазоне, усовершенствованный радиолокационный высотомер фирмы Alenia Spazio, система GOMOS для исследования озонового слоя Земли в ультрафиолетовом, видимом и ближнем ИК участках спектра, радиометры MWR, SCIAMACHY и AATSR, а также система автономных траекторно-временных измерений DORIS.

Система ENVISAT реализована как великолепный набор инструментов для решения **научно-исследовательских задач**. В течении первого года функционирования системы был проведен ряд экспериментов по исследованию морской поверхности в центральной части Атлантического океана, изучения сликов в районе пролива Гибралтар, по мониторингу нефтяных загрязнений в районах добычи в Северном море, по поиску полезных ископаемых на северной части РФ.

Анализируя параметры и опыт применения современных космических РСА для ДЗЗ легко прийти к заключению, что, несмотря на существенное расширение их возможностей по сравнению с системами первого поколения по разрешению, полосе обзора и т.п. даже к началу 2004 года они все еще не вышли на стадию широкого практического использования. До сих пор они, в основном (кроме чисто разведывательных систем Lacrosse –2,3,4), используются как экспериментальные системы. Это вызвано целым рядом причин, наиболее существенная из которых – очень высокая стоимость, как самих систем, так и получаемой с их помощью информации. В то же время мы видим, что космические РБО начали широко и с большим успехом использоваться на практике сразу же после первых экспериментов с ИСЗ «Космос-1500» в 1983 году. Первые же практические результаты его использования для спасения судов из ледового плена в Арктике и Антарктике, для оперативного обнаружения опасных атмосферных процессов над океанской поверхностью, оценки их параметров и мн.др. (о которых мы подробнее поговорим ниже) оказались настолько полезными для практических специалистов ВМФ, Госкомгидромета, Минморфлота бывшего СССР, что по их настоятельным требованиям ИСЗ с РБО на борту начали регулярно изготавливаться и запускаться на орбиту в составе Государственной эксплуатационной системы «Океан».

Такая уникальная результативность первых же РБО ИСЗ типа «Космос-1500», широкая практическая используемость их данных (особенно на фоне длительного процесса внедрения в практику космических РСА) требует, что бы мы внимательно проанализировали особенности этих систем и принципы, положенные в методологию их создания.

**Параметры радиолокационной системы ИСЗ ENVISAT**

Таблица 2.2

| | |
|---|---|
| **Параметры орбиты**: | |
| средняя высота, км | 820 |
| наклонение, град | 98,55 |
| период обращения, мин | 101 |
| время пересечения экватора в нисходящем узле, ч. мин | 10.00 |
| период повторения трасс, суток | 35 |
| **РСА ASAR**: | |
| частота излучения, ГГц | 5,331 |
| габаритные размеры антенны, м | 1,3 x 10 |
| масса антенны, кг | 720 |
| число режимов работы | 5 |
| **Режимы радиолокационной съемки и поляризационный (Image and Alternative polarization Modes):** | |
| пространственное разрешение (азимут / угол места), м | 30 / 29 |
| радиометрическое разрешение, дБ | 2,5 … 3,5 |
| ширина полосы съемки, км | 100 … 56 (7 положений луча) |
| ширина полосы обзора, км | 500 |
| скорость формирования цифрового потока данных, Мбит/с | 96,3 |
| потребляемая мощность, Вт … | 1200 |
| поляризация сигналов (излучение / прием) в режимах: | |
| стандартной съемки | (HH или VV); |
| поляризационном | (HH и VV) или (HH и HV) или (VV и VH). |
| **Широкополосный режим ScanSAR**: | |
| пространственное разрешение, м | 150 x 150 |
| радиометрическое разрешение, дБ | 2,5 |
| ширина полосы съемки, км | 405 (5 положений луча) |
| скорость формирования цифрового потока данных, Мбит/с | 96,8 |
| потребляемая мощность, Вт | 1200 |
| поляризация излучаемых и принимаемых волн | HH или VV. |
| **Режим глобальной съемки**: | |
| пространственное разрешение, м … | 1000 x 1000 |
| радиометрическое разрешение, дБ | 1,5 |
| ширина полосы сканирования, км | 405 (5 положений луча) |
| скорость формирования цифрового потока данных, Мбит/с | 0,9 |
| потребляемая мощность, Вт | 750 |
| поляризация излучаемых и принимаемых волн | (HH или VV). |
| продолжительность работы РСА на одном витке, мин | 30 |

**Космические РБО ДЗЗ, принципы, положенные в их основу, и история создания. РБО ИСЗ «Космос-1500»**

Радиолокаторы бокового обзора с реальной апертурой антенны для ИСЗ дистанционного зондирования Земли типа «Космос-1500» были задуманы и созданы коллективом ученых и специалистов ИРЭ АН УССР (ныне ИРЭ НАН Украины, г. Харьков) под руководством выдающегося ученого профессора А.И. Калмыкова в кооперации с коллективами КБ-3 ГКБ «Южное» (г. Днепропетровск), СКТБ ИРЭ АН УССР и СКТБ МГИ АН УССР (г. Севастополь).

Разработка концепции создания спутниковой подсистемы наблюдения природной среды Земли «Океан» была начата в КБ «Южное» по инициативе главного конструктора КБ-3 В. М. Ковтуненко еще в 1974 году. Предполагалось создание на орбите Земли сети ИСЗ, оснащенных разнообразными оптическими, инфракрасными, радиолокационными и СВЧ радиометрическими системами ДЗЗ. Эти системы должны были снабжать необходимыми данными о состоянии волнения на морской поверхности, о приводном ветре, обеспечивать ледовую разведку в полярных морях и т.п. Госкомгидромет, ВМФ, Управление Главсевморпути Минморфлота, Минрыбхоз и других потребителей бывшего СССР.

К этому моменту В. М. Ковтуненко стало известно, что группой научных сотрудников ИРЭ АН УССР накоплен уникальный научный материал по радиолокационному исследованию взволнованной морской поверхности, который позволил им начать практические работы по созданию устройств радиолокационного мониторинга морской поверхности с судов и вертолета. Действительно, выполненные на то время харьковскими радиофизиками теоретические и экспериментальные исследования привели к пониманию природы рассеяния СВЧ радиоволн взволнованной морской поверхностью и открыли возможность практического использования результатов радиолокационного зондирования. Многолетние исследования и модельные эксперименты проводились в пос. Кацивели (МГИ АН УССР) в штормовом бассейне и с берега на морской поверхности многочастотным радиолокационным комплексом (рабочие диапазоны 8 мм, 3 см, 10 см и 50 см). Одновременно с береговыми работами проводились исследования с борта вертолета МИ-8 при помощи РБО 3-х см диапазона. Была показана возможность решения широкого круга задач от измерения параметров приводного ветра до обнаружения нефтяных пятен на морской поверхности радиолокационным методом.

Результаты этих работ были высоко оценены мировым сообществом специалистов ДЗЗ, т.к. открывали путь к созданию космических радиолокационных систем ДЗЗ, ориентированных на мониторинг морской поверхности. В 1969 году они были отмечены Дипломом Института радиоинженеров (IEEE) США. Созданная в ИРЭ АН УССР «двухмасштабная» модель рассеяния радиоволн морской поверхностью до сих пор широко используется во всем мире при разработке систем радиолокации морской поверхности и интерпретации полученных данных.

Руководство КБ «Южное» сумело вовремя оценить перспективность полученных группой А.И. Калмыкова результатов. Удалось убедить высшее руководство СССР и самого Л.И. Брежнева в необходимости создания на их основе эффективно работающей системы спутникового радиолокационного мониторинга Мирового океана в интересах как военных моряков, так и народного хозяйства страны.

Была начата разработка первой экспериментальной системы и в конце 70-х годов МГИ АН УССР при участии ИРЭ АН СССР на базе космического аппарата

КА КБ-3 КБ «Южное» запустили ИСЗ «Космос-1151» с радиолокационным скаттерометром. Однако первая космическая информация оказалась непригодной для практического использования.

Ситуацию изменила полученная информация о том, что США завершают разработку и готовят к запуску космический РСА ИСЗ Seasat для зондирования Мирового океана. После получения первых результатов РСА ИСЗ Seasat советское руководство приняло решения резко активизировать работы по созданию отечественного спутника дистанционного зондирования Мирового океана. Были оперативно выделены необходимые средства. В 1979 году в ИРЭ АН УССР для разработки космических систем ДЗЗ под эгидой Министерства общего машиностроения СССР был создан отдел "Дистанционного зондирования природной среды", руководимый А.И. Калмыковым.

Необходимо отметить, что такой решительный шаг встретил непонимание и сопротивление со стороны части тогдашнего руководства ИРЭ АН УССР, полагавшей, что ученые академического института должны заниматься лишь фундаментальными исследованиями, а не созданием космических систем. Непосредственный участник этих событий зам. главного конструктора КБ-3 С.С. Кавелин описывает их так: «Однако, руководством института (В.П.Шестопалов) увлечение А.И.Калмыкова было встречено с определенной настороженностью и даже опаской, несмотря на новые методы и возможности, которые открывало использование космической техники. Дело в том, что работы выходили на уровень правительственных заказов, а отсутствие опыта и производственных возможностей института ставило под угрозу его "реноме". Институт мог спокойно заниматься традиционной "академической" тематикой без особой головной боли. Все ранее задуманные планы оказались под сомнением.

Тогда В. М. Ковтуненко, облачившись во все свои регалии (Герой Социалистического труда, Лауреат Ленинской премии) отправляется в марте 1977 года на машине из Днепропетровска в Харьков. По дороге в автомобиле отказало отопление, и мы более 4-х часов тряслись по обледеневшей трассе и дрожали от холода. Видно это здорово подействовало на В.М. Ковтуненко, потому что его беседа с В.П. Шестопаловым была настолько яркой и впечатляющей, что Виктор Петрович сдался и принял решение о поддержке и всяческом содействии коллективу А.И. Калмыкова в его новых работах. Позже, будучи членом Госкомиссии по запускам КА "Океан-01", Виктор Петрович в беседах со мной неоднократно вспоминал эту встречу и подчеркивал, какое он "принял тогда правильное решение"».

С начала 80-х годов под руководством А. И. Калмыкова начинается в ИРЭ АН УССР разработка спутникового комплекса радиофизической аппаратуры РФА, в состав которого входили радиолокатор бокового обзора РБО сантиметрового диапазона и сканирующий СВЧ радиометр миллиметрового диапазона. Одновременно создается самолетный комплекс ДЗЗ «Аналог», также состоящий из РБО и сканирующего СВЧ радиометра. Создание самолетного комплекса, предназначенного для отработки методов практического получения и обработки данных комплексного радиолокационно – радиометрического ДЗЗ (прежде всего морской поверхности и льдов) велась опережающими темпами, и в середине 1982 он приступил к полетам. Уже в первых экспериментах была подтверждена эффективность предложенной в ИРЭ АН УССР системы для изучения океана и льдов. Началась отработка методик обработки и интерпретации данных ДЗЗ, аналогичных тем, которые должны были в дальнейшем поступать с борта космического РФА. Подробнее о комплексе «Аналог» мы поговорим ниже, здесь

хотим лишь подчеркнуть, что параллельное создание спутникового комплекса ДЗЗ и самолетного его аналога позволило не только заранее подготовиться к оперативной обработке и интерпретации спутниковых данных, но и, к счастью, не допустить прекращения разработки.

Рассмотрим же, какие принципы были заложены А.И. Калмыковым и его коллегами в основу создания комплекса РФА, какие параметры системы были выбраны и обоснованы.

- Главными заказчиками создания спутникового РФА был Госкомгидромет и Управление гидрографии ВМФ бывшего СССР, а основными задачами – оперативный мониторинг приводного ветра над Мировым океаном и ледовая разведка в полярных морях. Предполагалось использовать его в составе непрерывно действующей на орбите группировки спутников. Поэтому аппаратный комплекс должен быть недорогим.
- Для решения этого класса задач было решено впервые использовать комплексное синхронное зондирование подстилающей поверхности радиолокационным (РБО), СВЧ радиометрическим (РМ) и оптическим (МСУ-М) системами. Параметры систем – (прежде всего, РБО и МСУ-М – многоканального сканера оптического диапазона, который к тому моменту уже был разработан и активно применялся) полосы обзора, пространственное разрешение должны быть близкими к оптимальным для изучения мезомасштабных процессов в океане и льдах. Т.е. полосы обзора должна быть не менее 450 км и пространственное разрешение порядка не хуже 1-2 км. Это обеспечивало возможность контроля основных взаимодействий в системе океан-атмосфера (оптикой в атмосфере на уровне облачности, и РБО на уровне морской поверхности), основных процессов льдообразования и динамики ледовых покровов.
- Высокая оперативность системы достигалась как независимостью РБО и РМ от условий освещенности, времени суток и т.п., так и обработкой информации на борту в реальном времени и передачей ее по радиоканалу международного АРТ стандарта на очень широкую сеть приемных станций (только в СССР на тот момент их было более 500).
- Измерительные характеристики РБО (т.е. возможность определения количественных характеристик рассеяния подстилающей поверхности – удельной эффективной поверхности рассеяния УЭПР $\sigma^0$) обеспечивались внутренней непрерывной калибровкой потенциала РБО.

Необходимо подчеркнуть, что такая концепция создания космического РБО для ДЗЗ в корне отличалась от господствовавшего в то время среди ведущих специалистов СССР в области ДЗЗ представления о том, что должен из себя представлять такой локатор. Под впечатлением от результатов, полученных РСА ИСЗ Seasat, большинство ведущих специалистов наиболее авторитетных институтов ИРЭ АН СССР, ГосНиЦипр Госкомгидромета СССР (Москва), ААНИИ (Ленинград) и других считали, что необходимо разрабатывать систему максимально на него похожую. Т.е. – сложный и дорогостоящий РСА с неширокой полосой обзора ~100 км и менее, неоперативный - с длительным временем обработки данных на Земле, не обеспечивающий измерения абсолютных значений УЭПР и т.д.

К слову, такая отечественная система действительно была создана НПО «Вега» (Москва) и запущена впервые на ИСЗ «Космос-1870» в 1987 г. Напомним лишь, что из-за проблем, связанных с обработкой данных РСА, существовавшими на тот момент средствами, первые изображения, полученные этим РСА, были синтезированы лишь спустя многие месяцы после их трансляции на Землю.

И вот это непонимание преимуществ концепции создания РБО, предложенной А.И. Калмыковым, по мере продвижения комплекса РФА к завершению начало вызывать все нараставшее противодействие. Ведущие специалисты ИРЭ АН СССР, ГосНиЦипр, головного НИИ Минобщемаша настаивали на прекращении этой разработки. Составлялись многочисленные протоколы, подписанные очень авторитетными на то время учеными Москвы и Ленинграда, утверждавшие, что эта система будет бесполезной, она технически несостоятельна и т.п.

Удивительно, но эти протоколы сохранились до на стоящего времени, хотя, кое-кому вероятно очень хотелось бы, что бы эти свидетельства тенденциозности и научной слепоты навсегда исчезли.

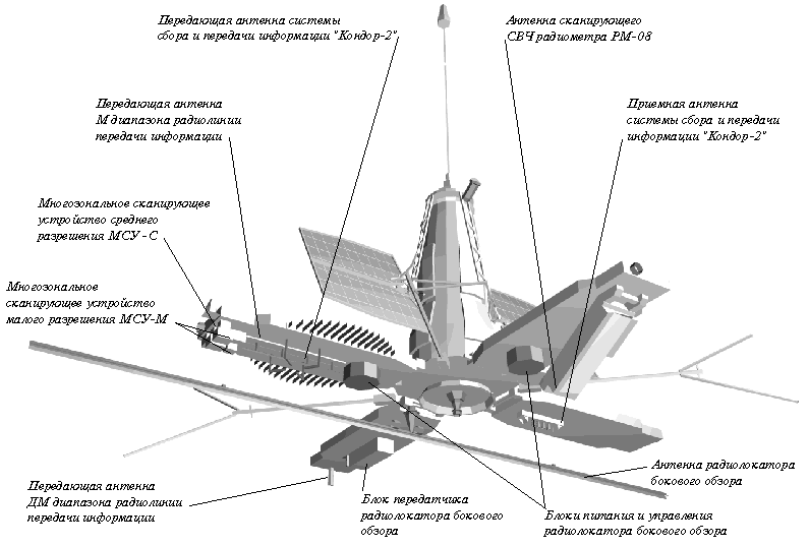
Незадолго до завершения работ и запуска спутника с РФА вопрос об их прекращении встал очень остро. В КБ «Южное» было проведено представительное совещание, на котором были еще раз выслушаны аргументы сторон. Весьма важным аргументом в пользу группы А.И. Калмыкова на этом совещании послужили первые результаты дистанционного зондирования морской поверхности и морских льдов, уже полученные к этому времени авиационным комплексом «Аналог». Результаты были достаточно убедительны, что добавило уверенности Главному конструктору КБ-3 Б.Е. Хмырову и руководству КБ «Южное» настаивать на продолжении разработки. Очень важными были также результаты собственного независимого мониторинга возможных потребителей радиолокационной информации ДЗЗ, проведенного представителями КБ «Южное» на крайнем Севере и на Дальнем востоке. Они показали, что реальные потребители – гидрометеоцентры флотов ВМФ, зимовщики и штабы проводки с нетерпением ждали оперативных радиолокационных данных о приводном ветре, волнении, ледовой обстановке и мн. др. Многие потребители имели в своем распоряжении приемные станции радиоканалов стандарта АРТ и использовали их для приема данных американских ИСЗ типа NOAA. Многие потребители готовы были сразу принимать по этому каналу и данные РФА. Медлить с запуском было нельзя.

И вот 28 сентября 1983 года запуск ИСЗ «Космос-1500» с комплексом РФА был успешно осуществлен. Начались плановые испытания его аппаратного комплекса на орбите. Выяснилось, что сканирующий СВЧ радиометр не работает, а радиолокатор бокового обзора заработал успешно. И уже первые результаты, полученные РБО ИСЗ “Космос-1500”, подтвердили самые смелые надежды его авторов. РБО работал и работал прекрасно. Его данные сразу же начали принимать не только в Москве, но и на крайнем севере, на судах ВМФ, в Харькове, Севастополе и многих других местах. Самые разные практические специалисты начали их изучать, осваивать и применять на практике. И когда через месяц после запуска ИСЗ “Космос-1500” с помощью его данных удалось спасти караван из 22-х судов, затертый тяжелыми льдами в проливе Лонга в Арктике, даже у самых упорных скептиков не осталось сомнений – принципы, заложенные в РБО его создателями, полностью оправдались.

Об этой уникальной операции мы поговорим ниже, так же как и о многих других не менее интересных примерах эффективного применения данных РБО ИСЗ “Космос-1500” и последующих его “братьев” на орбите. Сейчас лишь еще раз подчеркнем, что концепция недорогого спутника комплексного оперативного мониторинга природной среды Земли с широкообзорными системами среднего разрешения (на первом этапе РБО и оптическим сканером) и доставкой обработанной на борту информации непосредственно широкому кругу потребителей себя полностью оправдала. Система заработала и сразу же стала необходимой самым различным потребителям. Легко убедиться, взглянув на

табл.2.1, сколько однотипных ИСЗ с РБО такого типа было запущено на орбиту Земли в бывшем СССР. Такой же комплекс был запущен Украиной в 1995 году на ИСЗ “Сич-1”, а в 2004 году запущен вариант модернизированного РБО на ИСЗ “Сич-1М”.

В следующем разделе мы проанализируем информационные возможности таких РБО, и то, как они выглядят на фоне современных систем радиолокационного ДЗЗ из космоса.




а

б

Рис. 2.4. Схематический рисунок ИСЗ «Космос-1500» (а) с размещенными на нем приборами и фото этого ИСЗ в павильоне «Космос» ВДНХ СССР (б).

Рис. 2.5. Основные участники создания комплекса РФА ИСЗ «Космос-1500» - сотрудники отдела дистанционных методов исследования природной среды ИРЭ АН УССР: А.И.Калмыков (руководитель разработки) – во втором ряду в центре.

Рис. 2.6. Антенная система РБО ИСЗ «Космос-1500» во время отработочных испытаний. Второй слева П.М. Торчун (разработчик конструкции РФА), третий слева директор ИРЭ В.П. Шестопалов , в центре А.И. Калмыков, второй справа В.В. Иголкин (руководитель разработки антенной системы).

Рис. 2.7. В.П. Благун, И.А. Вдовиченко, В.Ф. Уткин (КБЮ), Б.А. Нелепо (МГИ), А.И. Калмыков в пос. Кацивели во время «исторической» встречи, определившей на много лет путь развития космических радиолокационных систем оперативного ДЗЗ.

Рис. 2.8. Участники создания ИСЗ «Космос-1500» во время празднования 25-летия КБ «Южное». С.С. Кавелин (второй слева в первом ряду), Б.Е. Хмыров (четвертый справа в первом ряду), В.И. Драновский (третий справа во втором ряду), И.М. Полуксов (второй справа во втором ряду), И.М. Балаклицкий (первый слева во втором ряду), в третьем ряду (слева – направо): И.А. Вдовиченко, Г.А. Асташевский, А.И. Калмыков, Ю.В. Терехин, В.С. Гладилин.

## §2.1 Основные особенности РБО ИСЗ "Космос 1500"

Основные характеристики радиолокатора бокового обзора ИСЗ «Космос-1500» были выбраны исходя из требований наиболее эффективного решения задач оперативного зондирования природной среды Земли. При этом учитывались особенности рассеивающих свойств различных подстилающих поверхностей (прежде всего морской поверхности и морских льдов), а также особенности методов интерпретации результатов зондирования, основанных на экспериментальных данных и проверенных моделях рассеяния.

Для обеспечения возможности наилучшего радиолокационного наблюдения различных неоднородностей в поле поверхностного морского волнения, вызванных флуктуациями приповерхностного ветра, наличием на морской поверхности поверхностно-активных пленок и мн.др. необходимо было оптимально выбрать рабочую длину волны РБО [135]. При этом учитывалось, что чувствительность ряби, являющейся основным рассеивателем радиоволн СВЧ диапазона на поверхности океана [7], к факторам, изменяющим ее спектральную плотность, (ветер, течения, пленки нефтепродуктов и др.), растет с уменьшением ее длины $\Lambda$. Вследствие этого растут и контрасты радиолокационных изображений неоднородностей на поверхности океана K (а, следовательно, и возможность интерпретации явлений, их вызвавших) в соответствии с выражением:

$$K \sim \Lambda^{-2,5}.$$

Возможность идентификации различных возрастных градаций льда зависит от различия в их рассеивающих свойствах, которое изменяется с длиной волны РЛС $\lambda$. Из анализа экспериментальных результатов, приведенных в работе [69], следует, что наибольшая разница в радиолокационных отражениях от однолетних и многолетних льдов (граница между молодыми и многолетними льдами один из наиболее важных факторов при ледовой разведке) отмечается на частотах 9 - 10 ГГц и выше.

Таким образом, для наилучшего наблюдения неоднородностей морской поверхности и возрастных градаций льдов целесообразно применение сантиметровых и более коротких радиоволн. Однако использование волн миллиметрового диапазона для ДЗЗ из космоса затруднительно вследствие заметного поглощения радиоволн в атмосфере Земли [1].

Для РБО “Космос-1500” была выбрана длина волны в области 3-см диапазона [136], которая для одночастотной радиолокации из космоса обеспечивает наиболее надежное наблюдение неоднородностей морской поверхности и различие возрастных градаций морских льдов без заметных потерь в атмосфере.

Определение диапазона оптимальных углов облучения РБО поверхности Земли производилось исходя из необходимости обеспечения в широкой полосе обзора уровней рассеянных сигналов, достаточных для наблюдения взволнованной морской поверхности и морских льдов различных типов, и, при этом, наблюдения их с максимальной чувствительностью к вариациям приводного ветра, сликам на морской поверхности, различиям в возрасте и состоянии льдов и т.п. [136].

В качестве примера на рис.2.9 приведена усредненная зависимость экспериментальных контрастов K радиолокационных изображений сликов различного происхождения на взволнованной морской поверхности от угла падения $\Theta$ [35,135]. Анализ этой зависимости однозначно позволяет сделать вывод о том, что наблюдение неоднородностей при $\Theta < 20^0$ затруднено из-за небольших

контрастов их относительно взволнованной морской поверхности, а также из-за того, что в этом диапазоне углов падения возможны изменения знака наблюдаемого контраста [26}. В диапазоне углов падения $\Theta > 50^0$ (т.е. при скользящих углах и значительно большей наклонной дальности) такое наблюдение сложнее обеспечить энергетически.

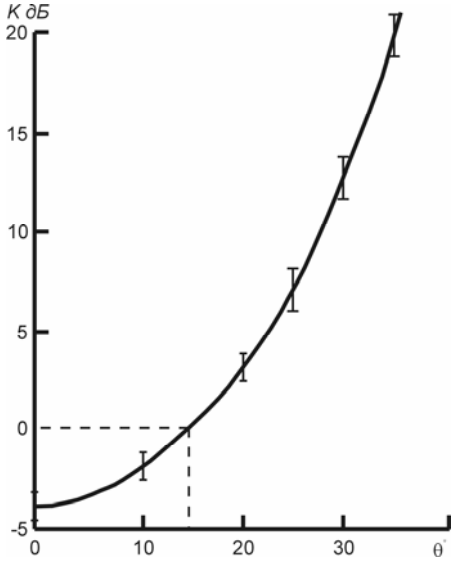



Рис. 2.9. Усредненная зависимость экспериментальных контрастов К радиолокационных изображений сликов различного происхождения на взволнованной морской поверхности от угла падения Θ [35,135].

Возможность различения возрастных градаций морского льда также зависит от выбора углов облучения. Как показано в работе [69], при $\Theta < 20^0$ отмечается уменьшение контрастов отражений от толстого однолетнего и многолетнего льда, хотя и не столь значительное, как для неоднородностей морской поверхности.

Поэтому для РБО ИСЗ «Космос-1500» был выбран диапазон углов облучения поверхности $\Theta = 20^0 - 50^0$, который является оптимальным при одночастотном радиолокационном зондировании океана и ледовых покровов из космоса.

Ниже приведены основные характеристики РБО ИСЗ “Космос-1500”:
Полоса обзора.....475 км.
Потенциальное разрешение с учетом накопления сигнала по уровню - 3 дБ диаграммы направленности антенны
в направлении полета в полосе обзора.....2,1 - 2,5 км
перпендикулярно направлению полета в полосе обзора....0,9 - 0,6 км
Длина волны примерно.....3,1 см
Длительность импульса излучения.....3 мкс
Мощность излучения в импульсе.....100 квт
Частота повторения импульсов.....100 Гц
Поляризация излучения и приема.....вертикальная
Пороговая чувствительность приемника..... - 140 дБ/Вт
Число импульсов накопления.....8
Число строк РЛИ на выходе системы обработки..... .....4 стр./сек

Ширина диаграммы направленности антенн по уровню -3 дБ
в азимутальной (Н) плоскости.....……....$42^0$
в угломестной (Е) плоскости.....…...$0{,}2^0$
Коэффициент усиления антенны.....35 дБ
Угол отворота антенны от надира.....….....$35^0$
Потребляемая мощность.....400 Вт

Вертикальная поляризация излучения и приема выбрана из условия получения максимума отражений от поверхности моря [60]. Уровни сигналов, отраженных ледяными покровами, практически не зависят от поляризации [69]. Возможность радиолокационного наблюдения льдов и морской поверхности в широкой полосе реализована значительным потенциалом, который был достигнут в РБО за счет высокочувствительного приемника и большой мощности излучения в импульсе при значительном коэффициенте усиления антенны. В общем случае потенциал РБО обеспечивает наблюдение на краю полосы обзора поверхности с удельной эффективной площадью рассеяния $\sigma^0$, равной - 20 дБ при отношении сигнал/шум, равном 1.

Структурная схема РБО “Космос-1500” с линией передачи информации показана на рис.2.10. Радиолокатор состоит из антенны, передатчика, приемника, систем электропитания, управления и телеметрического (ТМ) контроля. Выходной сигнал РБО преобразуется в блоке обработки сигналов (БОС) в строчно-кадровую структуру и поступает в линию радиосвязи радиотелевизионного комплекса, работающую либо в метровом (М), либо дециметровом (ДМ) диапазонах. В первом случае сброс информации велся на широкую сеть автономных пунктов приема в формате АРТ, во втором - на региональные центры приема информации в специальном формате.

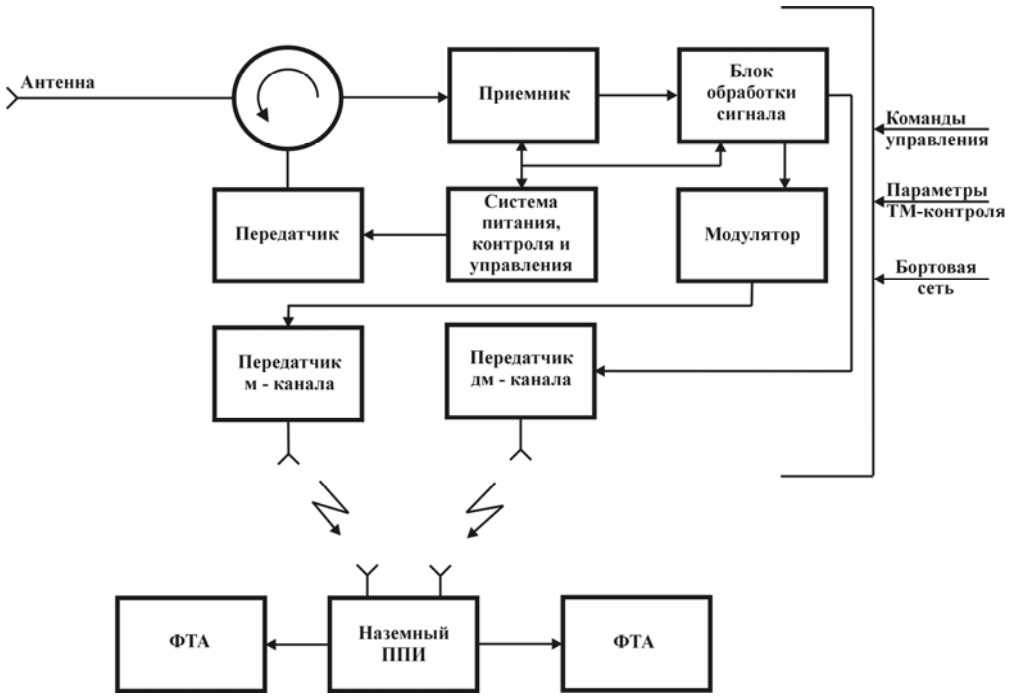



Рис. 2.10. Структурная схема РБО “Космос-1500” с линией передачи информации.

Пространственное разрешение РБО было выбрано компромиссно с учетом согласования выходного потока сигнала с характеристиками пропускания линий передачи, ограничений по размерам антенны и получения при этом максимальной полосы обзора. Применяемое в РБО накопление сигнала эффективно уменьшает дисперсию его флуктуаций, вследствие чего улучшается радиометрическое разрешение системы, а следовательно, различимость структуры радиолокационных изображений.

**Антенна**

Для РБО ИСЗ “Космос-1500” была разработана антенна волноводно-щелевого типа с рупорным излучателем. Антенна выполнена на медном волноводе сечением 23х10 мм. Щели расположены на широкой стенке с переменным расстоянием от ее оси. Изменение этого расстояния выбрано таким образом, что оно обеспечивает амплитудное распределение поля вдоль раскрыва антенны «косинус на пьедестале». Такое распределение было выбрано для обеспечения высоких требований к уровню боковых лепестков диаграммы направленности антенны (ДНА), который составляет -(23-25) дБ.

Антенна имеет длину рабочей части 11085 мм и 40 мм в раскрыве рупора, число щелей - 480. Методик расчета волноводно-щелевых антенн больших электрических размеров на то время не существовало. В этой связи, была разработана специальная программа по расчету волноводно-щелевых антенн такого размера, которая первоначально отрабатывалась на макетах антенн меньших размеров. По сути, антенна РБО ИСЗ “Космос-1500” на момент создания являлась уникальным устройством, не имевшим аналогов в мире.

Трудной задачей было и измерение реальной диаграммы направленности развернутой антенны в двух плоскостях, а также ее коэффициента усиления в наземных условиях. Эта задача была решена при помощи вертолета, с СВЧ излучателем на борту, при этом 11-ти метровая антенна с приемником и самописцем неподвижно вывешивалась вертикально на мачте соответствующих размеров.

Конструкция антенной системы обеспечивала ее малый вес и относительно небольшие габариты в свернутом положении, при транспортировании на орбиту, и сохранение высоких параметров при работе в жестких температурных условиях открытого космоса. Конструктивно выполнена антенная система в виде блока, состоящего из несущего основания, собственно антенны и фидера ее запитки. Антенна и основание разделены на пять секций, соединяемых друг с другом механизмами раскрытия, срабатывающими в момент приведения антенны в рабочее положение после вывода ИСЗ на орбиту (рис.2.11).

Стыковка и фиксация секций антенны осуществлялись укрепленными на их концах замками с пружинными захватами, которые приводились в действие спусковыми механизмами в конце цикла раскрытия антенной системы. Для электрической герметизации стыков антенных секций на торцах волноводных фланцев каждой из секций (вдоль широкой стенки) были установлены специальные цилиндрические пружины. В результате, относительный уровень просачивающейся мощности в местах стыков секций не превышал -50дБ.

Значительные изменения во времени и перепады температуры по длине антенны могли приводить к деформации плоскости ее апертуры и, следовательно, искажению диаграммы направленности. Этот эффект предотвращался фиксацией ее пространственного положения при помощи специальной конструкции несущего основания антенны. После раскрытия и срабатывания замков стыков антенны и

основания, последнее освобождалось от креплений на нем и свободно зависало на петлевых устройствах, расположенным по его концам. Далее антенна натягивалась специальным пружинным механизмом, расположенным в середине несущего основания, (подобно тетиве лука) с усилием ~20кГ

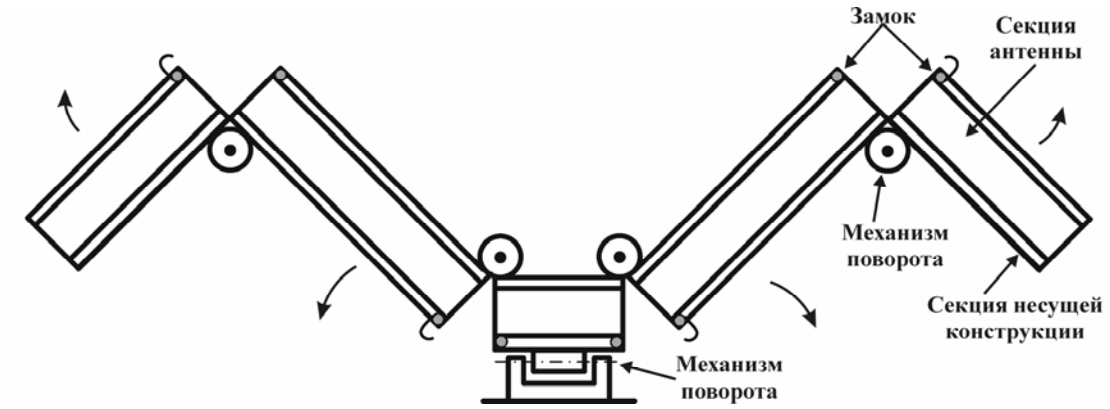



Рис. 2.11. Конструкция основания и системы разворота антенны РБО.

Подключение антенны к приемопередатчику проведено волноводным фидером с гибкими вставками. Фидер расчленен на три части, соединение звеньев фидера при раскрытии блока антенны осуществлялось при помощи бесконтактных дроссельных фланцев. После раскрытия блока осуществлялся его поворот на угол $35^0$ от надира.

На рис. 2.12 приведены измеренные в наземных условиях диаграммы направленности антенны РБО ИСЗ “Космос-1500” в угломестной (Е) и азимутальной (Н) плоскостях.

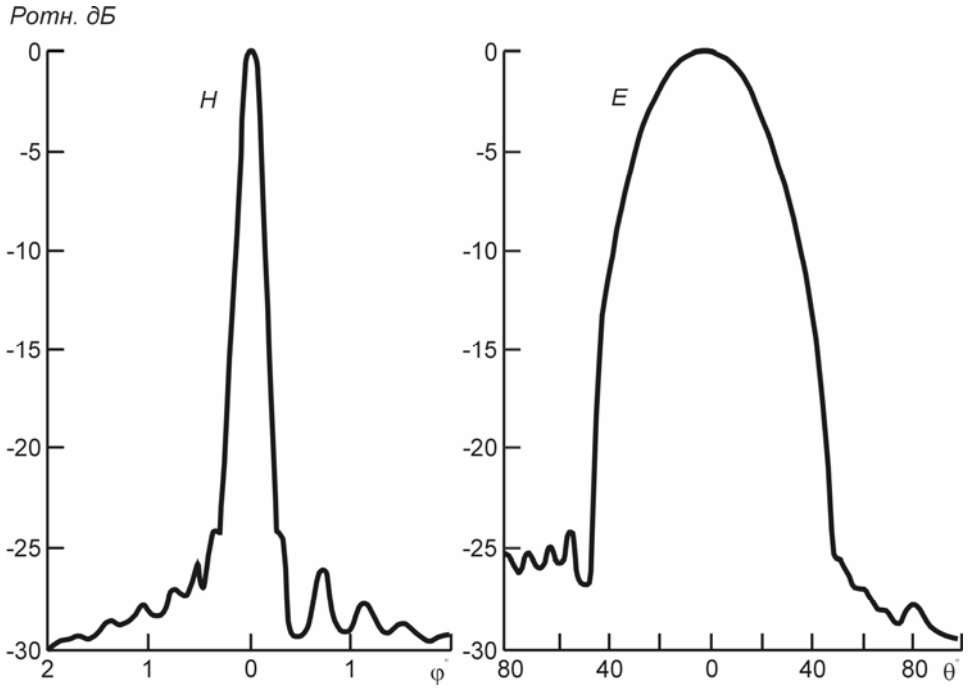



Рис. 2.12. Измеренные в наземных условиях диаграммы направленности антенны РБО ИСЗ “Космос-1500” в угломестной (Е) и азимутальной (Н) плоскостях.

**Приемопередатчик**

Приемник РБО построен по супергетеродинной схеме с однократным преобразованием частоты. Высокая чувствительность приемника обеспечена применением на его входе СВЧ параметрического усилителя с шумовой температурой 150-200$^0$ К и коэффициентом усиления около 15 дБ (в дальнейшем в серийных экземплярах использовался транзисторный усилитель с аналогичными параметрами). Структурная схема приемника РБО приведена на рис.2.13. Смеситель приемника - балансный, с параллельным включением диодов по высокой частоте и последовательным по постоянному току. Усилитель промежуточной частоты имеет три фиксированных коэффициента усиления. Выбор коэффициента усиления производится разовыми командами и определяется уровнем сигнала, который, зависит от типа исследуемой поверхности. Динамический диапазон приемника РБО не менее 30 дБ.

Рис. 2.13. Структурная схема приемника РБО.

Гетеродин - твердотельный, с электронной перестройкой частоты. Настройка приемника, имеющего достаточно узкую полосу (~ 700 кГц), при возможных уходах частоты передатчика осуществляется системой автоматической подстройки частоты гетеродина (АПЧГ), которая поддерживает разность между частотами передатчика и гетеродина в пределах $f_{пр} \pm \Delta f = 30 \pm 0{,}1$ МГц. Полоса захвата АПЧГ составляет ± 30 МГц и в данной системе ограничена полосой пропускания тракта промежуточной частоты АПЧГ. Полоса удержания - не менее ± 50 МГц.

В передатчике РБО ИСЗ типа «Космос-1500» использовался магнетрон типа МИ-189 (в серийных образцах был заменен на современный, более мощный, с холодным катодом). Модулятор выполнен по классической схеме - тиратронный ключ с повышающим высоковольтным импульсным трансформатором, имеет защиту от перегрузки источника питания и повышенной температуры.

**Вспомогательная система**

Вспомогательная система РБО состоит из следующих элементов:

1. Устройства дистанционного управления, состоящего из приемников и усилителей команд, которое обеспечивало последовательность включения РБО и переключение его режимов.

2. Датчиков телеметрического контроля прохождения команд и состояния отдельных узлов РБО.

3. Схем защиты бортового источника питания от перегрузки и перегрева отдельных узлов и блоков.

4. Системы электропитания. Питание РБО осуществлялось от бортового источника постоянного тока напряжением 28 В, которое преобразовывалось статическим преобразователем в переменное трехфазное частотой 1000 Гц и напряжением 40 В. Необходимые для питания РБО напряжения формировались трехфазными трансформаторами, выпрямителями и стабилизаторами.

**Конструкция РБО**

Конструктивно РБО выполнен в виде пяти блоков. Три блока (передатчик с СВЧ частью приемника, статический преобразователь, система питания и управления) располагались в герметичных контейнерах. Эти блоки были размещены в открытом космическом пространстве на внешних панелях ИСЗ. Низкочастотный блок приемника и блок обработки сигналов были установлены внутри герметичного корпуса ИСЗ.

Надежность РБО была обеспечена тщательной отработкой всех узлов, что позволило при эксплуатации реально превзойти его гарантированный срок эксплуатации в 6 месяцев более чем в четыре раза.

## §2.2 Авиационные радиолокационные комплексы ДЗЗ

В настоящее время в большинстве промышленно развитых стран большое внимание уделяется созданию авиационных средств дистанционного зондирования, предназначенных для решения широкого круга научных и практических задач, прежде всего, предупреждения и контроля природных и антропогенных катастроф, экологического мониторинга, поиска месторождений полезных ископаемых, защиты природных ресурсов и мн. др. При этом, наряду с традиционными аэрофотокамерами (монохроматическими и цветными) и многоспектральными оптическими системами используются, инфракрасные сканеры и радиолокаторы бокового обзора с реальной апертурой антенны и с синтезированием апертуры антенны. Особенно интенсивно развиваются многочастотные, многополяризационные радиолокационные средства.

Примерами многочастотных авиационных радиолокационных систем дистанционного зондирования, которые особенно эффективны для предупреждения и контроля природных и антропогенных катастроф, экологического мониторинга, поиска месторождений полезных ископаемых, защиты природных ресурсов и т.п. в условиях облачности, недостаточной освещенности, могут служить NAWC-AD/ERIM Quad-Band FUL-POL P-3 SAR (США), AirSAR (США), C/XSAR (Канада), E-SAR (Германия), МАРС (Украина), IMARC (Россия) и др. Необходимо отметить, что в основном это экспериментальные системы. Они размещены на достаточно дорогих в эксплуатации самолетах, что существенно сдерживает их широкое использование (исключением является система МАРС, размещенная на самолете ИЛ-18Д, которая в течении нескольких лет широко использовалась для ледовой разведки и проводки судов в Арктике, для поиска месторождений полезных ископаемых, районов перспективных для лова рыбы, экологического мониторинга и мн. др.).

Как показала практика, наибольшей эффективностью обладают те самолетные комплексы, которые содержат аппаратные комплексы средств дистанционного зондирования, оптимально согласованные по составу и характеристикам, как с методами решения необходимых задач, так и между собой. Это означает, что системы, созданные на основании чисто технических представлений, особенно с безосновательным выпячиванием одной из характеристик (например, пространственного разрешения в ущерб контрастно-фоновой чувствительности, либо излишнего числа частотных каналов и т.п.), без строгой ориентации на физические особенности рассеяния радиоволн в исследуемых явлениях и образованиях, а также на физические методики обнаружения и определения параметров этих образований, оказываются малоэффективными на практике, как бы эффектно не выглядели на бумаге некоторые их параметры.

### Авиационный радиолокационный комплекс "Аналог"

История развития аэрокосмических радиолокационных средств ДЗЗ на Украине началась с средины 70-х, когда в ИРЭ АН УССР была начата практическая отработка методов дистанционного зондирования морской поверхности с аэрокосмических носителей. В качестве отработочного полигона использовался штормовой бассейн в Экспериментальном отделении МГИ АН УССР (пос. Кацивели) Здесь же на берегу располагался многочастотный измерительный радиолокационный комплекс (рабочие диапазоны $\lambda \approx$8мм,3см,10см,50см) с пунктом обработки информации [23]. Одновременно с полигонными работами проводились

исследования морской поверхности радиолокатором бокового обзора ($\lambda \approx 3$ см) с борта вертолета МИ-8. Эти работы подтвердили возможность измерения параметров морского волнения и выявления неоднородностей на морской поверхности методами радиолокационного дистанционного зондирования.

На основе полученных результатов в начале 80-х годов была предложена система дистанционного зондирования Земли для изучения океана и льдов аэрокосмического базирования. В ее состав входили радиолокатор бокового обзора РБО ($\lambda \approx 3$ см) и сканирующий радиометр РМ ($\lambda \approx 8$ мм) с обработкой получаемой информации в реальном времени. Авиационный вариант комплекса был установлен на борту самолета ИЛ-18 (самолетный комплекс "Аналог" [137]). Структурная схема комплекса приведена на рис.2.14, а основные параметры комплекса «Аналог» - в таблице 2.3.

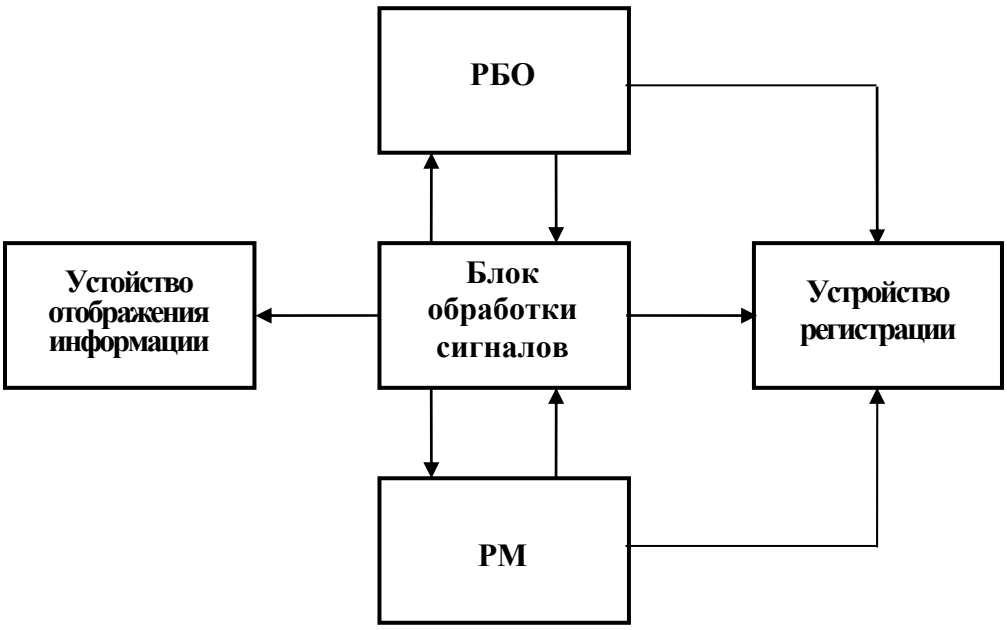



Рис. 2.14. Структурная схема самолетного комплекса «Аналог».

Таблица 2.3. Основные параметры комплекса "Аналог"

| Параметр | РБО | Радиометр |
|---|---|---|
| Длина волны | 3 см | 8 мм |
| Поляризация | вертикальная | горизонтальная |
| Чувствительность | -130 дб/Вт | 1.5°К($\tau$=40мс), 0.3°К($\tau$=1с) |
| Сектор углов наблюдения | 5°÷70° | 20°÷60° |
| Разрешение: | | |
| - $\Theta$=40°, H=7км | 45 x 70 м$^2$ ($\tau_и$ =0.2 мкс) | 500 x 500 м$^2$ |
| - $\Theta$=40°, H=1км | | 50 x 50 м$^2$ |

Выбор характеристик РБО осуществлялся с учетом возможности радиолокационного наблюдения широкого класса неоднородностей на поверхности океана и различения возрастных градаций ледяных покровов в широкой полосе обзора и с максимальным контрастом [69,135]. Основные характеристики РБО приведены в таблице 2.4.

Таблица 2.4.

| Параметры | Значения |
|---|---|
| Рабочая длина волны | 3см |
| Длительность импульса излучения | 0.05мкс ÷ 2мкс |
| Скважность зондирующих импульсов | 2000 |
| Мощность излучения в импульсе | 100 кВт |
| Поляризация излучения | вертикальная |
| Пороговая чувствительность приемника | 130дБ/Вт |
| Ширина диаграммы направленности антенны по уровню –3дБ: | |
| в азимутальной плоскости | 0.6° |
| в угломестной плоскости | 42° |
| Коэффициент усиления антенны | 30 дБ |
| Полоса обзора | 10 км* |
| Разрешающая способность в режиме обзора: | |
| поперек полета в полосе обзора | 85м ÷ 35м |
| в направлении полета в полосе обзора | 60м ÷ 110м* |
| Разрешающая способность в режиме трассовой записи: | |
| поперек полета в диапазоне углов падения 5° ÷ 70° | 85м ÷ 8м |
| в направлении полета в диапазоне углов падения 5° ÷ 70° | 7.7м ÷ 25м** |

Примечание: * характеристики приведены для высоты полета H=7000м
** характеристики приведены для высоты полета H=1000м

Сканирующий радиометр комплекса «Аналог» предназначен для получения радиотепловых изображений поверхности Земли в миллиметровом диапазоне длин радиоволн [136]. Сектор углов наблюдения поверхности для совмещения получаемых радиометрических изображений согласован с сектором углов облучения РБО. Основные характеристики радиометра представлены в таблице 2.5 [136].

Таблица 2.5.

| Параметры | Значения |
|---|---|
| Диапазон рабочих частот | 36.5 ГГц ÷ 37 ГГц |
| Ширина диаграммы направленности по уровню – 3 дБ, (E x H) | 2.2° x 2.2° |
| Уровень боковых лепестков | -22 дБ |
| Период сканирования | 1 с; 2с |
| Чувствительность | 1.5°К ($\tau$ = 0.04 с)<br>0.3°К($\tau$ = 1 с) |
| Постоянная времени накопления, $\tau$ | 0.02 с; 0.04 с; 0.1 с; 1 с; 10 с |
| Диапазон измеряемых температур | 78°К ÷ 350°К |

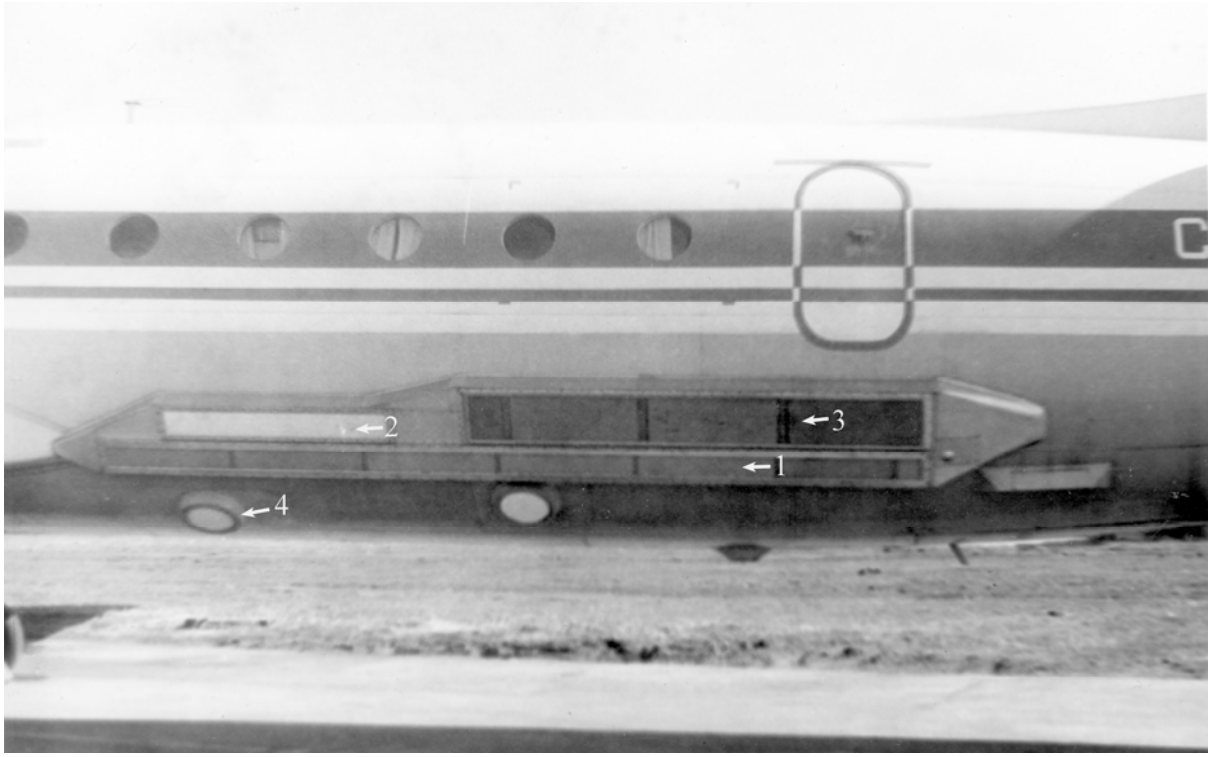
Комплекс работает следующим образом. Зондирующий СВЧ радиоимпульс, генерируемый передатчиком РБО, излучается антенной в направлении земной поверхности. Часть СВЧ энергии, рассеянная каждым из элементов облучаемой поверхности обратно в направлении антенны РБО, последовательно во времени принимается ею, усиливается в приемном устройстве, преобразуется в видео сигнал,

амплитуда которого несет информацию о рассеивающих свойствах соответствующих элементов поверхности, а временная задержка относительно зондирующего импульса определяется расстоянием до этих элементов поверхности. Затем этот видеосигнал поступает на вход блока обработки радиолокационных сигналов (БОС-РЛ). На вход БОС-РМ с выхода СВЧ радиометра поступает низкочастотный сигнал, пропорциональный интенсивности радиотеплового излучения, последовательно во времени принятого сканирующей антенной радиометра от соответствующих элементов исследуемой поверхности.

Так как время съема информации одной строки изображения радиолокатора и радиометра существенно различно, то в блоке совмещения БОС осуществляется временное преобразование и временное совмещение обработанных сигналов РБО и РМ в одной строке видеоизображения. Кроме того, в БОС-РЛ и БОС-РМ производится накопление радиолокационных сигналов, их амплитудная коррекция, а также коррекция пространственных искажений строк информации РБО и РМ, связанных с нелинейными зависимостями дальности по поверхности Земли от времени распространения радиоимпульса и положения луча антенны радиометра. Поступающая радиофизическая информация обрабатывается непосредственно на борту самолета в реальном масштабе времени с преобразованием ее в строчно-кадровую структуру, отображается на экране полутонового дисплея для ее оперативного анализа и регистрируется факсимильным аппаратом и магнитографом.

При помощи авиационного комплекса «Аналог» отрабатывались методики синхронных радиолокационно-радиометрических дистанционных измерений. На основании полученных с его помощью данных был уточнен состав и технические характеристики космической радиофизической аппаратуры РФА ИСЗ «Космос-1500», апробированы методики оперативной обработки результатов. Натурные измерения рассеивающих и излучательных характеристик ледяных покровов и поверхности океана, проведенные на акваториях Черного, Карского, Охотского и Японского морей, Тихого океана, позволили получить большой экспериментальный материал и ряд принципиально новых результатов [138,139]. В дальнейшем авиационный комплекс «Аналог» был модернизирован и дополнительно оснащен РБО 8-мм диапазона и РСА 23-см диапазона (эти системы вошли затем в состав многоцелевого радиолокационного комплекса «МАРС»). На рис.2.15 представлен общий вид самолета ИЛ-18 с модернизированным комплексом «Аналог-1» и внешний вид антенных систем на его борту.

а




б

Рис. 2.15. Фотографии самолета ИЛ-18 с комплексом «Аналог-1» (а) и внешнего вида антенных систем комплекса (б): 1- антенна РБО 3-см, 2- антенна РБО 8-мм, 3- антенна РСА 23-см, 4- антенная система сканирующего радиометра РМ 8-мм.

**Многоцелевой многочастотный радиолокационный комплекс «МАРС»**

Анализ результатов работы авиационных комплексов «Аналог», «Аналог-1» и космического комплекса ДЗЗ ИСЗ «Космос-1500» подтвердил высокую информативность радиолокационных систем дистанционного зондирования при исследованиях льдов и морской поверхности. Но дистанционное зондирование всех видов земных покровов и растительности, обладающих различными физическими особенностями рассеяния радиоволн, все еще оставалось сложной многопараметрической задачей. Одним из путей решения такой задачи является использование многочастотного и многополяризационного радиолокационного зондирования. Синхронные радиолокационные изображения, полученные в существенно отличающихся частотных диапазонах и при различных комбинациях поляризаций излучаемых и принимаемых радиосигналов, обладают существенно большим набором признаков, характеризующих объект. Поэтому многочастотные средства радиолокационного ДЗЗ позволяют не только расширить круг решаемых морских и ледовых задач, но и дают возможность детального изучения суши.

В 1988-89 г.г. сотрудниками ИРЭ НАНУ был изготовлен и установлен на борту самолета-лаборатории ИЛ-18Д многоцелевой радиолокационный комплекс МРЛК ”МАРС” [140-143]. Этот авиационный радиолокационный комплекс был предназначен для оперативного всепогодного решения широкого круга научных и практических задач дистанционного зондирования, экологического мониторинга поверхности моря и суши, морских и пресноводных льдов, ледников, контроля морской экономической зоны, растительных покровов и почвогрунтов, а также подповерхностного зондирования (в том числе обнаружения запрятанных под землей объектов и поиска проявлений полезных ископаемых).

Создание комплекса “МАРС”, кроме решения задач радиозондирования, также преследовало цель проверки решений, которые были затем положены в основу проекта перспективной многоцелевой системы радиолокационного зондирования природной среды Земли из космоса [144-146].

Информационные преимущества МРЛК во многом определяются зондированием объектов в широком диапазоне частот, выбор которых основан на учете особенностей физических свойств отражений этими объектами и проникающими свойствами излучения СВЧ.

В состав комплекса (см. рис. 2.16) входят радиолокаторы бокового обзора с реальной апертурой антенн X- и Ka- диапазонов (РБО-3 и РБО-0.8), а также радиолокаторы с синтезированием апертуры антенны L- и VHF- диапазонов (РСА-23 и РСА-180). Основные характеристики систем комплекса приведены в таблице 2.6. Компоновка антенн радиолокаторов комплекса на борту самолета ИЛ-18Д показана на рис. 2.17, а расположение систем комплекса внутри самолета – на рис. 2.18.

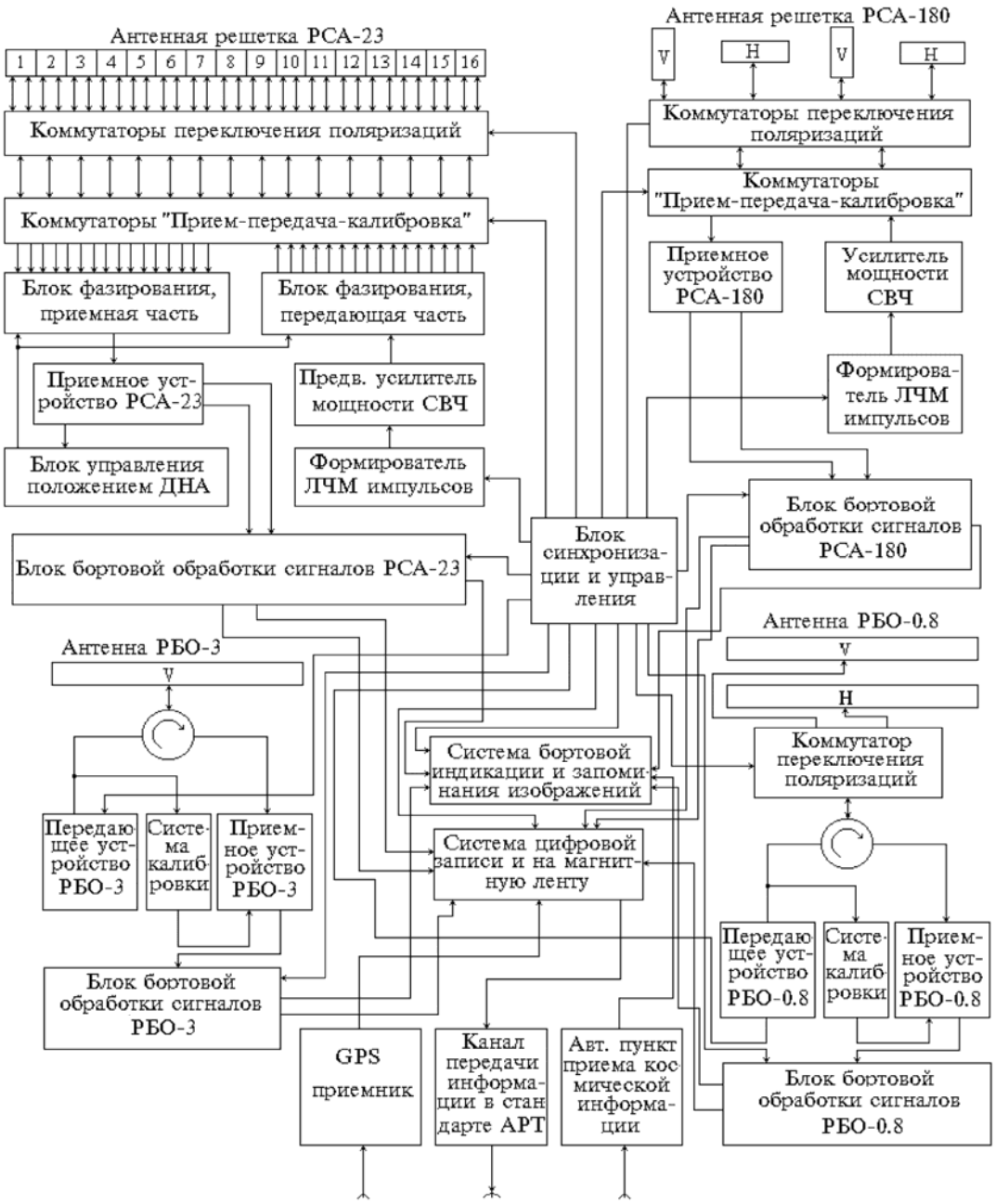



Рис. 2.16. Структурная схема МРЛК “МАРС”.

Таблица 2.6

Основные характеристики систем МРЛК “МАРС”

| | РБО-0.8 (SLAR) | РБО-3 (SLAR) | РСА-23 (SAR) | РСА-180 (SAR) |
|---|---|---|---|---|
| 1. Диапазон длин радиоволн | Ka | X | L | VHF |
| 2. Длина волны, см | 0.8 | 3 | 23 | 180 |
| 3. Длительность зондирующих импульсов:<br>радиоимпульса, мкс<br>сжатого ЛЧМ импульса, мкс:<br>излучаемого ЛЧМ импульса, мкс: | 0.15 | 0.15 | 0.15<br>7 | 0.25<br>28 |
| 4. Мощность излучения в импульсе, квт | 50 | 100 | 1.5 | 0.3 |
| 5. Ширина спектра излучаемых сигналов, МГц | 6.5 | 6.5 | 12 | 6.5 |
| 6. Частота повторения зондирующих импульсов, Гц | 1000 | 1000 | 1000 | 1000 |
| 7. Чувствительность приемника, Вт | $10^{-12}$ | $10^{-13}$ | $10^{-14}$ | $5x10^{-14}$ |
| 8. Коэффициент усиления антенны, дБ | 33 | 30 | 19.4 | 11 |
| 9. Ширина диаграммы направленности антенны, град:<br>в азимутальной плоскости<br>в угломестной плоскости | 0.3<br>50 | 0.6<br>42 | 3.7<br>63 | 35<br>70 |
| 10.Тип антенны | Антенна дифрак-ционного излучения | Волновод-но-щелевая антенна | АФАР | ФАР |
| 11.Управление положением ДН антенны в азимутальной плоскости | - | - | 32 шага (± 10°) | - |
| 12.Поляризация | ВВ, ГГ | ВВ | ВВ, ГГ, ВГ, ГВ | ВВ, ГГ, ВГ, ГВ |
| 13.Полоса обзора, км | 15 | 2 x 45 | 15, 30 | 30, 60 |
| 14. Начальный угол обзора, град | 20 | 20 | 20 | 20 |
| 15. Пространственное разрешение, м: | 30…50* | 20…50* | 25…50*<br>2.5…25** | 50…100*<br>10…50** |
| 16. Выходной поток данных | 128 Кбит/с…6.4Мбит/с** | | | |

*цифровая бортовая обработка

**цифровая наземная обработка

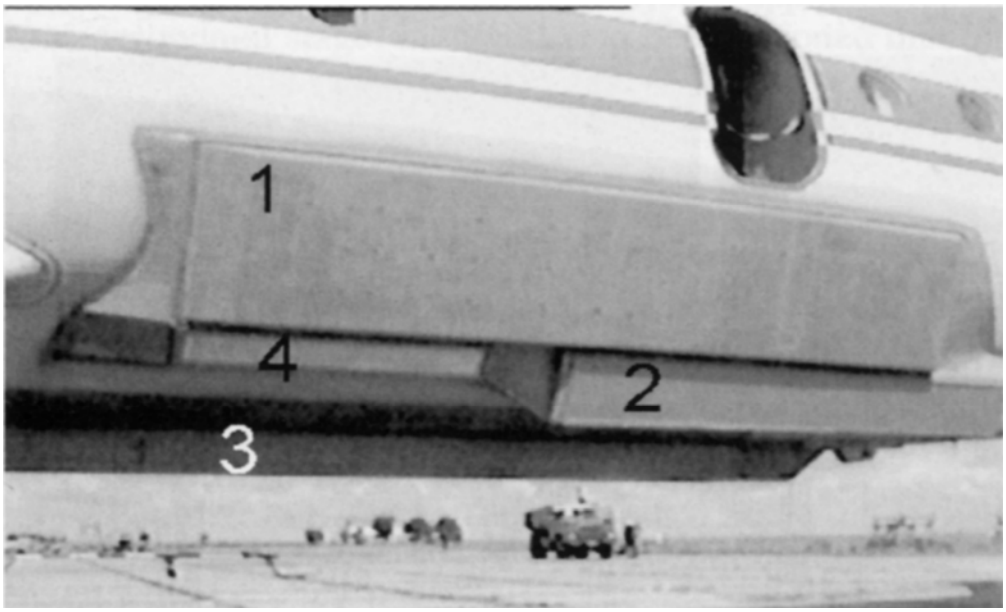



Рис. 2.17. Компоновка антенн радиолокаторов МРЛК «МАРС» на борту самолета ИЛ-18Д. 1 – антенна РСА-180, 2 – антенна РСА – 23, 3 – антенна РБО-3, 4 – антенна РБО-0.8.

Рис. 2.18. Размещение приборов МРЛК «МАРС» в салоне самолета ИЛ-18Д.

Особенностями авиационного комплекса МРЛК «МАРС» являются:

- высокий потенциал всех радиолокаторов комплекса;
- возможность абсолютной калибровки потенциала всех радиолокационных систем (использован метод комбинированной калибровки [142,147]);
- совмещение в комплексе двух коротковолновых радиолокаторов бокового обзора (РБО-0.8, РБО-3), выполненных по классической схеме импульсного радиолокатора с реальной апертурой, и двух длинноволновых радиолокаторов с синтезированием апертуры (РСА-23, РСА-180);

- применение в РСА-23 активной фазированной решетки АФАР с электронным управлением положения диаграммы направленности (ДН) в пространстве для оперативного совмещения изображений исследуемых участков морской поверхности РБО и РСА комплекса и для компенсации углов сноса самолета;
- использование в РСА-23 и РСА-180 радиоимпульсных сигналов с внутриимпульсной модуляцией (ЛЧМ);
- бортовая обработка в реальном времени сигналов всех систем для получения оперативной информации;
- запись голограмм исследуемых объектов в РСА системах с целью получения на земле синтезированных изображений с высоким пространственным разрешением;
- использование навигационных данных спутниковой системы позиционирования GPS.

Аппаратный комплекс МРЛК «МАРС» обеспечивает два основных режима съемки подстилающей поверхности. В режиме патрулирования (см. рис.2.19) ведется съемка радиолокаторами с максимальной полосой обзора каждого из них. При этом РБО-0.8 имеет полосу обзора 15км, РБО-3 ведет съемку в 2-х полосах (45 км влево и 45 км вправо), РСА-23 имеет полосу обзора 30 км, а РСА-180 – 60км. Для расширения полосы обзора обработка РСА информации может вестись таким образом, чтобы полосы обзора РСА суммировались. В режиме многочастотного зондирования (см. рис. 2.20) полосы обзора всех радиолокаторов совмещены в пространстве и ведется синхронная съемка в 4-х радиодиапазонах.

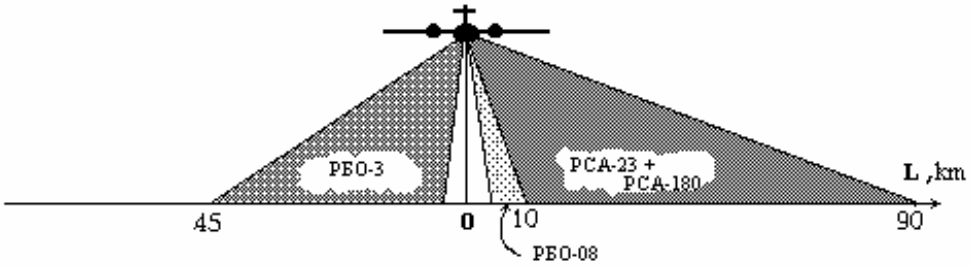



Рис. 2.19. Работа в режиме патрулирования.

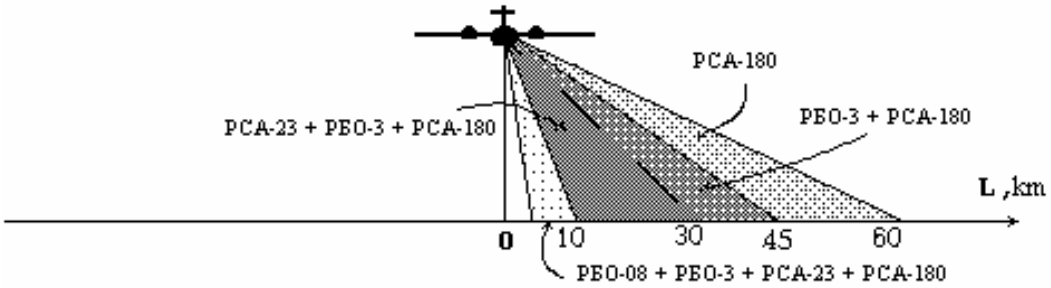



Рис. 2.20. Работа в режиме многочастотного зондирования.

В последующих разделах книги читатель сможет ознакомиться с многочисленными примерами радиолокационных изображений, полученных системами комплекса «МАРС», с их интерпретацией и использованием.

**Авиационный комплекс дистанционного зондирования АКДЗ-30**

Анализ информационных возможностей комплексов «Аналог» и «МАРС», а также различных видов средств дистанционного зондирования, используемых в мире в составе авиационных комплексов ДЗЗ, приводит к заключению, что значительно более широкий спектр научных и практических задач при меньших затратах может быть решен при использовании совместно активных радиолокационных, оптических и ИК систем. При этом появляется уникальная возможность одновременно определять рассеивающие, отражательные и излучающие параметры исследуемой поверхности.

Такая концепция была реализована специалистами ЦРЗЗ им. А.И. Калмыкова НАНУ и НКАУ в содружестве со специалистами ЦАКИЗ ИГН НАНУ и АНТК им. О.К. Антонова. Они создали авиационный многоцелевой комплекс дистанционного зондирования природной среды АКДЗ-30 [148].

В состав АКДЗ-30 входят: двухчастотная радиолокационная система, которая состоит из РБО 8-мм диапазона и РСА 23-см диапазона, сканирующий радиометр ИК-диапазона, трассовый многоканальный спектрометр оптического диапазона, аэрофотокамера и видеокамера, система бортовой обработки, накопления, интерпретации и отображения информации, а также навигационный приемник системы GPS. Комплекс АКДЗ-30 ориентирован на решение широкого круга научных и практических задач в интересах регионов Украины. Прежде всего – это оперативное обнаружение предвестников и мониторинг проявлений разнообразных природных и техногенных катастроф, критических ситуаций (таких как наводнения, разлив на водной поверхности нефтепродуктов, ледовые заторы на реках, крупномасштабные пожары и мн. др.), а также поиск проявлений полезных ископаемых, обнаружение судов-нарушителей границ морской экономической зоны и мн.др. Комплекс размещен на борту самолета АН-30, который принадлежит МЧС Украины, имеет относительно невысокие эксплуатационные расходы и при этом достаточно хорошие летные характеристики.

Основные параметры систем дистанционного зондирования комплекса АКДЗ-30 приведены в таблицах 2.7-2.9.

Таблица 2.7. Основные параметры радиолокационной системы авиационного комплекса дистанционного зондирования АКДЗ-30

| | | |
|---|---|---|
| Рабочий диапазон радиоволн | 8 мм | 23 см |
| Тип радиолокатора | РБО | РСА |
| Поляризация сигналов | ВВ | ВВ, ГГ, ВГ, ГВ |
| Импульсная излучаемая мощность | 16 КВт | 0.5 КВт |
| Длительность зондирующего импульса | 43 нсек | 10 мксек |
| Диапазон рабочих высот | 500м – 7000 м | |
| Рабочая полоса обзора | 15 к м | |
| Среднее пространственное разрешение | 7м –10 м | |
| Предельно обнаруживаемая ЭПР | 0.03 $м^2$ | 0.025 $м^2$ |
| Обработка информации | цифровая, на борту | |
| Отображение информации | на мониторах IBM PC | |
| Общая масса | 85 КГ | 70 КГ |
| Общая потребляемая мощность | 1 КВт | 1 КВт |
| Обслуживающий персонал | 1 оператор | 1 оператор |

Таблица 2.8. Основные характеристики аэрофотоаппаратов, которые используются в составе комплекса АКДЗ-30

| Параметры | АФА-41/7,5 | АФА-41/10 | АФА-41/20 |
|---|---|---|---|
| Тип объектива | Ортогон-1 | МРО-2 | Орион-20 |
| Фокусное расстояние | 75 мм | 100 мм | 200 мм |
| Относительное отверстие | 1:6,8 | 1:8 | 1:6,3 – 1:22 |
| Угол поля зрения | $119^0$ | $104^0$ | $65^0$ |
| Ширина захвата (Н = 6000 м) | 14,4 км | 10,8 км | 5,4 км |
| Протяженность маршрута (перекрытие 60%, Н = 6000 м) | 1612 км | 1210 км | 605 км |

Таблица 2.9. Основные характеристики сканера инфракрасного диапазона “Малахит-1”

| Наименование параметра | Значение |
|---|---|
| Тангенциальная скорость W/H, $c^{-1}$ | 0.05 –0.36 |
| Обзор местности | 3.4H |
| Мгновенное поле обзора, рад | $1.75 \cdot 10^{-3}$ |
| Спектральный диапазон, мкм | 8 – 14 |
| Энергетическое разрешения на уровне 20°С, при соотношении сигнал/шум равному 1, °С | 0.1 – 0.15 |
| Скорость вращения сканирующей призмы, об/мин | 2250 |
| Частота строк, Гц | 150 |
| Полоса пропускания электронного тракта | 1Гц –150.0 кГц |
| Фотопленка | Тип 42Л |
| Скорость протяжки пленки, мм/с | 0.8 – 7.2 |

Основной особенностью радиолокационной системы комплекса АКДЗ-30 является синхронное использование РБО 8-мм диапазона и РСА 23-см диапазона, которые имеют достаточно близкие по потенциалу и пространственному разрешению характеристики, что существенно расширяет информационные возможности всего комплекса. При этом РБО 8-мм диапазона использует только вертикальную поляризацию излучаемых и принимаемых сигналов, а РСА 23-см диапазона – может использовать любые комбинации поляризаций.

Информация радиолокаторов обрабатывается непосредственно на борту самолета в реальном времени. На борту проводится накопление, визуализация полученных изображений, а также производится перезаписывание информации на дополнительный компьютер для оперативной бортовой интерпретации данных, что особенно необходимо при мониторинге быстропротекающих катастрофических процессов. На рис.2.21 приведена структурная схема комплекса АКДЗ-30.

В настоящее время специалисты ЦРЗЗ им. А.И. Калмыкова и ЦАКИЗ завершили создание и испытания первой очереди комплекса АКДЗ-30, в состав которой входит РБО 8-мм диапазона, ИК сканер “Малахит-1”, аэрофотоаппараты, видеоспектрометр и видеокамера. Общий вид АКДЗ-30 и размещение основных приборов комплекса в салоне самолета АН-30 показано на рис. 2.22, 2.23.

В ближайшее время будет завершено создание РСА 23-см диапазона, после чего комплекс будет им дополнительно дооборудован. Кроме этого, возможно

дооборудование комплекса РСА 215-см диапазона вместо РСА 23-см диапазона. Этот вариант оборудования ориентирован в первую очередь на использование в странах с сухим грунтом, где в полной мере можно использовать эффект подповерхностного зондирования ультракоротковолновым радаром [140].

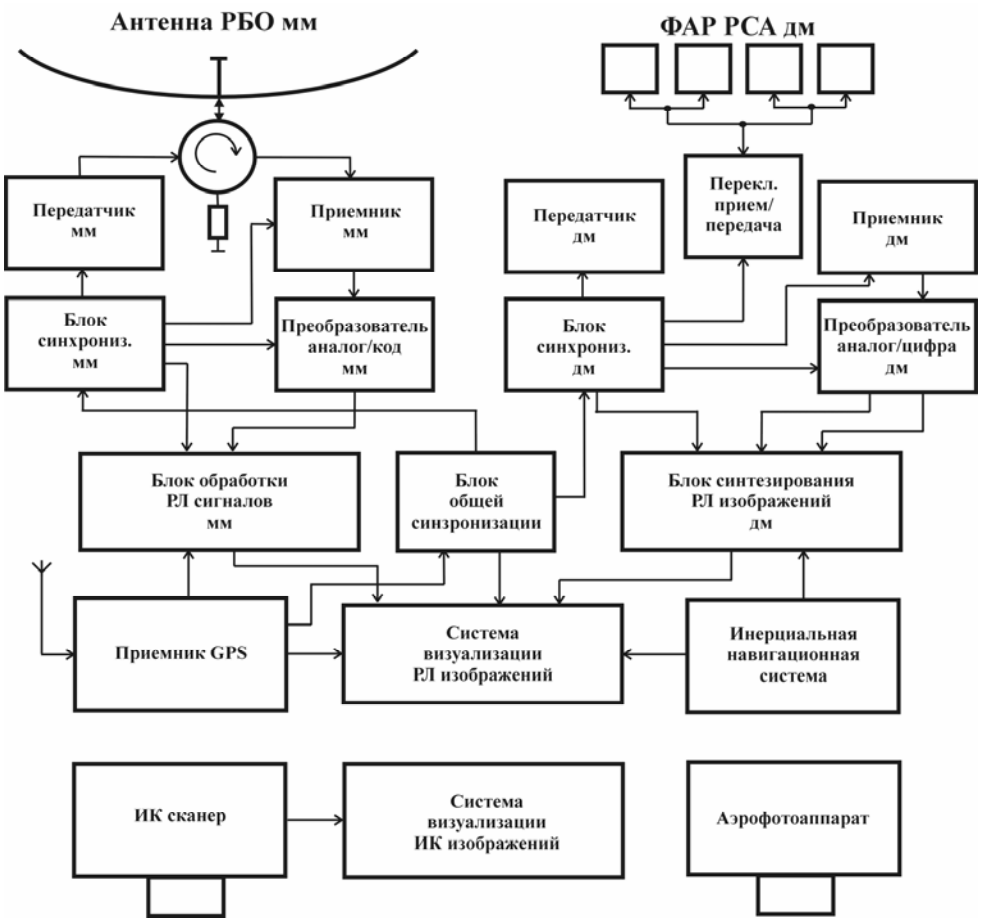
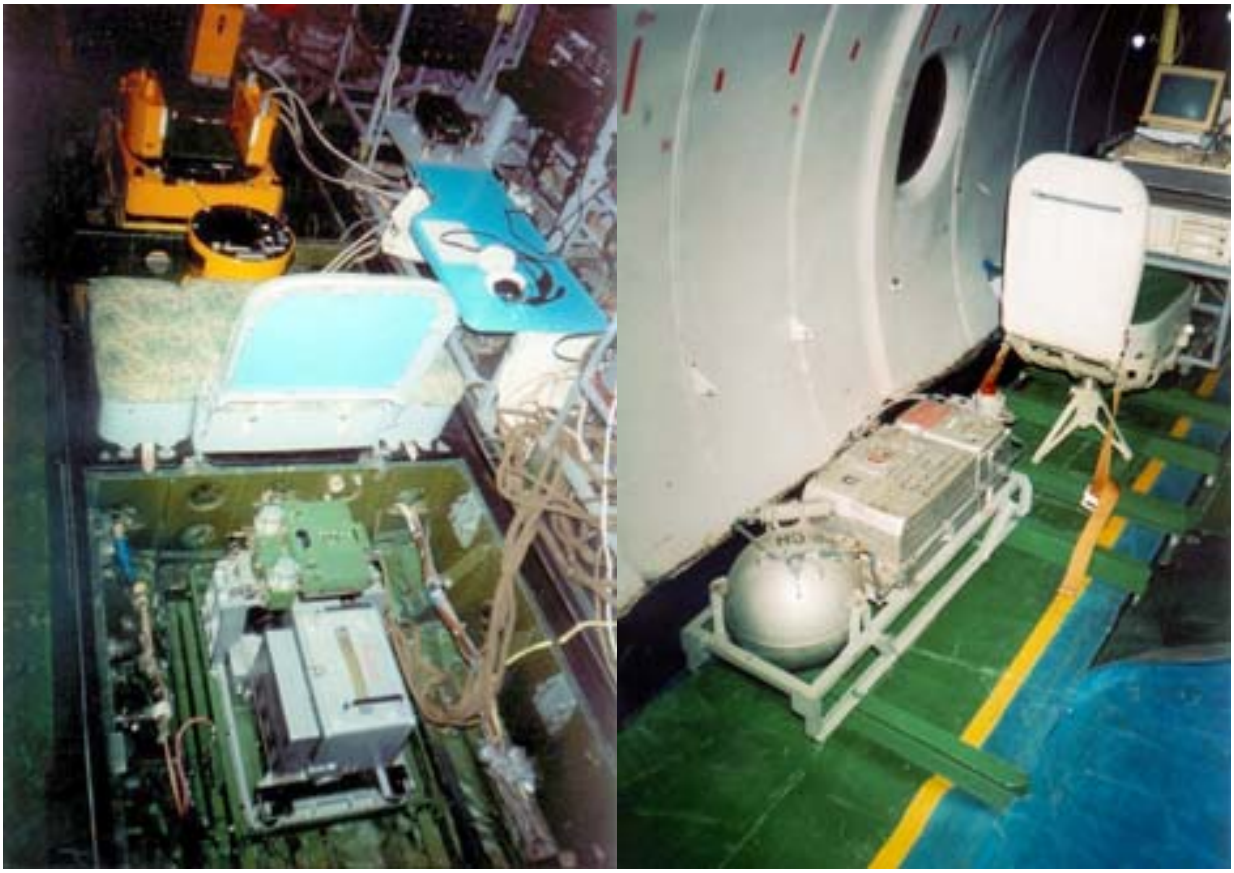



Рис. 2.21. Структурная схема комплекса АКДЗ-30.

Рис. 2.22. Общий вид авиационного комплекса АКДЗ-30.

. а б



**в**

Рис. 2.23. Размещение приборов комплекса АКДЗ-30 в салоне самолета АН-30; а – аэрофотоаппарат и ИК сканер, б – приемо-передающий блок РБО, в – рабочие места управления радиолокационной частью комплекса (слева дальнее), первичной обработки радиолокационной информации (слева ближнее), оперативной бортовой интерпретации информации дистанционного зондирования (справа).

**Особенности антенной системы РБО комплекса АКДЗ-30**

Для обеспечения максимального потенциала РБО комплекса АКДЗ-30 использована антенна с косекансной формой диаграммы направленности в угломестной плоскости. Антенны с косекансной формой диаграммы направленности находят все более широкое применение, как в радиолокации, так и в связи для равномерного облучения объектов на наклонной поверхности. Требования, предъявляемые к форме диаграммы направленности, могут существенно варьироваться в зависимости от решаемой задачи. Так, при картографировании земной поверхности с помощью радиолокатора бокового обзора необходима максимально гладкая диаграмма направленности в рабочем секторе углов с меньшим коэффициентом усиления в начале полосы обзора. Величина рабочего сектора углов $\Delta\varphi$ не превышает, как правило, 40°, и находится в пределах $\varphi$ = 30 ÷ 70°, если угол наблюдения отсчитывается от надира, рис. 2.24. Косекансная зависимость коэффициента усиления антенны должна соблюдаться относительно угла $\psi$, однако в дальнейшем будут показаны соответствующие зависимости от угла наблюдения $\varphi$ = 90º - $\psi$, как более распространенного в радиолокации земной поверхности.

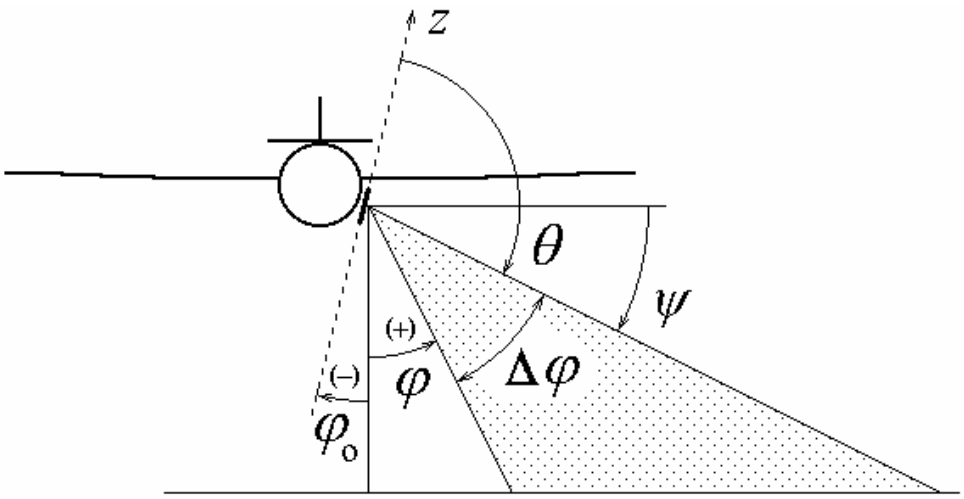



Рис. 2.24. Расположение антенны радиолокатора бокового обзора на самолете.
(+) направление отсчета положительных значений угла наблюдения $\varphi$;
(–) направление отсчета отрицательных значений угла наблюдения $\varphi$.

Уровень боковых лепестков диаграммы направленности РБО в угломестной плоскости вне пределов рабочего сектора имеет при радиолокационном картографировании подстилающей поверхности второстепенное значение. С другой стороны, крутизна дальнего ската диаграммы направленности при $\varphi$ > 70° должна быть достаточно высокой для уменьшения потерь мощности на бесполезное рассеяние в пространстве и повышения потенциала радиолокационной системы. В целом применение косекансной диаграммы направленности дает возможность поднять коэффициент усиления антенны на 5 ÷ 6дБ по сравнению со случаем симметричной диаграммы направленности, что существенно повышает потенциал радиолокатора бокового обзора (на 10 - 12 дБ).

Наиболее полно поставленным требованиям в диапазоне 8-мм радиоволн отвечают антенны дифракционного излучения, состоящие из дифракционной решетки и диэлектрического волновода [149,150]. Всестороннее изучение

рассеивающих свойств различных дифракционных решеток и направляющих свойств диэлектрических волноводов обнаружило новые особенности преобразования медленных поверхностных волн в объемные. Их учет и корректное использование дают возможность формировать диаграммы направленности произвольной формы.

Как известно [151,152], эффект дифракционного излучения наблюдается при рассеянии медленной поверхностной волны диэлектрического волновода на решетке, рис.2.25. Предположим, что по диэлектрическому волноводу распространяется основная $E_1$ волна в направлении оси $oz$ с коэффициентом замедления $U = c/v$, где $c$ - скорость света в свободном пространстве, $v$ - фазовая скорость медленной волны.

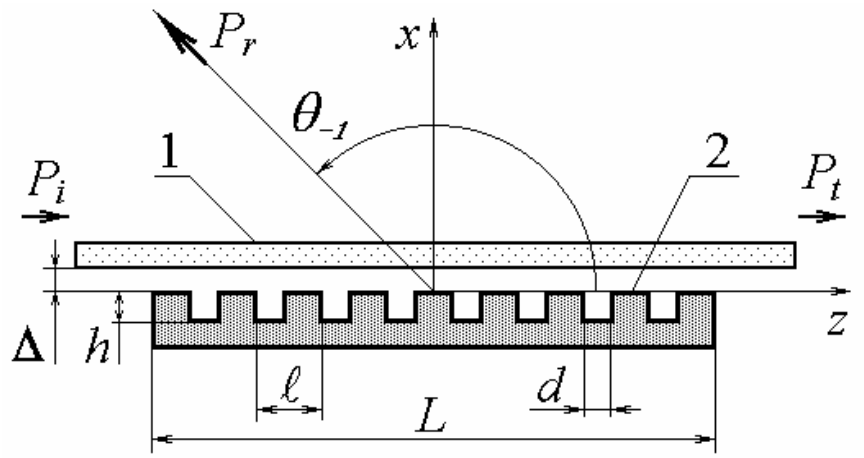



Рис. 2.25. Электродинамическая структура антенны дифракционного излучения. 1 – планарный диэлектрический волновод; 2 – гребенка.

Дифракционная решетка, период которой $\ell$, рассеивает медленную поверхностную волну диэлектрического волновода и формирует спектр однородных и неоднородных плоских волн. При выполнении условия $\lambda/(U+1) < \ell < 2\lambda/(U+1)$, где $\lambda$ - длина волны в свободном пространстве, в спектре однородных плоских волн присутствует только одна пространственная гармоника с номером $n = -1$, а ее угол излучения, отсчитываемый от оси $oz$ равен

$$\theta_{-1} = arccos\left(U - \frac{\lambda}{\ell}\right) \tag{2.1}$$

При постоянном периоде решетки $\ell$ парциальные волны от каждого элементарного излучателя складываются синфазно только в одном направлении, и решетка ограниченной длины $L$ формирует диаграмму направленности классического вида, например вида $\frac{sin\,X}{X}$ для равномерного амплитудного распределения. Формирование более сложной диаграммы направленности может быть осуществлено путем вариации параметров решетки и волновода вдоль области взаимодействия поверхностной волны с периодической структурой. Основная цель синтеза плоской структуры с косекансной формой диаграммы направленности состоит в том, чтобы, по аналогии с зеркальными антеннами, отдельные области

достаточно большой апертуры формировали излучение под различными углами $\theta$ к оси волновода.

Вариацию угла излучения $\theta_{-1}$ при заданной длине волны можно осуществить путем изменения толщины диэлектрического волновода и связанного с этим изменением коэффициента замедления $U$, а также путем плавного изменения периода решетки $\ell$, рис. 2.26. Последний вариант представляется более целесообразным, поскольку обеспечивает больший диапазон изменения угла $\theta$ (от 84° до 180° при $U = 1{,}2$), и легче реализуется на практике.

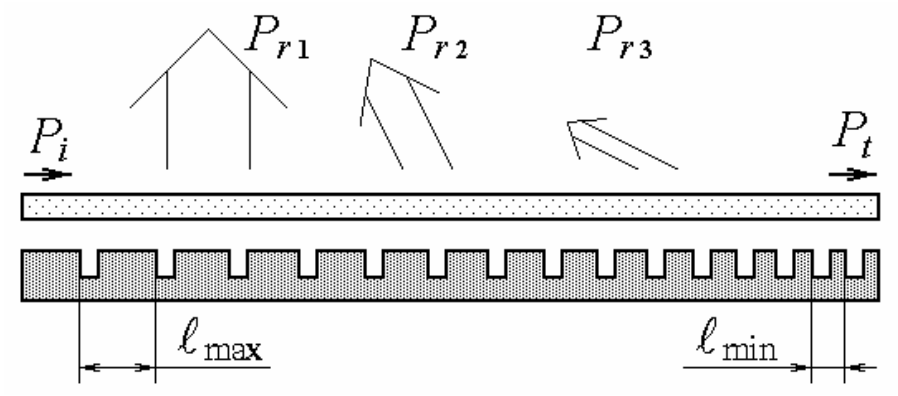



Рис. 2.26. Формирование косекансной диаграммы направленности с помощью переменного периода дифракционной решетки.

Расчет диаграммы направленности системы волновод – решетка проводился с помощью интегрального представления Кирхгофа для полей в дальней зоне. Использовалась модель линейной конечной неэквидистантной решетки изотропных излучателей. Фаза возбуждающего поля каждого излучателя предполагалась равной $\Phi_n = \gamma \sum_{i=1}^{n} \ell_i$, где $\gamma = \frac{2\pi}{\lambda} U$ - продольное волновое число диэлектрического волновода, $\ell_i$ - периоды решетки, $(\Phi_0 = 0)$. Амплитудное распределение на апертуре предполагалось усеченным косинусным, параметром в расчетах служила величина спадания поля от центра апертуры к краям. Варьируемыми параметрами при оптимизации были величины периодов решетки $\ell_i$ и их количество.

Оптимизационный алгоритм определения координат элементарных излучателей учитывал технологические возможности изготовления дифракционных решеток. С этой целью на допустимую величину периодов решетки было наложено точностное ограничение, не превышающее 0,005мм. В этом случае погрешности за счет округления удалось избежать.

В результате расчетов были определены геометрические размеры излучающей структуры диэлектрический волновод – решетка. Оптимизированная диаграмма направленности представлена на рис.2.27 для косинусного амплитудного распределения со спаданием уровня поля к краям апертуры до –23дБ. Соответствующие значения периодов дифракционной решетки показаны на рис. 2.28.

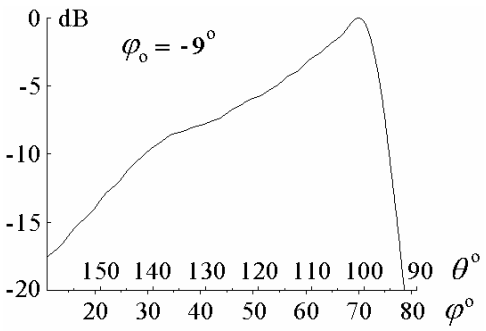



Рис. 2.27. Расчетная диаграмма направленности с косекансной формой рабочего участка

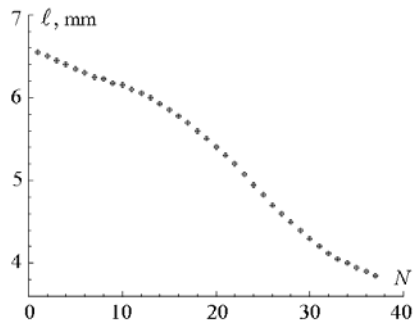



Рис. 2.28. Зависимость величины периода дифракционной решетки от его номера.

При коэффициенте замедления $U = 1{,}16$ периоды изменяются в пределах $\ell = 6{,}5 \div 3{,}8$мм. Осцилляции коэффициента усиления диаграммы направленности в рабочем секторе углов не превышают 0,1дБ. Перепад величины коэффициента усиления в секторе $\Delta\varphi = 40°$ составляет 9,8дБ при необходимом для конкретного случая значении 8,1дБ. Такое различие связано с некоторым завалом диаграммы направленности при $\varphi = 30°$. Уровень боковых лепестков при $\varphi > 80°$ не превышает –20дБ и является приемлемым.

Периоды с номерами $N = 1 \div 15$, (рис. 2.28.) формируют область диаграммы направленности с максимальным коэффициентом усиления. Величине $\ell = 6{,}2$мм соответствует $\theta = 98{,}9°$. Рассматриваемый участок диаграммы направленности формируется отрезком решетки со слабо изменяющимся периодом – следовательно, с квадратичными фазовыми искажениями на апертуре (при условии, что отсчет начальной фазы ведется в интервале $0 \div 2\pi$). Этот момент является принципиально важным, так как соответствующая данному участку диаграмма направленности обладает вырожденными боковыми лепестками, и, поэтому, не создает осцилляций коэффициента усиления в средней части рабочего участка косекансной диаграммы направленности при $\theta = 120° \div 140°$.

Проведенные предварительные расчеты косекансной диаграммы направленности были выполнены с определенной идеализацией, и могли быть применены на практике лишь при выполнении ряда дополнительных условий:

1. *Связь диэлектрического волновода с решеткой должна быть достаточно слабой,* что бы влиянием дифракционной решетки на фазовую скорость волны диэлектрического волновода можно было пренебречь. Это условие обеспечивалось путем корректного выбора параметров гребенки – в первую очередь глубины канавок и достаточно большой длины решетки.
2. *Диэлектрический волновод должен быть "прозрачным" для парциальных волн, исходящих от элементарных излучателей,* поскольку результирующая диаграмма направленности формируется после прохождения волновым пучком плоскопараллельного слоя диэлектрика, которым является диэлектрический волновод. Важным моментом является "прозрачность" как для нормально падающей волны, так и для наклонных волн, вплоть до $\theta = 150°$, рис. 2.25. Для $\theta \approx 90°$ это условие обеспечивается путем выбора толщины диэлектрического волновода близкой к $\lambda / 2\sqrt{\varepsilon}$, для $\theta \approx 150°$ "прозрачность" обеспечивается за счет эффекта Брюстера. Во всех случаях желательным

является применение материалов с минимальными значениями диэлектрической проницаемости.

3. *Взаимным влиянием элементов решетки можно пренебречь.* Элементы дифракционной решетки находятся на расстоянии менее одной длины волны друг от друга, следовательно, их взаимное влияние всегда будет сказываться на энергетических и фазовых характеристиках решетки.

Экспериментальное исследование предварительно рассчитанной диаграмообразующей системы антенны РБО АКДЗ-30 проводилось на макете с фторопластовым диэлектрическим волноводом с коэффициентом замедления $U = 1{,}16$. Дифракционная решетка длиной $L = 210$ мм состояла из 38 излучающих элементов – щелей. Планарный диэлектрический волновод шириной 500 мм возбуждался рупорно–параболическим переходом. Полученный излучатель, состоящий из планарного диэлектрического волновода и дифракционной решетки, был нагружен в конце согласованной нагрузкой с величиной КСВ не превосходящей 1,1. Экспериментальная диаграмма направленности системы при наличии радиопрозрачного защитного покрытия представлена на рис. 2.29. В целом наблюдается хорошее соответствие с расчетной зависимостью. Максимальное отклонение от идеальной косекансной зависимости не превышает 0,5 дБ.

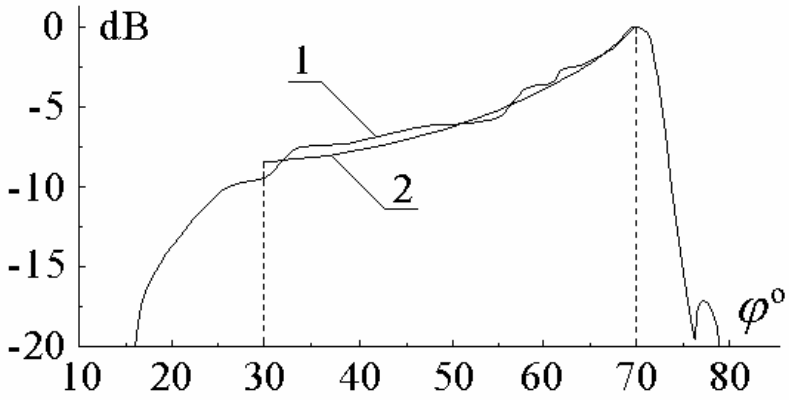



Рис. 2.29. Экспериментальная (1) и идеальная косекансная (2) диаграммы направленности.

Антенна самолетного радиолокационного комплекса АКДЗ-30, параметры которой приведены ниже, изображена на рис. 2.30.

| | |
|---|---|
| Диапазон рабочих длин волн | 8,1 ÷ 8,4 мм |
| Коэффициент усиления | 40,5 дБ |
| Поляризация | вертикальная |
| Ширина ДН в вертикальной плоскости | 40° |
| Ширина ДН в азимутальной плоскости | 0,25° |
| Уровень боковых лепестков в азимутальной плоскости | -20 дБ |
| Потери | 1,3 дБ |
| КСВ | 1,12 |
| Габариты | $2050 \times 850 \times 60$ мм$^3$ |

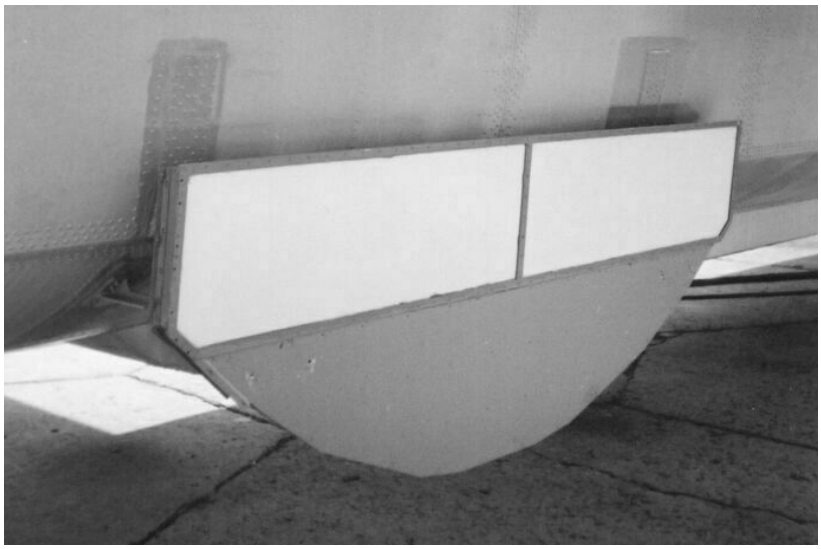


Рис. 2.30. Антенна дифракционного излучения с косекансной диаграммой направленности самолетного радиолокационного комплекса бокового обзора РБО АКДЗ-30.

Основной особенностью конструкции этой антенны заключается в том, что узел возбуждения расположен в одной плоскости с планарным диэлектрическим волноводом. Узел возбуждения планарного диэлектрического волновода выполнен по плоской рупорно-параболической схеме, рис. 2.31. Для обеспечения компактности антенны угол облучения параболы выбран близким к 180°. Равномерное возбуждение всей апертуры представляет собой достаточно сложную задачу. Для ее решения в рупоре применена диэлектрическая вставка, осуществляющая половинное деление мощности на два канала – левый и правый и формирующая суммарную диаграмму направленности с 4 дБ провалом по середине. Ключевым моментом при разработке облучателя параболы стало сохранение фазового центра рупорно–диэлектрической структуры.

Рупорно-параболический переход выполнен на основе одномодового полого двухплоскостного металлического волновода сечением 3 мм. Рабочим типом волны является ТЕМ волна. Для уменьшения потерь на основной волне применен сверхразмерный двухплоскостной металлический волновод с расстоянием между стенками 7 мм. По этой причине потери в переходе не превышают 0,8 дБ.

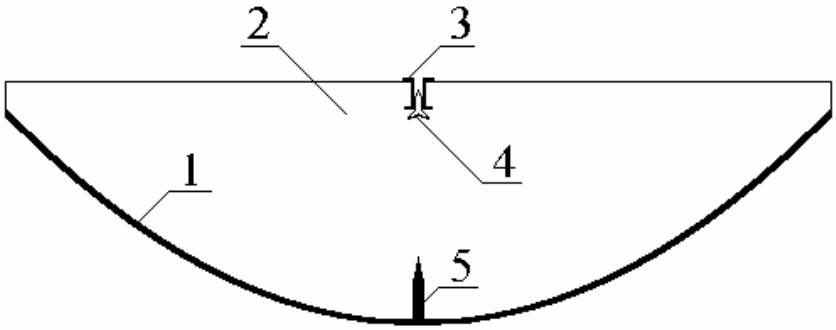



Рис. 2.31. Рупорно-параболический переход для возбуждения планарного диэлектрического волновода. 1 – параболический отражатель; 2 – двухплоскостной металлический волновод; 3 – волноводный фланец; 4 – диэлектрическая вставка; 5 – согласованная нагрузка.

Характерной особенностью антенной конструкций является низкая себестоимость благодаря высокой технологичности. Это обстоятельство обусловлено применением открытых электродинамических структур: диэлектрического волновода и дифракционной решетки отражательного типа, к поверхностям которых имеется свободный доступ инструмента, обеспечивающего получение высокой чистоты и точности изготовления.

## §2.3 Критерий информативности радиолокационных систем дистанционного зондирования

Как известно, разнообразие существующих аэрокосмических радиолокационных систем ДЗЗ достаточно велико. В этой связи, законно возникает вопрос оценки количества и качества получаемой ими информации, а также выбора на основе этой оценки режима работы системы – оптимального, в смысле получения наиболее информативного радиолокационного изображения для анализа конкретного физического образования.

Проблема оценки информативности изображений, получаемых с помощью радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА) и радиолокаторов бокового обзора (РБО), исследовалась в ряде работ [144,153-158]. В частности, в работе [155] вводится информационная мера в виде «расстояния между статистическими гипотезами при распознавании физических образований». Такой метод эффективен при решении задач сравнения конкурирующих гипотез. Однако при анализе информации, получаемой с различных, как правило, многоцелевых радиолокационных комплексов, оказывается необходимым формировать относительно большое количество гипотез, результаты сравнения которых, во-первых, не всегда адекватно и наглядно характеризуют работу сравниваемых систем, а во-вторых, не позволяют производить оперативное переключение режимов многофункциональных РЛС (из-за больших объемов вычислений). В-третьих, при анализе не учитывается статистика размеров физических образований и время их существования в соотношении с потенциальными характеристиками локатора.

Оценка абсолютного значения статистической информации, которое может быть извлечено из одного разрешаемого пространственного элемента, как это предложено в работе [156], не характеризует качество и полезность этой информации при исследовании конкретных физических образований, а базируется лишь на априорной информации о статистике отражений от подстилающей поверхности. Например, высокое пространственное разрешение РСА при узкой полосе обзора не позволяет оперативно получать информацию о крупномасштабных образований и образований средних размеров (мезомасштабных). В то же время на изображениях, получаемых с помощью РБО со средним пространственным разрешением и широкой полосой обзора, хорошо видны различного рода мезомасштабные образования, а мелкомасштабные явления сглаживаются либо теряются вообще, хотя абсолютное количество статистической информации с элемента разрешения в соответствии с [156] и для РСА, и для РБО, как в первом, так и во втором случае может иметь близкие значения.

Принципиально иной подход к оценке возможности интерпретировать изображения РЛС предложен в [157], где в качестве обобщенного показателя эффективности работы локатора используются значения так называемого разрешаемого объема, который представляется в виде произведения показателей разрешения по азимуту дальности и мощности наблюдаемого сигнала. При этом качество (информативность) $I$ изображений выражается как $I = I_0 \exp(-V/V_c)$, где $V = \delta_\theta \delta_R \delta_p(N)$, $\delta_\theta$- показатель разрешения РЛС по азимуту; $\delta_R$- показатель разрешения РЛС по дальности; $\delta_p(N)$- показатель разрешения РЛС по мощности наблюдаемого сигнала; $V_c$- соответствующая характеристика наблюдаемого физического образования. Такой подход достаточно прост и нагляден, связывает

некоторую количественную оценку потенциальных возможностей радиолокатора с физическими свойствами наблюдаемых образований на поверхности Земли.

Однако данный подход не позволяет учесть априорную статистическую информацию о характере подстилающей поверхности и наблюдаемых на ней физических явлений. Поэтому при оптимизации режимов работы различных РЛС, а также при проведении сравнительного анализа снимков, получаемых различными приборами, необходимо учитывать не только статистическую априорную информацию о подстилающей поверхности в пределах одного разрешаемого элемента, но также информацию со всей полосы обзора и качество (ценность) этой информации для конкретной решаемой задачи.

Согласно [160] полное среднее количество информации $I$ в множестве $P$ наблюдаемых на выходе детектора значений мощности сигнала, рассеянного одним разрешаемым элементом относительно множества $G$ значений ЭПР $\sigma$ элемента поверхности, определяется как

$$I(P,\sigma)=\int_P\int_\sigma W(P,\sigma)\log\left[\frac{W(P/\sigma)}{W(P)}\right]dPd\sigma=$$

$$=\int_P\int_\sigma W(P,\sigma)\log(W(P/\sigma))dPd\sigma-\int_P W(P)\log(W(P))dP, \qquad (2.2)$$

где первое слагаемое представляет собой условную энтропию $P$ при условии $\sigma$, а второе – энтропию значений мощности сигнала на выходе детектора; $W(P)$- плотность вероятностей значений $P$; $W(P/\sigma)$- условная плотность вероятности значений $P$ при условии $\sigma$; $W(P,\sigma)$- совместная плотность распределения вероятностей значений $P,\sigma$. Радиолокационное изображение несет в себе информацию о шероховатостях и структуре подстилающей поверхности, а ее количественная оценка в статистическом смысле есть то количество информации, которое получается на выходе канала: подстилающая поверхность – среда распространения сигнала – радиолокатор – устройство обработки сигнала. В этом смысле соотношение (2.2) описывает количество статистической информации, собираемой системой наблюдения с одного разрешаемого элемента поверхности.

Суммарное среднее количество информации $I_\Sigma$ по площади $S$ снимка определим как:

$$I_\Sigma=\int_S\int I(P;\sigma)dS. \qquad (2.3)$$

Качество информации (2.3), в соответствии с физическим характером задачи, можно описать с помощью безразмерных функций $C(S_{об},S,\sigma_S)$ и $C(\tau,T)$, характеризующих соотношения пространственных и временных масштабов изучаемых явлений и тактико-технических параметров РЛС:

$$I_\Sigma=\int_S\int C(S_{об},S,\sigma_S)\int_T C(\tau,T)I(P;\sigma)dTdS, \qquad (2.4)$$

где $C(S_{об},S,\sigma_S)=2[(1-\exp(-m_S/\sigma_S))/(1+\exp(m_S/S))]$,
$C(\tau,T)=1-\exp(-m_\tau/T)$, $T$ - время обработки и передачи информации потребителю; $m_\tau$ - математическое ожидание времени $\tau$ существования физического образования; $\delta_S$ - площадь разрешаемого элемента; $m_S$ - математическое ожидание площади $S_{об}$ физического образования.

Введение функций $C(S_{об},S,\sigma_S)$ и $C(\tau,T)$ необходимо для того, чтобы связать геометрические размеры исследуемых объектов с характеристиками РЛС – «инструмента» исследований, а также учесть старение информации, обусловленное конечным временем существования физического образования и скоростью передачи информации потребителю. Влияние введенных весовых функций рассмотрим на примерах.

В частности, если решается задача обнаружения зарождающегося урагана и измерения его пространственных координат (характерные линейные размеры образования составляют порядка 10-50 км), то наиболее информативными будут снимки, полученные с помощью РБО, обладающего широкой полосой обзора (300-400 км), средним пространственным разрешением (1-5 км) и высокой скоростью передачи информации потребителю (практически в реальном масштабе времени). Если же решается задача изучения структуры льдов, трещин и разводий во льдах (характерный размер образований - порядка 10 – 100 м), то предпочтительными являются изображения, полученные с помощью локатора с более узкой по сравнению с РБО полосой обзора, но и более высоким пространственным разрешением (сотни метров), а также относительно высокой оперативностью обработки и передачи информации.

Аналогичные примеры можно привести и для задач, связанных с исследованием суши. Для получения изображений урбанизированных территорий необходимо иметь пространственное разрешение не менее 10 – 15 м и полосу обзора в десятки километров. С другой стороны, при исследовании растительных покровов, почв и т.п. больших площадок информативность локатора должна быть выше при соответствующем согласовании характеристик локатора с наблюдаемыми физическими образованиями. При этом время задержки передачи информации потребителю может быть существенно большее, чем для задач по исследованию морских образований и ледовых покровов.

Эти соображения приводят к мысли о том, что критерий оптимальности режима работы системы обзора земной поверхности, обеспечивающий максимум информативности изображений для исследуемого физического явления, должен учитывать еще и априорную информацию о статистике наблюдаемых физических образований.

Для учета этой априорной информации представим суммарную информацию изображения как

$$I_{\sum}=\int_S\int C(S_{об},S,\sigma_S)\int_T C(\tau,T)I(P;\sigma;\sigma_{об})dTdS\,, \qquad (2.5)$$

где $I(P;\sigma;\sigma_{об})$- полное среднее количество взаимной информации.

Функцию $I(P;\sigma;\sigma_{об})$, входящую в (2.5), представим как

$$I(P;\sigma;\sigma_{об})=I(P;\sigma)+I(P;S_{об}/\sigma). \qquad (2.6)$$

Подставляя (2.2) в (2.6) и раскрывая в соответствии с формулой Байеса [159] второе слагаемое, получим

$$I(P;\sigma;\sigma_{об}) = -\int_P W(P)\log[W(P)]dP + \int_P\int_\sigma W(P;\sigma)\log[W(P/\sigma)]d\sigma\sigma d +$$

$$+\int_P\int_\sigma\int_{S_{об}} W(P;S_{об}/\sigma)\log\left[\frac{W(P/S_{об};\sigma)}{W(P/S_{об})}\right]dS_{об}d\sigma dP. \qquad (2.7)$$

Входящие в выражение (2.7) модели вероятности взаимосвязей случайных величин $P$, $\sigma$, $S_{об}$ можно упростить, если воспользоваться свойством условной независимости [160], которое состоит в том, что если истинное значение неопределенной величины $\sigma$ известно, и знание истинного значения неопределенной величины $S_{об}$ не дает никакой дополнительной информации о неопределенной величине $P$, то неопределенные величины $P$ и $S_{об}$ называются условно независимыми при условии, что величина $\sigma$ известна. Тогда

$$W(P/S_{об},\sigma) = W(P/\sigma), \qquad (2.8)$$

С учетом (2.8) получим

$$W(P,S_{об}/\sigma) = W(P/S_{об},\sigma)W(S_{об}/\sigma) = W(P/\sigma)W(S_{об}/\sigma). \qquad (2.9)$$

Следует отметить также, что при выборе моделей вероятностей взаимосвязи случайных величин $S_{об}$ и $\sigma$ необходимо учитывать и характер решаемой задачи, т.е. если оценивается информативность изображений морской поверхности, где может наблюдаться явная статистическая зависимость размеров и характера физического образования с ЭПР поверхности, следует пользоваться условной моделью $W(S_{об}/\sigma)$. Для изображений суши эта модель упрощается и сводится к безусловным распределениям $W(S_{об})$ и $W(\sigma)$.

На основании анализа снимков РСА Seasat-A, полученных для различных подстилающих поверхностей, а также данных работ [156,157], примем следующие модели:

$$W(P/S) = \frac{P^{N-1}S_{об}^{-N}\exp(-PN/S_{об})}{\Gamma(N)N^{-N}}, \qquad (2.10)$$

где $N$ - число некогерентно накапливаемых сигналов; $\Gamma(N)$- гамма функция.

$$W(P/\sigma) = \frac{P^{N-1}\sigma^{-N}\exp(-PN/\sigma)}{\Gamma(N)N^{-N}}, \qquad (2.11)$$

$$W(S_{об}) = \frac{C_W}{\sigma_S\sqrt{2\pi}} \cdot \exp\left[-\frac{(S_{об} - m_S)^2}{2\sigma_S^2}\right], \tag{2.12}$$

где $\sigma_S^2$ - дисперсия $S_{об}$; $C_W = \left[erf\left(\frac{b_1 - m_S}{\sigma_S}\right) - erf\left(\frac{a_1 - m_S}{\sigma_S}\right)\right]^{-1}$, (2.13)

$$W(\sigma) = (\sigma_{\max} - \sigma_{\min})^{-1}. \tag{2.14}$$

Подставляя (2.11) – (2.13) в (2.9), а (2.9), (2.10) во второе слагаемое в выражении (2.7), учитывая (2.14) и вычисляя соответствующие интегралы [160-162], получим выражение для функции $I(P, S_{об}/\sigma)$, описывающей увеличение информации о статистике подстилающей поверхности:

$$I(P,S_{об}/\sigma) = \frac{C_W N^N}{\sigma_S\sqrt{2\pi}\Gamma(N)}\left\{\frac{\Gamma(N-1)P_{\max}\sqrt{2\pi\sigma_S^2}}{N^{N-2}}\times\right.$$

$$\times\exp\left(\frac{m_S}{2\sigma_S^2}\right)[\ln P_{\min} - \ln P_{\max}] - \frac{\exp(-m_S^2/2\sigma_S^2)}{N^{N-2}}\times$$

$$\times\left[\frac{\sqrt{2\sigma_S^2}\ln(2\sigma_S^2)}{4}\psi\left(\frac{1}{2},\frac{1}{2};\frac{m_S^2}{2\sigma_S^2}\right) + \frac{\sqrt{2\sigma_S^2}}{4}\sum_{k=0}^{\infty}\frac{\psi(1/2+k)}{k!}\left(\frac{m_S^2}{2\sigma_S^2}\right)^k +\right.$$

$$\left.+\frac{m_S}{2}\sum_{k=0}^{\infty}\frac{\psi(1+k)}{k!}\left(\frac{m_S^2}{2\sigma_S^2}\right)^k\right]\left[P_{\max}\gamma\left(N-1,\frac{P_{\max}N}{\sigma_{\max}}\right) - \frac{\sigma_{\max}}{P_{\max}N}\times\right.$$

$$\times\gamma\left(N,\frac{P_{\max}N}{\sigma_{\max}}\right) - P_{\max}\gamma\left(N-1,\frac{P_{\max}N}{\sigma_{\min}}\right) + \frac{\sigma_{\min}}{P_{\max}N}\gamma\left(N,\frac{P_{\max}N}{\sigma_{\min}}\right) -$$

$$-P_{\min}\gamma\left(N-1,\frac{P_{\min}N}{\sigma_{\max}}\right) + \frac{\sigma_{\max}}{P_{\min}N}\gamma\left(N,\frac{P_{\min}N}{\sigma_{\max}}\right) + P_{\min}\gamma\left(N-1,\frac{P_{\min}N}{\sigma_{\min}}\right) -$$

$$\left.-\frac{\sigma_{\min}}{P_{\min}N}\gamma\left(N,\frac{P_{\min}N}{\sigma_{\min}}\right)\right] + \frac{\sqrt{2\pi\sigma_S^2}}{2N^{N-1}}erfc\left(-\frac{m_S}{\sqrt{2\sigma_S^2}}\right)\times$$

$$\times\left[P_{\max}\gamma\left(N,\frac{P_{\max}N}{\sigma_{\max}}\right) - \frac{\sigma_{\max}}{P_{\max}N}\gamma\left(N+1,\frac{P_{\max}N}{\sigma_{\max}}\right) - P_{\max}\gamma\left(N,\frac{P_{\max}N}{\sigma_{\min}}\right) +\right.$$

$$+\frac{\sigma_{\min}}{P_{\max}N}\gamma\left(N+1,\frac{P_{\max}N}{\sigma_{\min}}\right) - P_{\min}\gamma\left(N,\frac{P_{\min}N}{\sigma_{\max}}\right) + \frac{\sigma_{\max}}{P_{\min}N}\gamma\left(N+1,\frac{P_{\min}N}{\sigma_{\max}}\right) +$$

$$\left.+P_{\min}\gamma\left(N,\frac{P_{\min}N}{\sigma_{\min}}\right) - \frac{\sigma_{\min}}{P_{\min}N}\gamma\left(N+1,\frac{P_{\min}N}{\sigma_{\min}}\right)\right] -$$

$$-N^{N+2}\left[P_{\max}\gamma\left(N-1,\frac{P_{\max}N}{\sigma_{\max}}\right) - \frac{\sigma_{\max}}{P_{\max}N}\gamma\left(N,\frac{P_{\max}N}{\sigma_{\max}}\right) - P_{\max}\gamma\left(N-1,\frac{P_{\max}N}{\sigma_{\min}}\right) +\right.$$

$$+\frac{\sigma_{\min}}{P_{\max}N}\gamma\left(N,\frac{P_{\max}N}{\sigma_{\min}}\right)-P_{\min}\gamma\left(N-1,\frac{P_{\min}N}{\sigma_{\max}}\right)+\frac{\sigma_{\max}}{P_{\min}N}\gamma\left(N,\frac{P_{\min}N}{\sigma_{\max}}\right)+$$

$$+P_{\min}\gamma\left(N-1,\frac{P_{\min}N}{\sigma_{\min}}\right)-\frac{\sigma_{\min}}{P_{\min}N}\gamma\left(N,\frac{P_{\min}N}{\sigma_{\min}}\right)\Bigg]\Bigg\}, \qquad (2.15)$$

где $erfc(X)=1-erf(X)=\frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_X^{\infty}e^{-t^2}dt$ - дополнительный интеграл вероятностей; $\psi(Z)=[\ln\Gamma(Z)]'$ - пси – функция; $\psi(a,b,Z)$- вырожденная гипергеометрическая функция; $\gamma(\alpha,X)=\Gamma(\alpha)-\Gamma(\alpha,X)=\int_0^X t^{\alpha-1}e^{-t}dt$ - неполная гамма-функция.

Для иллюстрации эффективности предлагаемого критерия проведено сравнение информативности некоторых испытанных радиолокационных систем обзора земной поверхности при различных соотношениях площадей физических образований и потенциальных характеристик локаторов, а также рассчитана потенциальная информативность изображений в зависимости от избыточности наблюдений и характеристик подстилающей поверхности (рис.2.32).

При сравнительном анализе использовались следующие системы обзора земной поверхности: РСА ASAR, RADARSAT-2, Seasat-A, SIR-A, SIR-B, РБО типа «Космос-1500», Скаттерометр. Графики зависимостей (см. рис.2.32) получены для оптимального соотношения по каждой системе наблюдения $S_{об}/S\approx 1$. Характер зависимостей, где $I_{\sum}/\sigma\approx const$ соответствуют зависимостям, полученным в работе [160]. Расхождение в абсолютных значениях $I_{\sum}$ обусловлено тем, что в [160] рассчитаны зависимости количества информации одного разрешаемого элемента от числа некогерентно накапливаемых импульсов (первое слагаемое в (2.6)), а в настоящей работе произведен расчет суммарной информации по всей площади изображения.

Зависимости, приведенные на рис.2.32, свидетельствуют о высокой информативности систем RADARSAT-2 (в режиме Ultra-fine-Narrow) при наблюдении объектов с характерным размером от десятков метров до единиц километров, Seasat-A, SIR-A, SIR-B при исследовании физических образований с характерными размерами в пределах 1 – 10 км. С увеличением размеров физических образований до 50 – 200 км информативность этих систем резко падает. Это побуждает разработчиков строить дорогие многофункциональные радиолокационные системы, имеющие насколько десятков режимов для получения максимальной информативности при решении широкого круга радиофизических задач. Примерами таких систем могут служить многофункциональные РСА RADARSAT-2 и ASAR. Локаторы типа РБО «Космос –1500» и скаттерометр оказываются более информативными по отношению к системе РСА типа Seasat-A, SIR-A, SIR-B (за исключением RADARSAT-2 в режиме “ Scan SAR Wide ” и ASAR в режиме “Global monitoring”) при размерах образований порядка 200 – 500км, а также за счет организации обработки сигналов непосредственно на борту носителя и возможности оперативной передачи изображений потребителю. Однако, следует отметить, что коммерческая стоимость аппаратуры и запуска систем типа РБО «Космос –1500» в десятки раз ниже, чем у систем подобных РСА RADARSAT-2.

Информативность РБО снижается при уменьшении размеров физических образований, что обусловлено потерей информации за счет низких по сравнению с РСА потенциальных характеристик по пространственному разрешению.

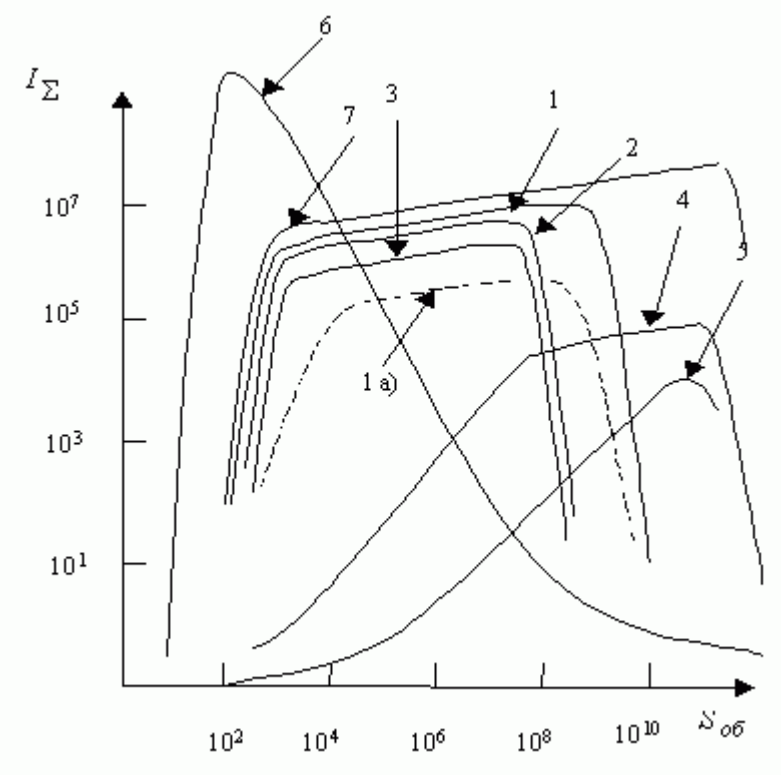



Рис.2.32. 1 - Seasat-A (при $m_\tau = \infty$); 1а) - Seasat-A (при $m_\tau = 3ч$); 2- SIR-A; 3 - SIR-B; 4 - РБО «Космос-1500»; 5 – скаттерометр; 6 - RADARSAT-2 в режиме Ultra-fine-Narrow; 7- RADARSAT-2 в режиме Scan SAR Wide, ASAR в режиме Global monitoring.

Анализ информативности различных систем свидетельствует, что для наблюдения структур поверхности суши и мелкомасштабных образований на поверхности моря (например, сликов) наиболее информативными являются системы типа РСА. При этом информативность РБО для наблюдения образований суши ($m_\tau \to \infty, l_{обр} \approx 10^2$) низка.

При решении морских и ледовых задач существенную роль в оценке информативности играют пространственные масштабы, также как и соотношение времени обработки (времени получения информации потребителями) и характерного времени существования исследуемых образований. Таким образом, для получения максимальной информативности радиолокационных данных дистанционного зондирования тактико-технические параметры РЛС (или режимы их работы) должны выбираться с учетом решаемых задач и статистических характеристик изучаемых поверхностей. Так, если необходимо исследовать динамические процессы таяния и подвижки льдов, изучать состояние покровов суши (растительные покровы, почвы), то требуется объединить возможности радиолокатора с широкой полосой обзора типа РБО «Космос-1500» и радиолокатора с синтезированием апертуры антенны типа RADARSAT-2, ASAR, SIR и т.п. с

высоким разрешением при оперативной обработке и передачи информации этих радиолокационных систем потребителям.

## §2.4 Особенности калибровки аэрокосмических РБО и РСА оперативного мониторинга природной среды Земли

В настоящее время в мире создано большое количество многофункциональных комплексов дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), в состав которых входят многочастотные радиолокаторы бокового обзора с реальной (РБО) либо синтезированной (РСА) апертурой антенны. Сопоставление и совместная тематическая обработка результатов зондирования, полученных с помощью таких многоканальных радиолокаторов, эффективны только с использованием данных об абсолютной величине удельной эффективной поверхности рассеяния $\sigma^0$ (УЭПР) исследуемых объектов, измеренной на различных частотах. К сожалению, опыт использования экспериментальных радиолокационных космических и авиационных комплексов показывает [163-165], что вопросы калибровки многочастотных РСА решены не полностью. Поэтому разработка методов абсолютной калибровки радиолокаторов ДЗЗ является важным этапом в их создании.

Наиболее распространены два способа калибровки бортовых радиолокационных систем [166,167] - использование калиброванных по эффективной поверхности рассеяния $\sigma$ (ЭПР) отражателей радиолокационных сигналов - "внешняя калибровка" и непрерывный контроль всех необходимых параметров радиолокатора (например, излучаемой мощности, усиления приемного тракта и т.д.) непосредственно на борту - " внутренняя калибровка ".

Внутренняя калибровка не обеспечивает высокой точности определения $\sigma^0$ (ошибка измерений может достигать $\approx$ 4-5 дБ [94,170]) из-за невозможности оперативного учета параметров трассы распространения, нестабильности параметров полета (траектории движения, пространственной ориентации и скорости самолета), контроля диаграммы направленности (ДНА) и коэффициента усиления антенны и др. Но она позволяет отследить изменения во времени параметров аппаратного комплекса, влияющих на выходную информацию радиолокатора. Непрерывная запись параметров полета носителя дает возможность учесть их влияние в последующем расчетным путем. При внутренней калибровке применяются, как правило, специальные калибраторы, подключаемые к радиолокатору или непосредственно встроенные в его тракт. К первым можно отнести, например, измерители мощности и генераторы стандартных сигналов, контролирующие уровень излучения передатчика и чувствительность приемного устройства. Ко вторым относятся калибраторы, позволяющие определять потенциал радиолокатора непосредственно в процессе его работы.

Внешняя калибровка является единственной возможностью измерения реальных параметров сквозного тракта (передатчик - антенна - приемник - система обработки). При этом высокие точности измерения $\sigma^0$ (с ошибкой до $\approx$ 2.5-3 дБ [94,168-171]) можно обеспечить при размещении калиброванных точечных отражателей (ответчиков) или эталонных рассеивающих поверхностей непосредственно вблизи исследуемых образований. Но при длительной съемке обширных участков земной поверхности, особенно при дистанционном зондировании морской поверхности, ледовой разведке, мониторинге горных районов и др., размещение калиброванных отражателей в исследуемых районах практически неосуществимо. Существенным ограничением при использовании внешней калибровки также является необходимость регулярных пролетов носителя над тестовыми полигонами, что приводит к определенным сложностям при работе с комплексом ДЗЗ.

В данном разделе рассмотрены особенности системы комбинированной калибровки радиолокаторов ДЗЗ аэрокосмического базирования разработки коллектива ученых и специалистов под руководством А. И. Калмыкова ИРЭ им. А.Я. Усикова НАНУ, ЦРЗЗ им. А.И. Калмыкова НАНУ и НКАУ (РБО ИСЗ "Космос-1500", серии ИСЗ "Океан", "Сич-1", "Сич-1М"; РБО и РСА самолетных комплексов "Аналог", "МАРС", "АКДЗ - 30" [137,141,148,171]). При этом комбинируется непрерывная внутренняя калибровка каждого из РЛ каналов и периодическая внешняя калибровка по малоразмерным (точечным) отражателям с известной эффективной поверхностью рассеяния $\sigma$ (ЭПР), расположенным вблизи исследуемых объектов (или на специально оборудованных полигонах). В момент ее проведения система внутренней калибровки радиолокатора сравнивает сигналы бортового источника эталонных сигналов с сигналами, принятыми от внешнего эталона, и использует результаты этого сравнения в перерывах между сеансами внешней калибровки для оценки характеристик исследуемых поверхностей.

Очевидно, что для получения высокой точности измерения в течение всего полета, необходимо обеспечить в интервалах между внешними калибровками непрерывный контроль основных параметров радиолокатора - коэффициентов передачи приемно-передающего трактов и системы обработки, а также регистрацию текущих параметров полета носителя.

Наиболее полную апробацию данный метод прошел на самолетном многоцелевом радиолокационном комплексе МРЛК "МАРС", в состав которого входили два РБО ($\lambda_1 \approx 0.8$см, РБО-0.8; $\lambda_2 \approx 3$см, РБО-3) и два РСА - с АФАР ($\lambda_3 \approx 23$см, РСА-23) и с ФАР ($\lambda_4 \approx 180$см, РСА-180). Главной особенностью реализации процедур внутренней и внешней калибровок РБО и РСА комплекса "МАРС" является широкое использование ультразвуковых линий задержки СВЧ сигналов, открывающих новые возможности непрерывного измерения и контроля характеристик РСА. Реализация систем калибровки РБО и РСА и результаты калибровки приведены ниже.

**Калибровка РБО**

Отличительной особенностью самолетной системы калибровки РБО-3 МРЛК "МАРС" и ее космических аналогов (РБО типа ИСЗ "Космос–1500") является непрерывная автоматическая внутренняя калибровка потенциала радиолокатора (т.е. сквозного тракта – передатчик, приемник, БОС) как наиболее нестабильной компоненты. При этом параметры антенной системы РБО предполагаются существенно более стабильными, они тщательно измеряются на земле перед запуском и периодически тестируются во время полета. Для стабилизации этих параметров принимаются специальные конструктивные меры. Подобная схема калибровки обеспечивает возможность оперативного абсолютного измерения ЭПР без проведения раздельных измерений мощности передатчика, чувствительности приемника, коэффициента усиления приемного канала и тракта обработки.

Такая калибровка реализуется (см. рис.2.33) путем подачи части излучаемой передатчиком мощности через ультразвуковую СВЧ линию задержки, выполненную на алюмоиттриевом гранате (задержка СВЧ сигнала 6-8 мкс), на вход приемного тракта. При этом ослабление сигнала калибровки периодически изменяется по заданному закону, что необходимо для контроля сквозной амплитудной характеристики тракта – приемник, система бортовой обработки информации, линии передачи информации, результаты калибровки на выходе БОС совмещаются с отраженными сигналами.

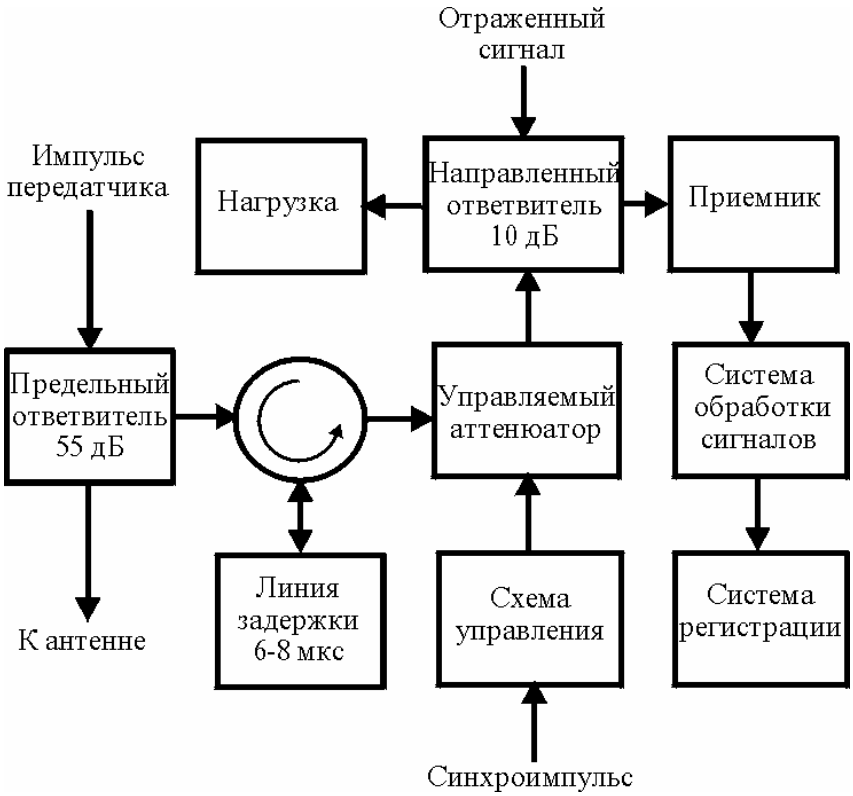



Рис. 2.33. Структурная схема системы калибровки РБО.

Мощность отраженного от исследуемого объекта сигнала на выходе системы обработки сигналов $P_{пр.}$ можно записать как:

$$P_{пр.} = \frac{P_{изл.} \cdot G^2 \cdot \lambda^2}{(4\pi)^3 \cdot R^4} \cdot \sigma \cdot k \qquad (2.16)$$

где $P_{изл.}$ – излученная мощность, Вт; G – коэффициент усиления антенны в направлении исследуемого участка; R – наклонная дальность до участка, м; σ - ЭПР исследуемого участка, м$^2$; λ - длина радиоволны, м; k – коэффициент передачи приемника и тракта обработки.

Мощность калибровочного сигнала на выходе системы обработки сигналов $P_k$ можно записать как:

$$P_k = \frac{P_{изл.} \cdot k}{\gamma}$$

(2.17)

где γ - суммарное затухание калибровочного тракта до СВЧ входа приемника. Тогда из одновременных относительных измерений $P_{пр.}$ и $P_k$ получим:

$$\sigma = C \cdot \frac{P_{пр.}}{P_k} \qquad (2.18)$$

где

$$C = \frac{(4\pi)^3 \cdot R^4}{G^2 \cdot \lambda^2 \cdot \gamma}$$

функция, зависящая от угла наблюдения (дальности) и определяемая расчетным путем. Очевидно, что потери в калибровочном тракте $\gamma$ и коэффициент усиления антенны G (и его угловая зависимость) должны быть предварительно измерены в наземных условиях. Антенны самолетных РБО жестко крепятся к фюзеляжу самолета, а космических РБО – после разворачивания в космосе конструктивно жестко фиксируются в пространстве. При этом, соответствие параметров антенн предварительно измеренным проверяется при контрольных измерениям по данным наземных поверочных комплексов, описание которых приведено ниже.

Из (2.18) видно, что при использовании такой калибровки на результат измерений $\sigma$ не влияют изменения мощности $P_{изл.}$ и суммарного усиления приемника и тракта обработки.

Как правило, в процессе работы РБО возникает необходимость управления коэффициентом усиления приемного тракта и системы обработки. Это связано, во первых, с различной рассеивающей способностью исследуемых поверхностей (УЭПР может меняться от -30 дБ для морской поверхности и до + 10 дБ и более для других покровов), а, во вторых, с наличием различных угловых зависимостей УЭПР различных типов подстилающей поверхности и изменением коэффициента усиления антенны в полосе обзора РБО. В этой связи, соответствие уровня принимаемого сигнала и динамического диапазона приемника устанавливается путем изменения общего коэффициента усиления приемника, а выравнивание яркости радиолокационного изображения (РЛИ) по дальности (вдоль строки РЛИ) производится применением временной автоматической регулировки (ВАРУ) коэффициента усиления приемника. При этом, если изменение общего коэффициента усиления при расчете ЭПР в соответствии с (2.18) не требует учета, то зависимость его от наклонной дальности необходимо фиксировать и вводить соответствующим образом в расчет. Поскольку реальная форма ВАРУ в самолетных РБО имеет достаточно сложный вид и устанавливается оператором вручную при каждом цикле измерений, то для фиксации такой реальной зависимости ко входу приемника после завершения измерения через направленный ответвитель (см. рис.2.33) подключается генератор стандартных сигналов, при помощи которого оператор устанавливает уровень выходного сигнала приемника калибровочному импульсу. При этом на выходе регистратор фиксирует сигнал в виде опорной калибровочной кривой, повторяющей закон изменения коэффициента усиления во времени. В космических РБО этот закон из-за значительно меньшего диапазона углов обзора подстилающей поверхности апроксимируется линейной зависимостью и окончательно устанавливается при наземной отработке.

Значения ЭПР исследуемой поверхности, уровни принятых сигналов от которой будут на соответствующих дальностях совпадать с амплитудой калибровочной кривой, рассчитываются в соответствии с (2.18).

В общем случае (при любой уровне отраженного сигнала) для расчета УЭПР при сравнении амплитуд используется семейство калибровочных кривых, получаемых в пределах динамического диапазона приемника. Кривые записываются путем ступенчатого изменения ослабления опорного калибровочного уровня генератора. Значение ослабления относительно опорного уровня учитывается при определении ЭПР в соответствии с (2.18) путем изменения величины $\gamma$. После оценки ЭПР ($\sigma$) исследуемого участка поверхности можно определить удельную УЭПР ($\sigma^0$) путем нормировки $\sigma^0=\sigma/S_0$ (где $S_0$ – проекция излученного импульсного объема на поверхность, м$^2$).

По нашим оценкам общая суммарная погрешность измерения УЭПР поверхности по данным внутренней калибровки не превышает 2,5 - 3 дБ.

Неоднократные сравнения полученных значений с данными внешней калибровки по уголковым отражателям (см. табл.2.10) подтверждают результаты внутренней калибровки и свидетельствуют о высоких метрологических характеристиках РБО.

Для получения абсолютных значений УЭПР поверхности с высокой точностью, в общем случае, необходимо также учитывать условия распространения на трассе летательный аппарат - Земля. В сантиметровом и миллиметровом диапазонах радиоволн можно использовать результаты, полученные, например, в [172].

**Калибровка РСА**

Комбинированная калибровка РСА проводится в два этапа. На первом этапе (внешняя калибровка) выполняется радиолокационная съемка специального участка поверхности, на котором размещены источники эталонных сигналов. При этом, одновременно со съемкой в приемный тракт РСА вводится через систему внутренней калибровки ослабленный сигнал из передающего тракта, который в дальнейшем используется как калибровочный. В момент сравнения амплитуд эталонного и калибровочного сигналов система внутренней калибровки ведет непрерывную регистрацию параметров полета самолета и характеристик РСА.

На втором этапе выполняется рабочая радиолокационная съемка исследуемых поверхностей также с непрерывной регистрацией параметров полета самолета и характеристик РСА системой внутренней калибровки. Оценка $\sigma^0_S$ исследованных поверхностей с учетом указанных параметров съемки проводится путем сравнения амплитуд сигналов, принятых от исследуемых поверхностей, и калибровочных сигналов внутренней калибровки, полученных по результатам первого этапа калибровки. Это сравнение может проводиться не одновременно со съемкой исследуемых объектов, а в перерывах между съемками или их сериями. Окончательное выражение для определения $\sigma^0_S$ по результатам двухэтапной калибровки выглядит следующим образом [173]:

$$\sigma^0_S = \frac{\sigma_{эт.}}{\delta_{аз.} \cdot \delta_{ум}} \cdot \frac{\left(U^2_S - U^2_{NS}\right) \cdot k_{ПЧ\ эт.} \cdot k_{ВАРУ\ эт.} \cdot G^2\left(\Theta_{эт.}\right) \cdot R^4_S}{\left(U^2_{эт.} - U^2_{Nэт.}\right) \cdot k_{ПЧ\ S} \cdot k_{ВАРУ\ S} \cdot G^2\left(\Theta_S\right) \cdot R^4_{эт.}} \qquad (2.19)$$

где эт. и s - символы, определяющие величины, измеренные для внешнего эталона и исследуемого объекта, соответственно; $\delta_{аз.}$ и $\delta_{ум}$ - азимутальное и угломестное разрешение; U и $U_N$ - амплитуда сигнала и шума на выходе системы обработки РСА; $k_{ПЧ}$ и $k_{ВАРУ}$ - коэффициенты усиления тракта промежуточной частоты (ПЧ) и формы ВАРУ приемника, G(θ) - коэффициент усиления антенной системы, θ - угол наблюдения, R- наклонная дальность.

Сравнение (2.16) с аналогичным выражением, полученным для $\sigma^0_s$ по данным внешней калибровки [170], показывает, что они отличаются на величину $k_{ПЧэт.}/k_{ПЧS}$ только в случае, если съемка внешнего эталона на первом этапе калибровки проводилась с усилением тракта приемного устройства, которое отличается от усиления при съемке исследуемого объекта на втором этапе.

Проанализируем причины возможных ошибок, приводящих к снижению точности определения $\sigma^0_s$ по результатам комбинированной калибровки. Согласно (2.19), система внутренней калибровки должна измерять характеристики приемного тракта (усиление и форму ВАРУ) и контролировать их стабильность как в моменты приема сигналов, отраженных от эталонного точечного отражателя и исследуемого

объектов, так и в перерывах между этими измерениями. Особую сложность представляет непрерывный контроль коэффициента усиления G(θ) антенной системы РСА. Измерения G(θ) обычно проводятся на этапе наземных испытаний. Как показывает опыт, изменение G(θ) в процессе работы маловероятно, так как может быть вызвано только механическим смещением или повреждением жестко закрепленных вибраторов антенной решетки, закрытой от внешних воздействий радиопрозрачным колпаком. Поэтому для контроля G(θ) достаточно, чтобы внутренняя калибровка обеспечила контроль амплитудно-фазовых характеристик приемно-передающих каналов АФАР РСА. Фактически, при обеспечении такого типа контроля основными оставшимися ошибками являются ошибки определения дальности R до объекта и реального разрешения по азимуту $\delta_{аз.}=2L_b / R\cdot\lambda$ (где $L_b$ - длина синтезированной апертуры). Так как дальность до исследуемого объекта определяется по данным системы GPS с достаточно высокой точностью, то необходимо минимизировать погрешность определения азимутального разрешения, связанную с точностью вычисления эффективной длины бортового синтезирования апертуры $L_b$. Для оценки $L_b$ на борту самолета одновременно проводится регистрация обработанного (синтезированного) изображения и полного необработанного сигнала (радиоголограммы), а также параметров полета. На земле радиоголограммы обрабатываются по тем же алгоритмам, что и на борту, но с учетом всех нестабильностей полета. Тогда эффективную длину бортового синтезирования $L_b$ можно записать как [142]:

$$L_b = K \cdot L_g \ , \qquad K = \frac{\sqrt{U_b^2 - U_{bn}^2}}{\sqrt{U_g^2 - U_{gn}^2}} \tag{2.20}$$

где $L_g$ – длина синтезирования на земле, $U_b$, $U_g$ и $U_{bn}$, $U_{gn}$ – амплитуды сигналов внешнего эталона и шумов в изображении, синтезированном на борту и на земле, соответственно.

Таким образом, при достаточной стабильности аппаратуры и известных параметрах полета, а также коррекции на земле результатов бортового синтезирования комбинированная калибровка позволяет обеспечить высокую инструментальную точность РСА, сравнимую с точностью, реализуемой при внешней калибровке (2.5 – 3 дБ).

Построение и процедуры внутренней калибровки РСА комплекса "МАРС" имеют свои особенности из-за различий в реализации антенных систем (активная фазированная антенная решетка АФАР с электронным управлением ДНА в РСА-23 и неуправляемая пассивная ФАР в РСА-180). Эти различия проявляются как в выборе способов внутренней калибровки, так и в решении наиболее сложной задачи внутренней калибровки – непрерывного контроля основных параметров антенной решетки РСА (коэффициента усиления, ширины и формы ДНА). Как показано ранее, для контроля указанных параметров достаточно, чтобы внутренняя калибровка РСА обеспечила непрерывный контроль стабильности амплитудно-фазовых характеристик приемно-передающих каналов АФАР/ФАР РСА.

АФАР РСА-23 представляет собой электрически управляемую многоэлементную (16 приемо-передающих вибраторов) антенную решетку с высоким коэффициентом усиления (≈ 19.4 дБ), обеспечивающую прием и передачу ЛЧМ сигналов с вертикальной или горизонтальной поляризацией и позволяющую быстро (за 1-3 мкс) изменять пространственное положение суммарной ДН в азимутальной плоскости (±10°). Для АФАР РСА-23 использованы раздельные активные системы запитки (16 приемных и 16 передающих каналов) общей

антенной решетки. Такое построение АФАР открывает возможность построения многофункциональной системы ее непрерывной калибровки и контроля функционирования (см. рис.2.34).

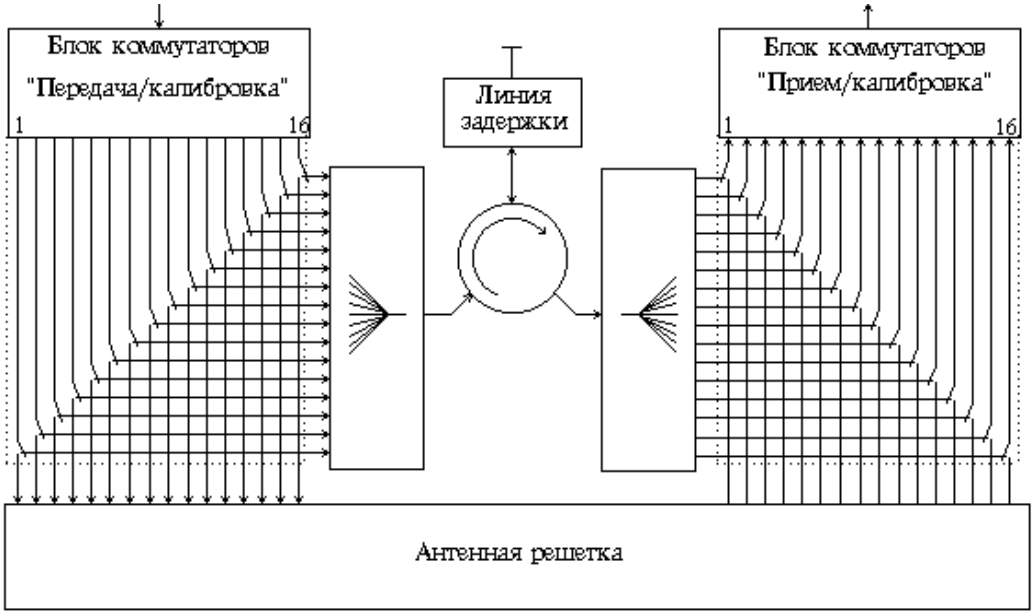



Рис. 2.34. Функциональная схема калибровки АФАР РСА-23 авиационного комплекса "МАРС".

Принцип работы такой системы калибровки основан на том, что определенная часть выходной мощности каждого из 16-ти передающих каналов через систему коммутаторов “прием/передача”, сумматор и циркулятор периодически поступает на вход СВЧ линии задержки (работающей по принципу многократного отражения). Задержанные линией радиоимпульсы направляются циркулятором через делитель и систему коммутаторов “прием/калибровка” на симметричный по номеру вход приемной фазирующей системы (1-й на 16-й, 2-й на 15-й и т.д.). В случае правильного функционирования системы фазирования приемной и передающей части АФАР на выходе приемного устройства радиоимпульсы равны по амплитуде и фазе (так как проходят по цепям с равной электрической длиной и ослаблением). Отличие амплитуды или фазы в какой либо из пар каналов свидетельствует об неисправностях в передающей или приемной системах фазирования. Точность этих измерений во многом определяется стабильностью характеристик СВЧ линии задержки. Поэтому СВЧ линия помещена в специальный термостабилизированный корпус. Контроль точности таких измерений проводится путем их сопоставления с результатами прямых измерений амплитудных и фазовых характеристик приемных и передающих каналов АФАР. Предложенная методика позволяет сравнивать коэффициенты передачи указанных выше пар приемно-передающих трактов с точностью не хуже ± 0.15 дБ и определять разность фаз между ними с погрешностью не более ± 3°-5°. Использование различных режимов переключения быстродействующих СВЧ коммутаторов на p-i-n-диодах позволяет получать оперативную информацию (регистрируемую в служебной части строки изображения) о состоянии всех пар приемно-передающих каналов АФАР, как непосредственно при проведении радиолокационных съемок исследуемых объектов, так и при проведении настройки аппаратуры и предполетном контроле АФАР.

Условия съемки различных видов исследуемых объектов часто требуют оперативной изменения усиления приемного устройства и формы его ВАРУ. Для оперативного контроля этих параметров предусмотрен калибровочный режим РСА. В этом режиме серия импульсов, сформированных СВЧ линией задержки путем многократного переотражения в ней с известным законом ослабления, задерживается во времени для размещения непосредственно в рабочем интервале задержек сигналов, поступающих в приемник от исследуемой поверхности. Амплитуды импульсов серии регистрируются дважды - при включенном и выключенном ВАРУ приемника. Сравнение этих данных между собой позволяет восстановить форму ВАРУ приемника и оценить его динамический диапазон.

В системе внутренней калибровки РСА - 180 комплекса "МАРС" СВЧ линия задержки используется для формирования калибровочных уровней (клина) сигналов, которые так же, как и в РСА-23, регистрируются в служебной части строки изображения. Для этого часть мощности выходного СВЧ усилителя через направленный ответвитель попадает в систему калибровки (см.рис.2.35). Уровень ответвленной мощности регулируется ступенчатым (число ступеней 16) аттенюатором с шагом ~ 3 дБ. Ступенчатый аттенюатор вместе с СВЧ линией задержки обеспечивают необходимый уровень калибровочного сигнала для передачи его через приемное устройство без ограничения. Из серии импульсов, сформированных СВЧ линией задержки, ключ на ее выходе пропускает на вход приемного устройства 2-й импульс, задержанный на 30 мкс относительно излученного. Этот сигнал, также усиливается приемным устройством и затем обрабатывается системой обработки сигналов по такому же алгоритму, как и сигналы, принятые от исследуемого объекта. Для удобства последующей обработки информации ступенчатый аттенюатор переключается в следующее положение через 3с. С использованием известного коэффициента передачи калибровочного тракта определяется уровень мощности излучаемого сигнала и контролируется его стабильность, а также контролируется усиление, динамический диапазон всего приемного тракта и оценивается потенциал РСА-180. Для повышения точности калибровки СВЧ линия задержки (как и в РСА-23) помещена в специальный термостабилизированный корпус.

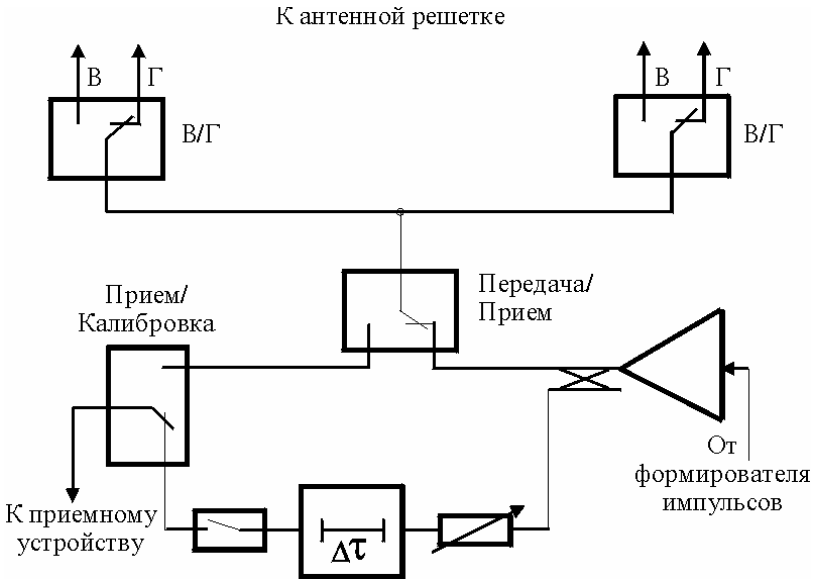



Рис. 2.35. Функциональная схема калибровки РСА-180 авиационного комплекса "МАРС".

**Наземный контрольно-поверочный модуль МРЛК "МАРС"**

Для проведения внешней калибровки и наземного контроля основных параметров радиолокаторов авиационного комплекса "МАРС" был создан контрольно-поверочный модуль, в состав которого входили активные (АО) и пассивные (ПО) точечные ответчики (см. табл.2.10, рис.2.36). Внешняя калибровка всех радиолокаторов комплекса "МАРС" проводилась одновременно по калиброванным отражателям (см. табл.2.10), установленным на специальном полигоне (см. рис.2.37). Необходимо подчеркнуть, что существенное влияние на точность измерений оказывает превышение сигнала калиброванного отражателя над фоном местности. Так, например, для РСА-23 и РСА-180 требуемая точность обеспечивается при эффективной поверхности рассеянии ответчика $\sigma \geq 10^4$ м$^2$. Расчеты показывают, что среди отражателей с такой большой $\sigma$ для работы в полевых условиях оптимальными являются АО. По сравнению с ПО они значительно меньше по размерам, а их функциональные возможности больше. Поэтому для внешней калибровки РБО применялись уголковые отражатели, а для РСА – АО (см. табл. 2.10).

По сравнению с традиционными [168], АО дополнены фазовым модулятором (см. рис. 2.36а) и СВЧ линией задержки (см. рис. 2.36б). В АО (см. рис 2.36а) фазовый модулятор реализован в виде последовательно переключаемых с изменяемой скоростью фазовращателей с $\varphi = 90°$, $\varphi = 180°$, $\varphi = 270°$, $\varphi = 0°$ для имитации псевдо-допплеровского смещения спектра в переотраженном сигнале. Это делает его полезным при контроле основных характеристик РСА на земле. С помощью ответчика с фазовой модуляцией переизлучаемых сигналов можно проводить поляризационные измерения диаграммы направленности и уровня боковых лепестков АФАР и ФАР, настройку блока измерения смещения центра доплеровских частот и системы управления положением луча АФАР, проверку системы бортовой обработки сигналов, а также оценивать потенциал РСА.

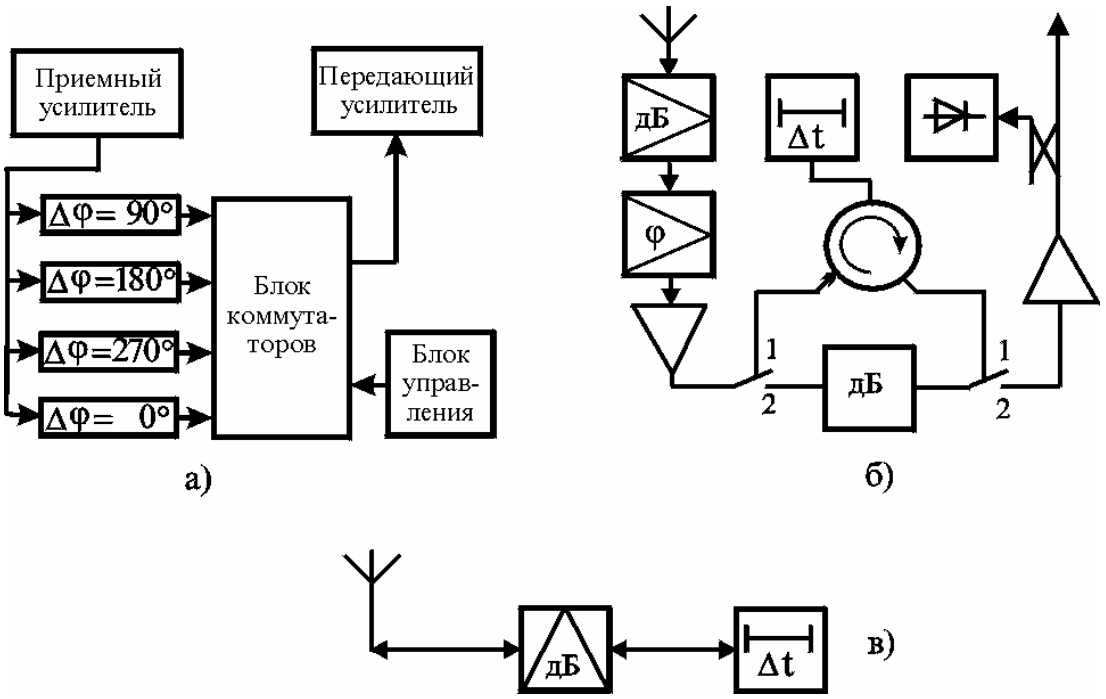



Рис. 2.36. Функциональные схемы активных (а,б) и пассивных (в) ответчиков для контроля и калибровки РСА комплекса “МАРС”. а - с фазовым модулятором; б,в - с линией задержки; 1,2-варианты включения АО.

Таблица 2.10.

Основные характеристики калиброванных отражателей

| 1. Диапазон длин радиоволн | Ka (0.8 см) | X (3 см) | L (23 см) | VHF (180см) |
|---|---|---|---|---|
| 2. Тип отражателя | Пассивный отражатель | | Активный ответчик | |
| 3. Тип антенны | Трехгранные уголки ($a_1$=0.56м, $a_2$=0.66м)* | | Рупорная | Волновой канал |
| 4. Полоса рабочих частот | 8-40 ГГц | | 1-2 ГГц | 0.165 ± 0.02 МГц |
| 5. Коэффициент усиления приемной и передающей антенн, дБ | - | - | 12.5 | 10 |
| 6. Суммарный коэффициент усиления активного ответчика, дБ | - | - | 41.6 | 31 |
| 7. Эффективная поверхность рассеяния отражателя σ, м$^2$ | ≈6700 ($a_1$= 0.56м) ≈12800 ($a_2$=0.66м) | ≈500($a_1$=0.56м) ≈900($a_2$=0.66м) | ≈11100 | ≈33200 |

*а - длина ребра уголкового отражателя

По сигналам, принятым от АО с включенной линией задержки (см. рис. 2.36б), (представляющим на радиолокационном изображении серию отстоящих друг от друга на τ = 6 мкс, спадающих по амплитуде импульсов) легко определить местоположение АО на фоне любой местности. Наличие на радиолокационном изображении временных (а следовательно и пространственных) реперных точек позволяет также оценить геометрические искажения полученного радиоизображения.

Кроме АО, для контроля характеристик РСА также был использован пассивный ответчик с линией задержки (см. рис. 2.36в). С его помощью осуществлялся предполетный контроль состояния элементов антенной решетки РСА-23. Для этого ответчик поочередно устанавливался на определенном расстоянии от плоскости антенной решетки напротив каждого из вибраторов, а система внутренней калибровки РСА-23 переключала соответствующие пары приемно-передающих каналов. Пассивный ответчик отражал назад каждый излученный передающим каналом импульс в виде серии задержанных линией задержки импульсов. Контроль состояния вибраторов производился по измерению количества задержанных импульсов на выходе приемного устройства.

Результаты тестовых испытаний МРЛК "МАРС", полученные с помощью описанного контрольно-поверочного модуля приведены ниже.

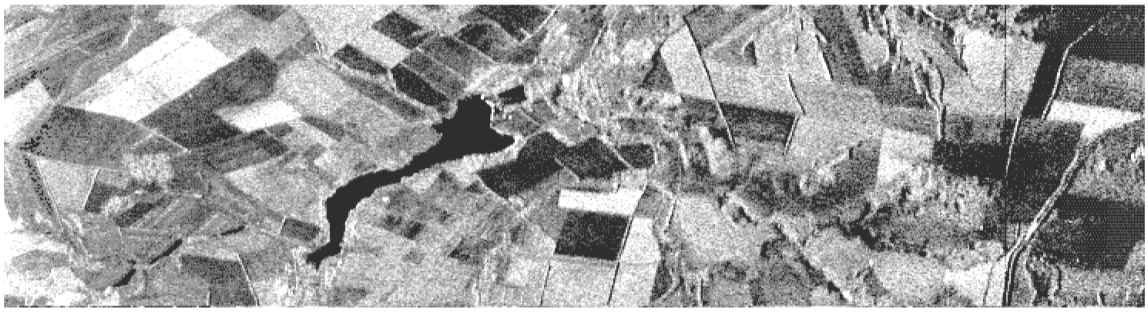
Рис.2.37. Фотография активных ответчиков во время проведения калибровки.

**Результаты тестовых испытаний МРЛК "МАРС"**

В качестве основного калибровочного полигона МРЛК «МАРС» использовались сельскохозяйственные угодья в Харьковской области. Активные и пассивные ответчики (см. табл. 2.10) устанавливались через 100 метров на боронованном поле без растительного покрова, что позволило уверенно их наблюдать на фоне подстилающей поверхности. Измерения ЭПР эталонов проводились под различными углами места путем дискретного смещением трассы полета через каждые 5 километров, что позволило внести окончательные коррекции в алгоритм определения УЭПР и уточнить форму диаграммы направленности антенн.

На рис. 2.38а показано исходное радиолокационное изображение, полученное в реальных условиях с помощью РБО-3. Здесь наблюдаются водоем, леса, сельхозугодия. Ниже (см. рис. 2.38б) представлены изображения тех же участков в виде поля УЭПР. Заметное повышение качества изображения объясняется полным программным устранением всех искажений исходного РЛИ. Каждому пикселю изображения соответствует абсолютное значение УЭПР. При определении описанным методом ЭПР эталонных уголков (см. табл. 2.10) была получена точность измерений не хуже 0,5 дБ при хорошей повторяемости результатов во всем диапазоне углов наблюдения.

а.



б.

-40дБ 10дБ

Рис. 2.38. Необработанное (а) и обработанное (б) РЛИ тестового полигона, полученное с помощью РБО-3 МРЛК "МАРС".

На рис. 2.39а показан увеличенный фрагмент обработанного изображения, представленного на рис. 2.38б, и его вертикальное "Стл.1", (рис. 2.39б) и ,горизонтальное "Стр.1" (рис.2.39в) сечения, приведенные к шкале абсолютных значений УЭПР. Определенные УЭПР вспаханных (1 и 3) и кукурузного (2) полей, хорошо совпадают с известными из литературы [60]. Стрелками обозначены также отклики от эталонных ответчиков 1 и 2, ЭПР которых пронормирована на величину $S_o$.

На рис.2.40 показаны результаты калибровки РСА-23 по активному ответчику с СВЧ линией задержки (см. рис. 2.36б), работающему в режиме ответа на каждый принятый радиолокационный импульс серией спадающих по известному закону импульсов (сформированных линией задержки). Необходимо отметить, что в реальных условиях при установке АО в непосредственной близости от исследуемого объекта (поверхности) часто невозможно найти такой вид подстилающей поверхности, который обеспечил бы соотношение "сигнал АО/фон поверхности", достаточное для корректной оценки $\sigma_{AO}$ ЭПР активного ответчика. Поэтому на практике для дополнительного ослабления влияния фона проводились измерения $\sigma_{AO}$ на взаимно-ортогональных поляризациях (РСА - ВГ или ГВ, АО – ГВ или ВГ, соответственно). На рис. 2.40а приведено РЛИ такого эксперимента. При подлете к зоне действия АО РАС-23 был переключен из режима зондирования

поверхности ВВ (излучение и прием на вертикальной поляризации) в режим ВГ. При этом АО работал на соответствующих ортогональных поляризациях. Сравнение записей амплитуд сигналов в строке РЛИ при работе РСА в режиме ВВ (см. рис. 2.40б) и в режиме ВГ (см. рис. 2.40в) показывает эффективность подавления фона поверхности при выбранном режиме измерений. При этом сравнение закона спадания амплитуд импульсов АО по радиолокационным данным и закона спадания амплитуд на СВЧ линии задержки по данным наземных испытаний (кривая 1 и 2, соответственно, рис.2.40г) дает возможность оценить форму ВАРУ приемника РСА-23.

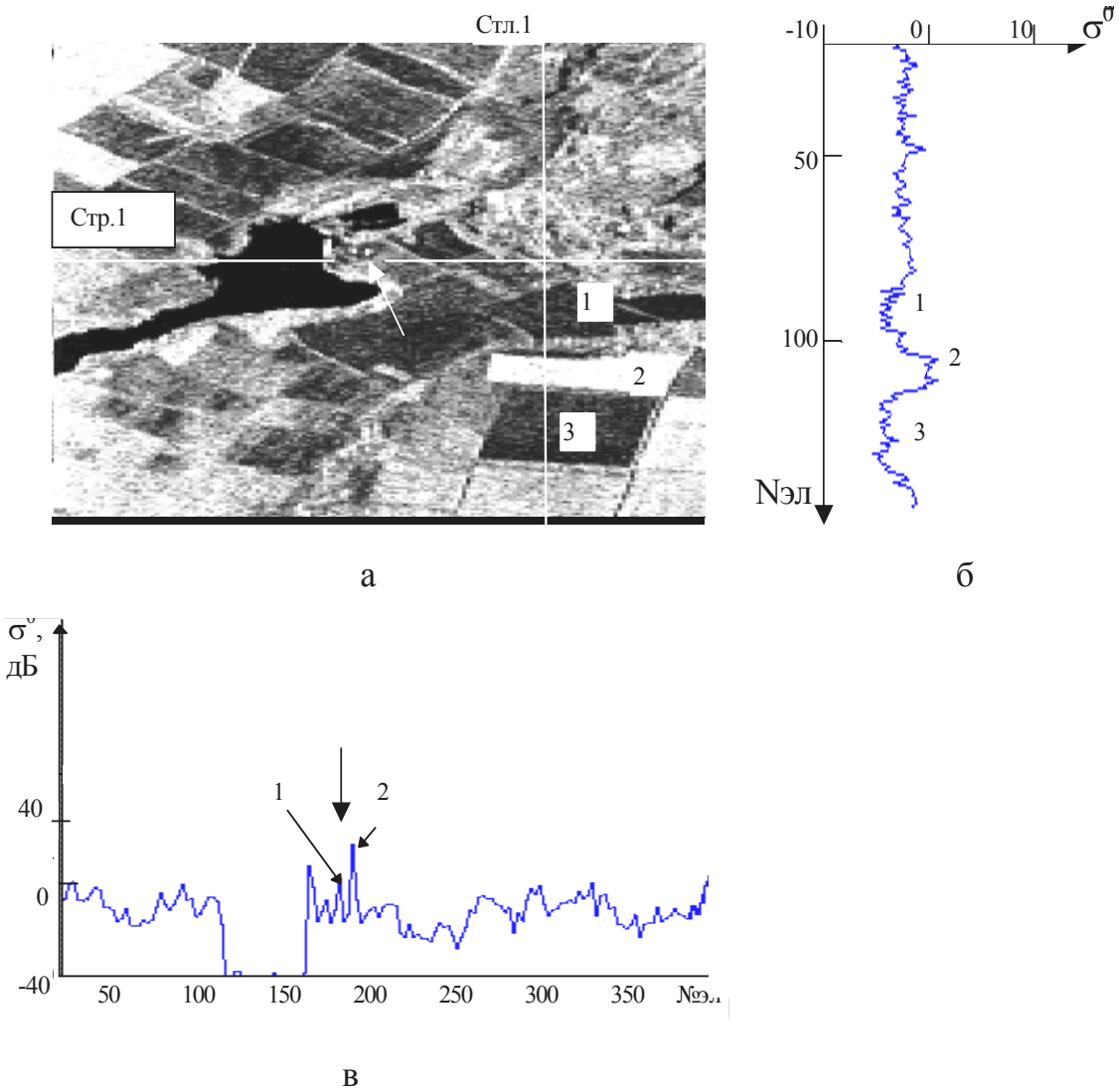



Рис.2.39. Фрагмент радиолокационного изображения тестового полигона (а), вертикальное Стл.1 (б) и горизонтальное сечения Стр.1 (в).

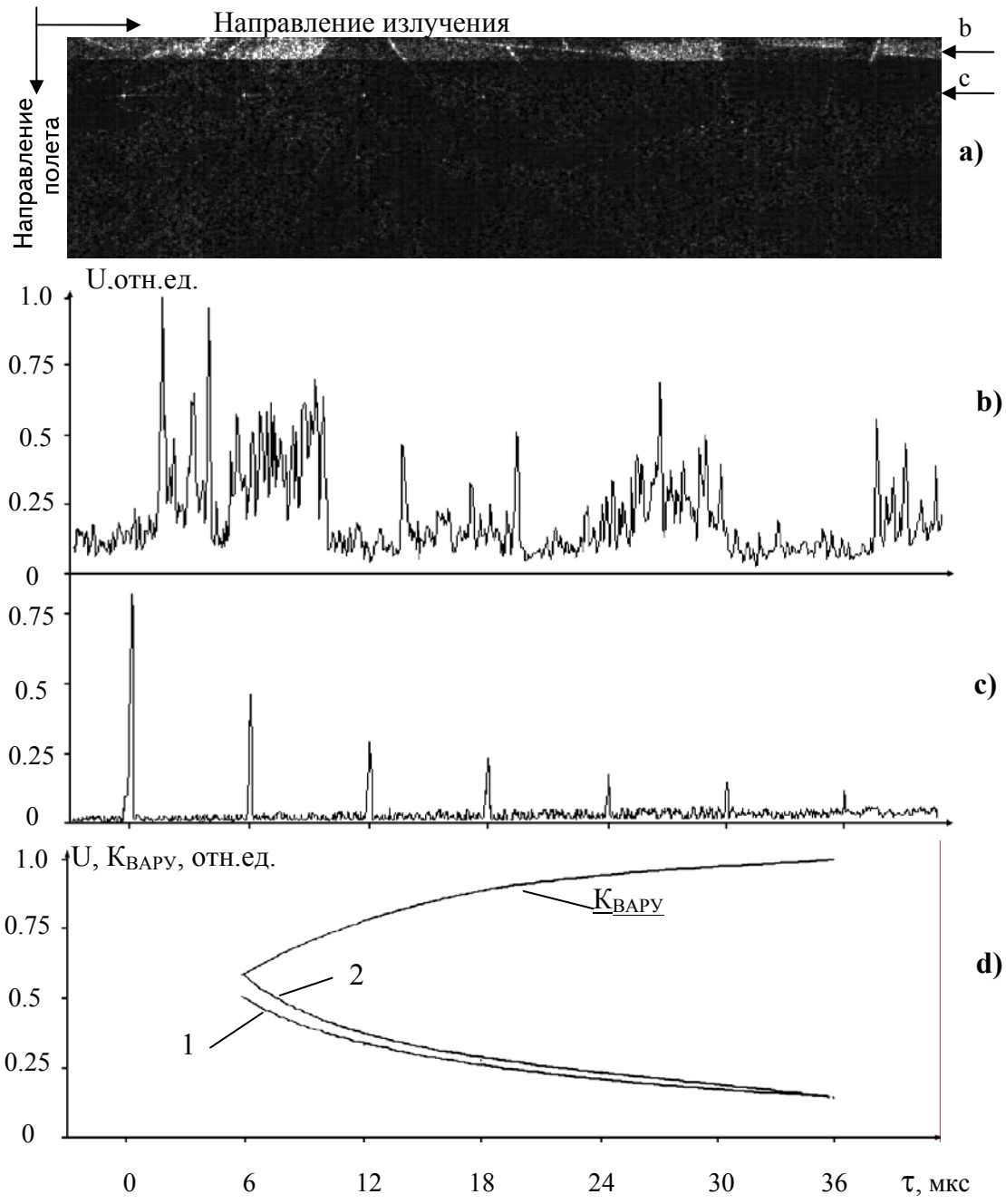



Рис. 2.40. Калибровка по активному ответчику ДМ диапазона, работающему в режиме ответа на каждый принятый радиолокационный импульс серией импульсов, сформированных СВЧ линией задержки. a - фрагмент радиолокационного изображения; b,c - строки радиолокационного изображения по стрелкам b и c, соответственно; d - оценка формы ВАРУ приемника по результатам внешней калибровки, 1- закон спадания амплитуд импульсов АО по радиолокационным данным, 2- закон спадания амплитуд импульсов на выходе СВЧ линии задержки по данным наземных испытаний.

Для проверки метрологических характеристик МРЛК "МАРС" были проведены оценки $\sigma^0$ различных типов поверхностей в режимах съемки с различным интервалом между внешними калибровками. В качестве примера на рис. 2.41 (сплошные кривые) приведены угловые зависимости $\sigma^0=f(\theta)$ для различных видов поверхностей в дециметровом диапазоне, полученные по результатам съемки РСА-23 комплекса “МАРС” вышеупомянутого калибровочного полигона в Харьковской области 27.08.92 (для леса, пашни, воды), а также по результатам ледовой разведки в Северном Ледовитом океане 07.02.90 (для морского однолетнего льда). Там же для сравнения (пунктир) приведены результаты других авторов. Из рис. 2.41 видно, что для леса, пашни, воды и морского однолетнего льда данные эксперимента и литературные данные [66,69,96,174] находятся в пределах точности измерений РСА-23. Следует обратить внимание на кривые 4. Приведенные оценки $\sigma^0$ морского однолетнего льда выполнены по данным внутренней калибровки РСА-23 во время серии полетов из Мурманска к Северному полюсу. А последняя внешняя калибровка проводилась по активным ответчикам еще на полигоне под Харьковом. При этом оказалось, что данные [67], полученные с помощью классического измерителя параметров рассеяния - скаттерометра, достаточно хорошо согласуются с полученными результатами ледовой разведки. Это свидетельствует о достаточно высокой стабильности работы аппаратуры и способности системы внутренней калибровки МРЛК «МАРС» обеспечивать высокую измерительную точность на время, больше длительности одного полета (T > 10 час.).

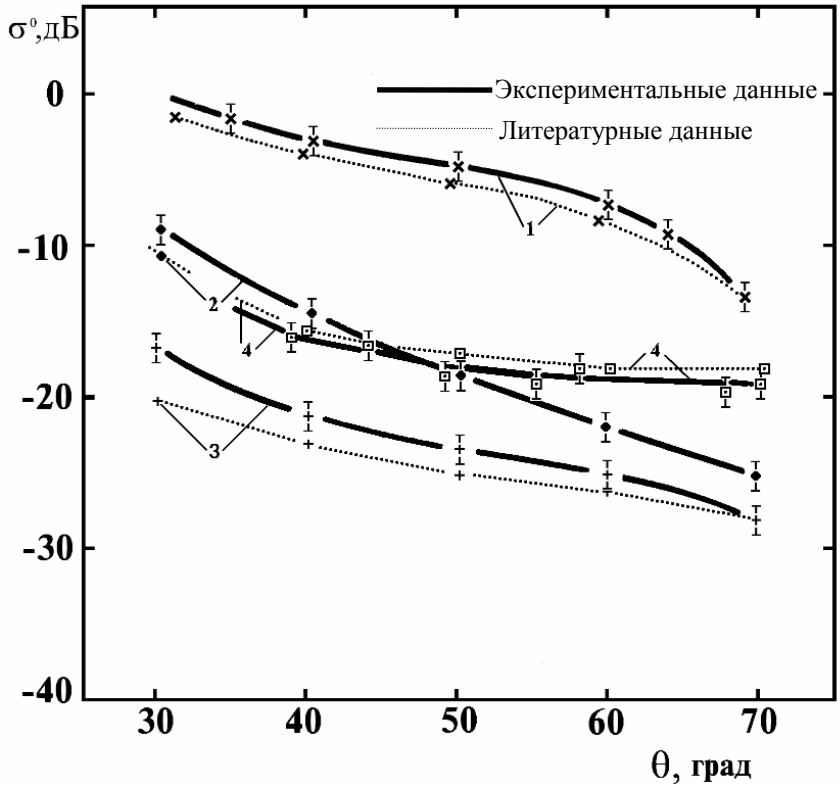



Рис. 2.41. Угловая зависимость $\sigma^0$ для различных видов земной поверхности в дециметровом диапазоне ($\lambda \approx 23$ см), экспериментальные и литературные данные. 1 - лиственный лес, сады (поляризация ГГ, [174]); 2 - пашня (поляризация ГГ, [96]); 3 - пресная вода (поляризация ВВ, [69]), 4 - морской однолетний лед (поляризация ВВ, [66,69]).

## §2.5 **Особенности оперативной бортовой обработки радиолокационной информации РБО ИСЗ типа «Комос-1500» и МРЛК «МАРС»**

Стандартной формой представления выходной информации радиолокационных систем дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) является радиолокационное изображение (РЛИ), которое во многом аналогично оптическим фотоснимкам. Информативность РЛИ на прямую зависит от пространственного и радиометрического разрешения системы ДЗЗ.

Пространственное разрешение радиолокационной системы обеспечивает детальность изображения, которая несет информацию о пространственных характеристиках объектов (форме, площади). В зависимости от назначения радиолокационной системы, яркость и цвет РЛИ несут информацию о характеристиках рассеяния радиоволн объектами (активные системы) или их собственном радиоизлучении (пассивные системы). Количество различимых градаций яркости (цветов) РЛИ определяется радиометрической разрешающей способностью (контрастно-фоновой чувствительностью) радиолокационной системы.

Важной характеристикой РЛИ, от которой зависит информативность системы ДЗЗ, является площадь участка зондируемой поверхности. Она определяется шириной полосы обзора радиолокатора (числом элементов разрешения в строке изображения) и продолжительностью сеанса съемки (числом строк в кадре изображения).

Главной задачей системы обработки сигналов радиолокационного зондирования является улучшение пространственного и радиометрического разрешений методами корреляционной обработки, методами сжатия сигналов и фильтрации исходной радиолокационной информации. В результате такой обработки радиолокационных сигналов повышается информативность выходных данных системы ДЗЗ. Выходные данные трансформируются в РЛИ, которые используются потребителями как исходный материал для тематической обработки (дешифрирования).

В настоящее время широкое развитие приобрели цифровые методы обработки радиолокационных сигналов, имеющие ряд существенных преимуществ перед аналоговыми методами. Цифровая обработка сигналов радиолокационного зондирования в общем случае включает в себя следующие основные функции:

- ввод и подготовка исходных данных дистанционного зондирования, поступающих с выходов приемо-передающей аппаратуры радиолокатора;
- формирование строчно-кадровой структуры РЛИ;
- реализация алгоритмов повышения пространственного разрешения вдоль линии полета летательного аппарата (ЛА) для систем с синтезированной антенной;
- реализация алгоритмов повышения пространственного разрешения перпендикулярно линии полета ЛА для систем со сжатием зондирующего импульса;
- реализация алгоритмов повышения контрастно-фоновой чувствительности;
- обработка калибровочных данных;
- коррекция амплитудных искажений РЛИ;
- коррекция геометрических искажений РЛИ и географическая привязка;
- визуализация и архивирование выходных данных ДЗЗ.

Функция ввода и подготовки данных осуществляется в аналого-цифровом преобразователе (АЦП) и буферном запоминающем устройстве (БЗУ). Здесь аналоговый выходной сигнал приемника радиолокационной станции преобразуется в цифровой сигнал, и запоминается в БЗУ в виде последовательности выборок

сигнала отраженного от подстилающей поверхности. Таким образом, формируется исходная строка элементов будущего РЛИ по координате, перпендикулярной направлению полета космического аппарата (поперек полосы обзора).

Функция формирования строчно-кадровой структуры РЛИ реализуется в БЗУ посредством запоминания последовательности исходных строк, образующих парциальный кадр, который подвергается дальнейшей обработке с целью формирования выходной строки РЛИ.

Процесс формирования выходной информации радиолокационного зондирования разделяется на три основных этапа (рис. 2.42):

1) бортовая обработка исходных радиолокационных сигналов (бортовой сегмент);

2) передача данных ДЗЗ с орбиты на Землю (радиолиния передачи данных);

3) наземная обработка данных и формирование РЛИ (наземный сегмент).

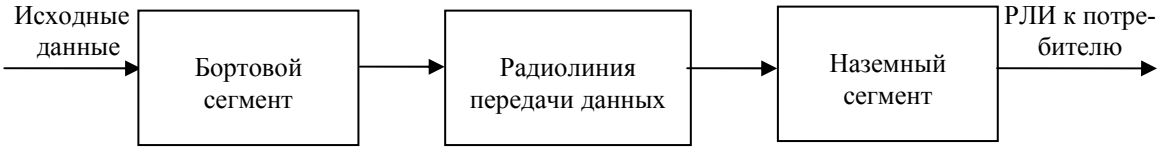



Рис. 2.42. Структурная схема формирования РЛИ.

В зависимости от назначения системы радиолокационного ДЗЗ, скорости поступления и объема сырых данных, технических возможностей обработки и передачи данных, перечисленные выше функции цифровой обработки могут различным образом распределяться между этапами бортовой и наземной обработки.

Например, для задач, требующих оперативного использования данных ДЗЗ широким кругом потребителей, информация должна передаваться по недорогим низкоскоростным радиолиниям в виде РЛИ, подготовленных к тематическому дешифрированию. Основная нагрузка по формированию РЛИ в этом случае возлагается на бортовую обработку данных в реальном масштабе времени. Наземной обработке в этом случае отводятся в основном функции визуализации и архивации данных ДЗЗ. Такое распределение функций обработки применено в радиолокаторе бокового обзора (РБО) ИСЗ серии «Космос-1500», «ОКЕАН», «Сич» и многочастотном авиационном радиолокационном комплексе «МАРС».

При отсутствии технической возможности формирования РЛИ в реальном времени на борту на бортовой сегмент возлагаются функции ввода и подготовки сырых данных к трансляции на Землю по скоростным радиолиниям передачи. Все остальные функции формирования РЛИ переносятся на наземный сегмент. При этом для обеспечения оперативности использования информации ДЗЗ необходимо создание сети наземных пунктов приема и обработки высокоскоростных потоков данных ДЗЗ. В настоящее время такая структура обработки данных применяется для космических радиолокаторов обзора Земли с синтезированием апертуры антенны (РСА) в системах “Seasat”, “Shuttle”, “ERS”, “Radarsat”, “ENVISAT” и др. Эти системы имеют высокое пространственное разрешение, обеспечить которое бортовыми системами обработки нет возможности.

Очевидно, при создании системы обработки данных в радиолокаторах ДЗЗ необходимо в бортовом сегменте реализовывать функции предварительной обработки сигналов, работающие по «жесткому» алгоритму, снижающие суммарный поток данных ДЗЗ и не требующие существенного усложнения бортовой аппаратуры. Тогда наземный сегмент может включать более сложные

аппаратно-программные средства, выполняющие основные функции формирования РЛИ по «гибким» алгоритмам. Такое распределение функциональной нагрузки между бортовым и наземным сегментами позволит:

- минимизировать финансовые затраты на создание систем обработки данных радиофизического зондирования Земли;
- снизить требования к пропускной способности линии передачи данных;
- повысить оперативность получения данных ДЗЗ потребителями.

**Особенности бортовой обработки сигналов РБО ИСЗ серии «Космос-1500» «ОКЕАН», «СИЧ».**

При проектировании РБО ИСЗ «Космос-1500» в начале 80-х годов XX века было решено использовать для трансляции радиолокационных изображений, получаемых этой системой, широко распространенные в то время стандартные радиолинии метрового (стандарта APT) и дециметрового диапазонов, которые применяются для передачи спутниковой оптической информации [171]. Это позволило обеспечить оперативный доступ потребителей, традиционно использующих оптические изображения, к информации РБО ИСЗ «Космос-1500» через широко разветвленную сеть приемных пунктов.

Стандартные линии передачи оперативной спутниковой информации ДЗЗ имеют сравнительно узкие полосы передаваемых частот - 2 кГц в метровой линии (APT стандарт) и 5 кГц в дециметровой (HRPT стандарт). Они согласованы со скоростью передачи оптической информации с таких ИСЗ как NOAA, Метеор и т.п. Необходимость сжатия полосы частот принимаемой радиолокационной информации (в РБО ИСЗ типа «Космос-1500» она составляет ~ 400 кГц), и согласования ее с широко использовавшимся в то время на приемных пунктах фототелеграфным форматом получения изображений, привела к необходимости организации на ИСЗ «Космос-1500» бортовой обработки в реальном времени выходных сигналов радиолокатора бокового обзора.

Кроме того, при проектировании РБО «Космос-1500» было предусмотрено совмещение полос обзора РБО и многоспектрального сканирующего устройства малого разрешения (МСУ-М), а также формирование изображений, получаемых этими приборами, на одном фототелеграфном бланке.

В бортовом блоке обработки сигналов (БОС), структурная схема которого представлена на рис.2.43, производятся следующие основные операции:

- аналоговое напряжение с выхода радиолокатора преобразуется на АЦП в параллельный 6-разрядный двоичный код; в процессе преобразования в цифровой код осуществляется коррекция геометрических искажений при помощи управляющих сигналов, формируемых в синтезаторе;
- в оперативном запоминающем устройстве (ОЗУ) производится накопление сигналов;
- считываемый из ОЗУ цифровой код преобразуется в аналоговое напряжение на цифро-аналоговом преобразователе (ЦАП), в котором осуществляется также коррекция амплитудных искажений;
- на коммутаторе (КОМ) радиолокационное и оптическое изображения объединяются в одну строку для отображения их на одном фототелеграфном бланке.

Сформированное совместное изображение поступает либо непосредственно на линию передачи дециметрового (ДМ) диапазона, либо с помощью амплитудного модулятора (МОД) переносится на поднесущую частоту $F_м$=2,4кГц

для трансляции по линии передачи метрового (М) диапазона. Кроме этого БОС обеспечивает синхронизацию работы радиолокатора импульсами частотой 100 Гц. В совмещенном режиме, когда одновременно работают радиолокатор и МСУ-М, БОС синхронизируется импульсами обратного хода (ИОХ), вырабатываемыми сканирующим устройством МСУ-М. В автономном режиме, когда работает только радиолокатор, ИОХ формируются в БОС; частота их следования составляет 4 Гц.

Рассмотрим некоторые аспекты бортовой обработки радиолокационных сигналов и преобразования их к стандартному фототелеграфному виду.

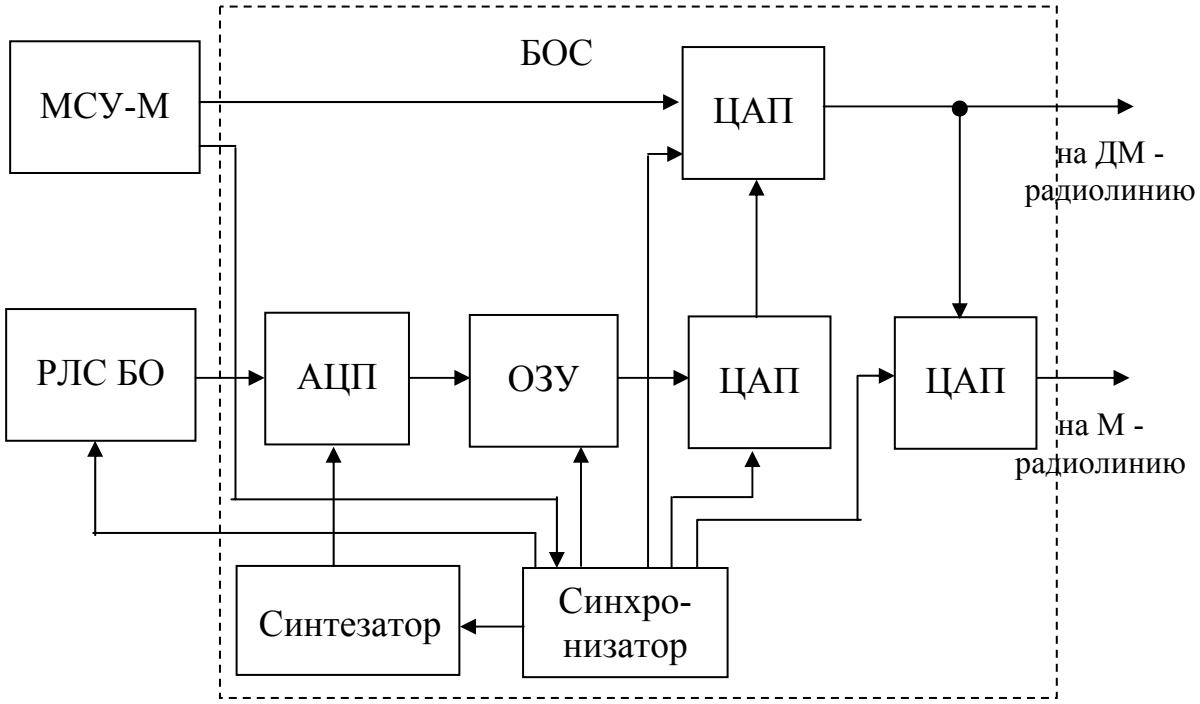



Рис. 2.43. Структурная схема блока обработки сигналов (БОС) РБО ИСЗ «Космос-1500».

**Линеаризация РБО изображения в направлении поперек полета**

При построении радиолокационного изображения земной поверхности одной из координат является наклонная дальность r, однозначно определяемая временем распространения радиосигнала до рассеивающего элемента поверхности и обратно. При обзоре сферической поверхности, имеющей радиус R, из точки, расположенной на высоте H над поверхностью, наклонная дальность r и расстояние от проекции на поверхность точки расположения РБО до рассеивающего элемента поверхности d (тангенциальная дальность) связаны между собой функциональной зависимостью [171]:

$$d = R\arcsin\left\{r/R\left[\sin\left(\arccos\left(\left(r^2 + H(2R+H)\right)/(2r(H+R))\right)\right)\right]\right\}, \qquad (2.21)$$

где $\arccos\left(\left(r^2 + H(2R+H)\right)/(2r(H+R))\right) = \Theta$ - угол облучения поверхности Земли, отсчитываемый от надира.

Очевидно, что для визуального дешифрирования и обработки информации необходимо провести преобразование получаемого снимка в одну из картографических проекций или в прямоугольную систему координат. Поскольку в

то время массовая сеть потребителей не имела в своем распоряжении необходимых вычислительных средств для линеаризации масштаба снимков эту операцию целесообразно было выполнять в БОС на борту ИСЗ.

Нетрудно показать, что с достаточной для решения большинства задач точностью гладкая функция (2.21) может быть аппроксимирована ее кусочно-линейным приближением $d'=f(R, r, H)$ с относительно небольшим числом линейных участков. В блоке обработки сигналов РБО ИСЗ «Космос-1500» линеаризация масштаба изображения осуществляется в процессе последовательной записи строки в цифровой накопитель. При этом полоса обзора РБО (или время опроса отраженного сигнала) разбивается на шесть участков, а на управляющие входы АЦП поступают запускающие стробы, период повторения которых изменяется по закону, определяемому зависимостью $d' = f(R, r, H)$.

В табл. 2.11 приведены данные, характеризующие расстановку элементов на поверхности Земли при высоте полета ИСЗ H=650 км. Расстановку обеспечивает устройство формирования развертки (УФР) БОС.

В табл.2.11 значение Δ, δ определяются как:

$$\Delta = d_{i+1} - d_i\,;\ \delta = 100(\Delta_{нач} - \Delta_{кон})/\ \Delta_{расч}\,, \qquad (2.22)$$

где $d_i$ - тангенциальная дальность i-го элемента поверхности; i – 1,2, ….n-1, n = 570; $\Delta_{расч}$ = 0,8 км – расчетное значение шага расстановки элементов на поверхности Земли.

Таблица 2.11.

Параметры строки изображения, реализуемые устройством формирования развертки.

| Параметр расстановки | Номер участка | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| Начало участка, км | 258 | 293 | 343 | 421 | 512 | 608 |
| Конец участка, км | 293 | 343 | 421 | 512 | 608 | 713 |
| Количество элементов на участке | 44 | 66 | 98 | 110 | 122 | 130 |
| Шаг расстановки элементов в начале участка $\Delta_{нач}$, км | 0,837 | 0,811 | 0,869 | 0,881 | 0,817 | 0,851 |
| в конце участка $\Delta_{кон}$, км | 0,754 | 0,717 | 0,749 | 0,778 | 0,745 | 0,790 |
| Неравномерность шага δ, % | 10,3 | 11,8 | 15 | 13 | 9 | 7,6 |
| Период повторения стробов, мкс | 2,26 | 2,43 | 2,95 | 3,47 | 3,64 | 4,17 |

На рис. 2.44 приведена зависимость шага Δ расстановки элементов на поверхности Земли от порядкового номера строба i. Пунктирной линией показано расчетное значение шага расстановки $\Delta_{расч}$.

Структурная схема УФР приведена на рис. 2.45. Основными элементами УФР являются счетчики (Сч) с изменяемым коэффициентом счета, управляемые через мультиплексоры МИХ сигналами от дешифраторов (Дш), число которых определяется количеством участков кусочно-линейного приближения зависимости (1). Дешифраторы Дш 1 — Дш 6 определяют программу работы счетчика Сч 1 — формирователя частоты повторения стробирующих импульсов, Дш 7 — Дш 12 управляют работой счетчика Сч 2 — формирователя количества стробирующих

импульсов на участках, Дш 13 определяет количество участков. Данные о константах, записанных в дешифраторах, приведены в табл.2.12.

Таблица 2.12.

| № дешифратора | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Значение константы | 13 | 14 | 17 | 20 | 21 | 24 | 44 | 66 | 98 | 110 | 122 | 131 | 7 |

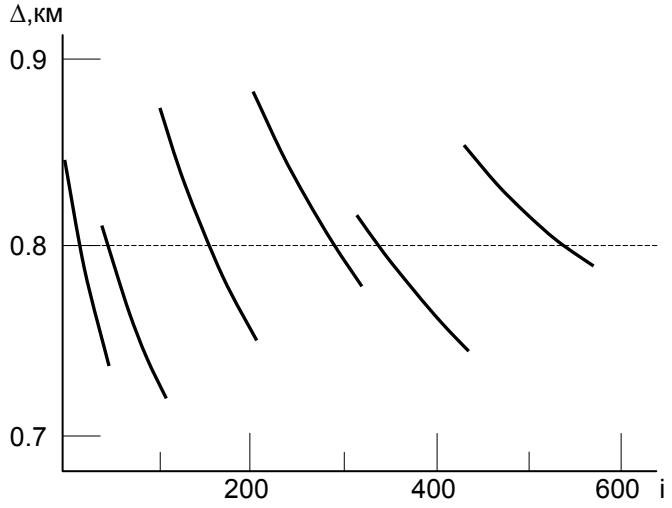



Рис. 2.44. Изменение шага Δ расстановки элементов на поверхности Земли в зависимости от порядкового номера *i* стробирующего импульса. Пунктирная линия — расчетное значение шага расстановки.

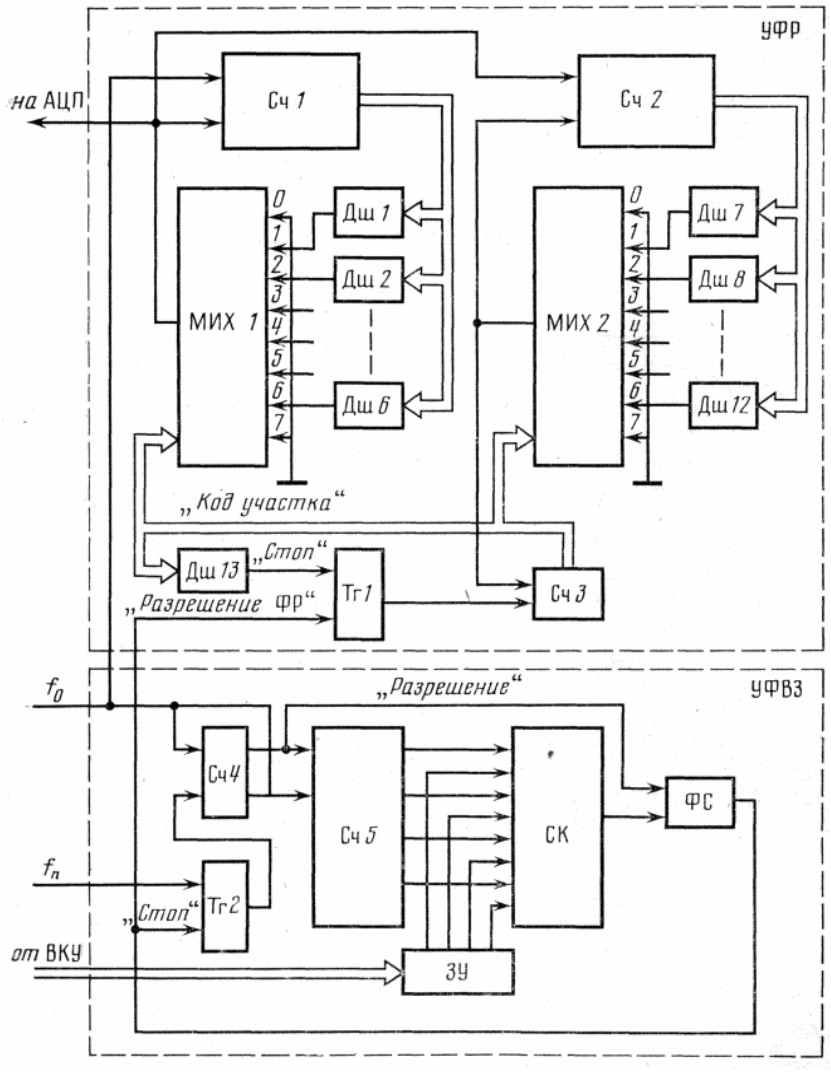



Рис. 2.45. Структурная схема устройства формирования развертки (УФР) и устройства формирования времени задержки (УФВЗ).

В исходном состоянии на управляющие входы мультиплексов МИХ1 и МИХ2 подан код «000», на управляющие входы счетчиков поступают сигналы запрета. С приходом сигнала «разрешение ФР» снимается блокировка со счетчиков Сч1 — Сч3 и управляющие входы счетчиков Сч1, Сч2 подключаются к дешифраторам Дш1 и Дш7 соответственно. При этом начинается формирование стробов первого участка. По окончании формирования последнего импульса участка код управления на выходах Сч3 увеличивается на единицу; при этом мультиплексоры подключают к входам счетчиков Сч1 и Сч2 следующие дешифраторы. После формирования последнего в пачке импульса на информационных выходах Сч3 устанавливается код «111», срабатывает дешифратор Дш13, и формируемый им сигнал «стоп» блокирует работу счетчиков Сч1 — Сч3 (одновременно происходит их обнуление) через триггер управления Тг1 до прихода следующего сигнала «разрешение ФР». Синхронизация работы УФР осуществляется импульсами частотой F=5,76 МГц.

С целью сквозной калибровки приемо-передающего тракта РБО ИСЗ «Космос-1500» часть излучаемой передатчиком СВЧ мощности ответвляется и

через линию задержки поступает на вход приемника. Управление преобразованием значения интенсивности калибровочного сигнала в цифровой код осуществляется стробирующим импульсом, задержанным относительно импульса запуска передатчика на 15,6 мкс.

Цифровой код калибровочного сигнала записывается в первые 30 ячеек ОЗУ. Информация о подстилающей поверхности записывается в следующие 570 ячеек ОЗУ.

**Управление начальной задержкой стробирующих импульсов**

Рассмотрим трансформацию полосы обзора РБО ИСЗ «Космос-1500» в зависимости от высоты ИСЗ.

Наклонная дальность r до рассеивающего элемента поверхности, наблюдаемого под углом θ от надира, определяется соотношением:

$$r = (H + R)\cos\Theta - \sqrt{\left[(H + R)\cos\Theta\right]^2 - H(2R + H)} \qquad (2.23)$$

а расстояние от проекции трассы ИСЗ на поверхность Земли до наблюдаемого элемента поверхности, как следует из (2.21),

$$d = R\arcsin(r\sin\Theta / R) \qquad (2.24)$$

На рис.2.46 показано изменение положения ближней и дальней границ полосы обзора РБО ИСЗ «Космос-1500» (сплошные кривые) при изменении высоты ИСЗ в пределах Н=600 - 700 км с учетом расстановки стробов, описанной выше. Как видно, изменение Н приводит к резкому изменению положения границ зоны обзора. При этом изменяется не только масштаб получаемого изображения, но увеличиваются также перспективные искажения, особенно в ближней к трассе полета части снимка, что недопустимо при оперативной тематической обработке изображений.

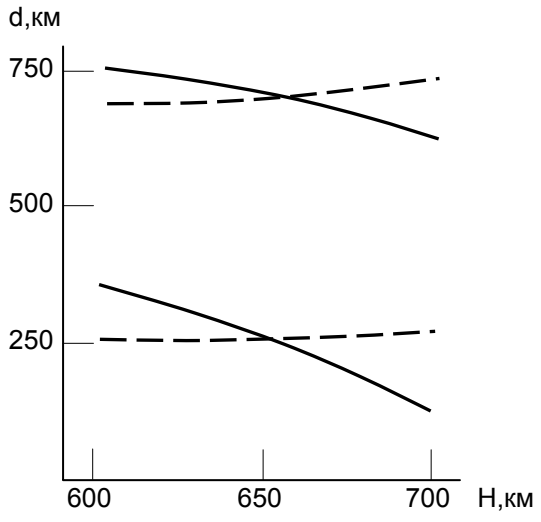



Рис. 2.46. Изменение ближней (нижние кривые) и дальней (верхние кривые) границ *d* полосы обзора РЛС БО ИСЗ «Космос-1500» в зависимости от высоты ИСЗ Н для ситуаций фиксации минимальной величины наклонной дальности $r_0$ до поверхности (сплошные кривые) и углового положения Θо ближней границы полосы обзора.

Эффективным методом стабилизации положения зоны обзора является фиксация не минимальной величины наклонной дальности $r_0$ до поверхности, а углового положения $\theta_0$ ближней границы полосы обзора и длительности пачки стробирующих импульсов. Как показано в [35], неоднородности поверхности океана наиболее контрастно наблюдаются при углах облучения поверхности $\theta_0$>20°. Поэтому в РБО ИСЗ «Космос-1500» начальный угол облучения принят равным $\theta_0$=21,5°. Положение границ зоны обзора, соответствующих указанному способу построения обзора, показано на рис. 2.46 пунктиром. Нетрудно убедиться, что ширина полосы обзора при этом, а, следовательно, и масштаб изображения стабилизируются.

Стабилизация углового положения ближней границы зоны обзора в БОС достигается введением в синтезатор регулируемой задержки начального положения пачки стробов. Управление начальной задержкой осуществляется по командам с Земли на основании прогнозируемой высоты ИСЗ над исследуемым районом Земли.

Устройство формирования времени задержки (УФВЗ) обеспечивает задание в каждом периоде повторения зондирующего импульса интервала времени $\tau_o$, определяющего пространственное положение первого элемента изображения земной поверхности, и изменение этого интервала с заданным шагом $\Delta\tau_o$ по командам, поступающим от внешнего командного устройства (ВКУ) в виде 4-х разрядного двоичного кода.

Структурная схема УФВЗ приведена на рис. 2.45. Основными элементами УФВЗ являются формирователь начальной задержки — счетчик Сч4, формирователь текущей задержки Сч5, схема сравнения кодов (СК) и запоминающее устройство (ЗУ) кода текущей задержки стробов.

В исходном состоянии работа устройства блокируется сигналом, формируемым триггером управления Тг 2. Запуск УФВЗ осуществляется импульсом запуска передатчика, следующего с частотой $F_п$=100 Гц, с приходом которого включается счетчик Сч4. Через 4376 мкс формируется сигнал, разрешающий работу счетчика Сч5 и прохождение сигнала от схемы сравнения кодов на формирователь сигнала (ФС) «разрешение ФР». Коэффициент деления счетчика Сч5 выбран таким образом, что изменение кода на его информационных выходах происходит с периодом 44,2 мкс. При совпадении выходного кода счетчика Сч5 с кодом, хранящимся в ЗУ, на выходе УФВЗ формируется сигнал «разрешение ФР».

Начальная задержка $\tau_o$ = 4376 мкс соответствует наклонной дальности до точки поверхности, наблюдаемой под углом $\theta_0$=21,5° при высоте ИСЗ H=606 км. Шаг изменения задержки $\Delta\tau_o$ = 44,2 мкс обеспечивает изменение наклонной дальности до ближней границы полосы обзора при увеличении высоты на величину ΔH=6км.

В табл. 2.13 приведены рассчитанные по формулам (2.22), (2.23) значения наклонной дальности $r_o$ и тангенциальной дальности $d_0$, для которых выполняется условие $\theta_0$=21,5°, при различных высотах H носителя, а также соответствующие величины задержки $\tau_o$ первого информационного строба.

Как видно из приведенных данных, УФВЗ позволяет стабилизировать начальный угол обзора $\theta_0$=21,5° при изменении высоты ИСЗ в пределах H=606 - 697 км; при этом тангенциальная дальность $d_0$ до ближней границы полосы обзора РЛС БО изменяется от 240 до 277 км.

Таблица 2.13

Расчетные параметры дальности и задержки эхо-сигналов для РЛСБО ИСЗ «Космос-1500»

| № шага | Код ВКУ | $\tau_o$, мкс | $r_o$, км | H, км | $d_o$, км |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 0 | 0000 | 4376,0 | 656,4 | 606,2 | 240,6 |
| 1 | 0001 | 4420,2 | 663,0 | 612,3 | 243,0 |
| 2 | 0010 | 4464,4 | 669,7 | 618,3 | 245,5 |
| 3 | 0011 | 4508,6 | 676,3 | 624,4 | 247,9 |
| 4 | 0100 | 4552,8 | 682,9 | 630,5 | 250,4 |
| 5 | 0101 | 4597,0 | 689,6 | 636,6 | 252,8 |
| 6 | 0110 | 4611,2 | 696,2 | 642,6 | 255,2 |
| 7 | 0111 | 4685,4 | 702,8 | 648,7 | 257,7 |
| 8 | 1000 | 4729,6 | 709,4 | 654,8 | 260,1 |
| 9 | 1001 | 4773,8 | 716,1 | 660,8 | 262,5 |
| 10 | 1010 | 4818,0 | 722,7 | 666,9 | 265,0 |
| 11 | 1011 | 4862,2 | 729,3 | 673,0 | 267,4 |
| 12 | 1100 | 4906,4 | 736,0 | 679,0 | 269,8 |
| 13 | 1101 | 4950,6 | 742,6 | 685,1 | 272,2 |
| 14 | 1110 | 4994,8 | 749,2 | 691,2 | 274,7 |
| 15 | 1111 | 5039,0 | 755,9 | 697,2 | 277,1 |

**Фильтрация сигналов**

Как показано выше, в РБО типа ИСЗ «Космос-1500» используется электронное формирование элемента изображения в направлении поперек полосы обзора путем стробирования отраженного сигнала. При этом скорость поступления информации существенно превышает принятую в фототелеграфии, что позволило осуществить накопление радиолокационных сигналов и, таким образом, улучшить наблюдаемость характерных элементов зондируемой поверхности.

Для повышения вероятности обнаружения протяженных малоконтрастных неоднородностей земной поверхности используется, как правило, низкочастотная фильтрация отраженных сигналов, позволяющая снизить дисперсию интерференционных шумов, обусловленных флуктуациями фазы рассеянных сигналов в результате движения зондирующего комплекса относительно исследуемой поверхности. Действительно, дисперсия сигнала $D_r$ на выходе фильтра определяется как

$$D_r = \int_0^{F_b} S(F)dF \qquad (2.25)$$

где $F_b$ – частота среза низкочастотного фильтра; $S(F)$ – спектр сигнала на входе фильтра.

Очевидно, что для сканирующих систем (или систем бокового обзора) фильтрация должна производиться в каждом элементе разрешения независимо от способа развертки (сканирования) вдоль строки. Для реализации поэлементной фильтрации возможно использование различных методов. В блоке обработки сигналов РБО ИСЗ «Космос-1500» применяется ОЗУ совместно с арифметическим устройством — сумматором, обеспечивающие поэлементное накопление N реализаций

принимаемого сигнала, что позволяет снизить дисперсию флуктуации на 10lgN дБ. Увеличение значения N с уменьшением дисперсии флуктуации приводит, однако, к ухудшению разрешающей способности системы в направлении полета. В [175] получено выражение для оптимального числа накапливаемых реализаций $N_0$, при котором количество информации в единицу времени будет максимальным:

$$N_0 = 1 + \delta_a f_П / V, \qquad (2.26)$$

где $\delta_a$ – разрешение радиолокатора в направлении полета;

$f_П$ – частота повторения зондирующих импульсов;

V – скорость перемещения РБО.

В блоке обработки РБО выбрано значение N=8, что обеспечивает снижение дисперсии флуктуации на 9 дБ. При аппроксимации диаграммы направленности антенны РБО прямоугольником ухудшении разрешающей способности в середине полосы обзора составит 25% для высоты носителя H=650 км.

**Структура выходных сигналов БОС.**

После накопления восьми реализаций радиолокационных сигналов, рассеянных земной поверхностью, в ОЗУ хранится информация одной строки радиоизображения, для формирования которого в БОС предусмотрено три режима считывания информации и передачи ее по радиолиниям.

В первом режиме, после прихода из МСУ-М в БОС импульса обратного хода, начинается считывание радиолокационной информации из ОЗУ с частотой 12,8 кГц. Эта информация через ЦАП, где она преобразуется в аналоговый сигнал, поступает на коммутатор, который транслирует ее далее на ДМ-линию передачи, либо через модулятор на М-линию передачи (см. рис. 2.43). По окончании считывания радиолокационных сигналов из ОЗУ к коммутатору подключается оптическая информация, поступающая из МСУ-М. После прихода следующего ИОХ цикл повторяется. Таким образом формируется совмещенное радиолокационное и оптическое изображение в одном кадре. В этом режиме информация РБО передается в течение 46,9 мс (включая время передачи калибровочного клина), а оптическая информация — 84,7 мс.

Во втором и третьем режимах передается лишь радиолокационная информация. При этом во втором режиме время считывания информации из ОЗУ составляет 93,8 мс с частотой 6,4 кГц, а в третьем — 156,2 мс с частотой 3,84 кГц. Эти режимы введены в БОС с целью обеспечения большей информативности радиолокационных изображений, транслируемых по метровой линии передачи.

**Радиометрическая коррекция изображений РБО в полосе обзора**

При работе радиолокационных систем интенсивность принимаемого сигнала $P_{пр}$ изменяется в зависимости от дальности до объекта:

$$P_{пр.} \approx r^{-3}\sigma^0(\Theta) \qquad (2.27)$$

где $\sigma^0(\Theta)$—удельная эффективная площадь рассеяния, зависящая от угла облучения поверхности Θ, причем с увеличением Θ значение $\sigma^0$ уменьшается.

Учитывая малую величину изменения наклонной дальности в РБО ИСЗ «Космос-1500», представляется возможным заменить нелинейную коррекцию линейной. В блоке обработки сигналов РБО предусмотрено несколько режимов изменения коэффициента передачи от начала к концу строки: $K_1$=1,7; $K_2$=4,5; $K_3$=6,8, причем начальный коэффициент передачи $K_0$=1 установлен независимо от используемого коэффициента коррекции.

Коэффициент коррекции $K_1$ компенсирует изменение $P_{пр}$ с увеличением наклонной дальности в пределах полосы обзора, а коэффициенты $K_2$ и $K_3$ могут частично компенсировать также и зависимость $\sigma^0(\Theta)$. В рассматриваемом блоке обработки сигналов в отличие от используемых в радиолокации систем временной автоматической регулировки усиления, изменяющих коэффициент передачи тракта промежуточной частоты, корректирующее устройство размещено в тракте формирования выходного информационного сигнала (подключено к выходу информационного ЦАП), что существенно снизило требования к быстродействию элементов его схемы. Корректирующее устройство осуществляет перемножение аналогового выходного сигнала ЦАП $x(t)$ на весовую функцию вида $y(t)=K_0+K_i(t)$, причем функция $y(t)$ формируется цифровым способом, что исключает необходимость переключения времязадающих цепей при изменении скорости (режима) считывания информации, т. е. упрощает реализацию устройства и повышает точность коррекции.

Структурная схема корректирующего устройства приведена на рис. 2.47. Основным элементом корректирующего устройства, осуществляющим операцию перемножения, является делитель с переменным коэффициентом деления, выполненный на основе резистивной матрицы R—2R. Разрядные резисторы матрицы подключаются коммутирующим устройством КУ1 в отличие от традиционных схем ЦАП не к источнику стабилизированного напряжения, а к выходной шине информационного ЦАП, т. е. на входы матрицы подается выходной информационный сигнал.

Изменение коэффициента передачи тракта обработки сигнала РБО достигается за счет синхронного со считыванием информации из ОЗУ изменения коэффициента деления матрицы, осуществляемого коммутацией ее разрядов. При длине информационной строки n элементов величина коэффициента коррекции определяется соотношением

$$K=(\mu+n)/\mu, \qquad (2.28)$$

где $\mu$ — константа, определяющая величину коэффициента передачи матрицы в начале строки.

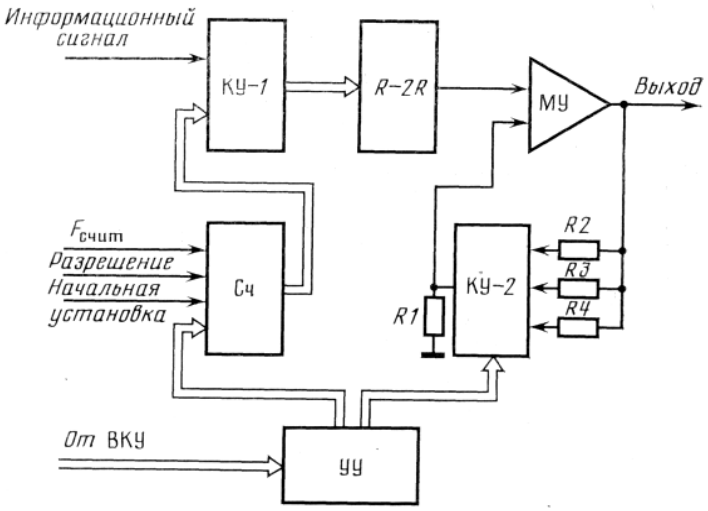



Рис. 2.47. Структурная схема корректирующего устройства.

Приведем значения констант μ необходимые для получения требуемых коэффициентов коррекции при п=570:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Коэффициент коррекции | $K_1$=1,7 | $K_2$=4,5 | $K_3$=6,8 |
| Значение константы | 814 | 163 | 98 |

Управляющие сигналы, поступающие от ВКУ, подготавливают корректирующее устройство к работе с выбранным коэффициентом коррекции. При этом устройство управления (УУ) формирует потенциальный двоичный код константы μ соответствующей необходимому коэффициенту коррекции. С получением сигнала начальной установки код константы μ записывается в счетчик Сч, управляющий работой коммутирующего устройства КУ1, формируя начальный коэффициент передачи корректирующего устройства. Далее, с приходом сигнала «разрешение», счетчик Сч начинает формировать весовую функцию $y(t)$, соответствующую выбранному режиму коррекции, путем счета количества импульсов сигнала $F_{счит}$, т. е. счета количества считываемых элементов информационного сигнала. По окончании считывания сигналов последнего информационного элемента сигналом «начальная установка» счетчик Сч (и вся схема корректирующего устройства) подготавливается к считыванию информации в следующей строке.

Изменение коэффициента усиления масштабирующего усилителя (МУ), осуществляемое за счет переключения коммутирующим устройством КУ2 резисторов R2— R4 в цепи обратной связи, обратно изменению коэффициента передачи матрицы R—2R. Это обеспечивает получение единичного сквозного коэффициента передачи тракта формирования информационного сигнала в начале строки во всех режимах коррекции.

**Особенности бортовой обработки РБО ИСЗ “СИЧ-1М”**

Как уже отмечалось выше, основными параметрами РЛИ радиолокатора бокового обзора являются ширина полосы обзора, количество элементов пространственного разложения, дисперсия флуктуаций и динамический диапазон яркости. Для блока обработки сигналов РБО ИСЗ "Космос-1500" эти параметры являлись оптимальными исходя из быстродействия, энергопотребления и весогабаритных характеристик вычислительной техники существовавшей на момент создания аппаратуры.

Современный уровень развития аппаратных и программных средств вычислительной техники позволил значительно улучшить информационные параметры РЛИ РБО размещенного на борту КА “Сич-1М” за счет некоторого усложнения алгоритма бортовой обработки сигналов и более полного использования существующих потенциальных возможностей приемо-передающей аппаратуры.

Более чем 20-тилетний опыт наземной тематической обработки РЛИ РБО позволил выявить ряд недостатков выходной информации БОС РБО ИСЗ типа "Космос-1500", усложняющих процедуру определения значений ЭПР подстилающей поверхности и географическую привязку РЛИ.

При разработке РБО КА “Сич-1м” была осуществлена модернизация аппаратуры БОС с целью устранения этих недостатков и повышения качества выходной информации.

В результате доработки в БОС введены следующие дополнительные режимы формирования РЛИ:

- режим усовершенствованного алгоритма обработки сигналов и формирования РЛИ для сброса данных на Землю по двум цифровым радиолиниям

передачи (радиолиния 8,2 ГГц, радиолиния 1,7 ГГц) и параллельного сброса данных по аналоговой радиолинии передачи (радиолиния стандарта АРТ, 137 МГц). В этом режиме по цифровым радиолиниям передаются РЛИ РБО с расширенной полосой обзора, расширенным диапазоном яркости и повышенной детализацией. По аналоговой радиолинии передаются РЛИ РБО с расширенной полосой обзора, расширенным диапазоном яркости и детализацией, существовавшей в старом образце РФА;

- режим обработки сигналов и формирования РЛИ отличающийся параллельным сбросом данных по аналоговой радиолинии передачи 137 МГц с использованием метода трансформации временных интервалов. В этом режиме передача РЛИ РБО по аналоговой радиолинии осуществляется через буферное запоминающее устройство, позволяющее трансформировать четырехстрочный режим выдачи РЛИ в двухстрочный с сохранением пространственного разрешения РЛИ поперек полосы обзора;

В результате доработки БОС КА “Сич-1м” также сохранены без изменения все существовавшие до настоящего времени режимы формирования и передачи на Землю данных дистанционного зондирования радиофизической аппаратуры (РФА) ИСЗ «Космос», «ОКЕАН», «СИЧ».

**Параметры РЛИ, подвергшиеся изменению**

В результате модернизации аппаратуры бортовой обработки сигналов в дополнительных режимах изменению подверглись следующие параметры РЛИ:

- ширина полосы обзора РБО увеличилась с 450 км до 750 км с увеличением числа обрабатываемых отсчетов в строке поперек полосы обзора до 1200;
- детализация РЛИ увеличена за счет увеличения частоты стробов аналого-цифрового преобразователя (АЦП) и частоты строк РЛИ до 8 Гц;
- входной динамический диапазон БОС увеличен с 36 дБ до 48 дБ за счет увеличения разрядности АЦП и процессора;
- число накапливаемых отсчетов отраженного сигнала увеличено с 8 до 12 для цифровых радиолиний, и до 48 для аналоговой радиолинии.

Кроме того, в этих режимах неравномерная расстановка стробов АЦП по наклонной дальности заменена на равномерную (исключена коррекция геометрических искажений на борту) и исключена амплитудная коррекция яркости РЛИ поперек полосы обзора. Эти процедуры формирования РЛИ перенесены на наземный сегмент обработки.

**Особенности аналого-цифрового преобразования принятого радиолокационного сигнала**

Для увеличения входного динамического диапазона блока обработки сигналов увеличена разрядность аналого-цифрового преобразователя с 6-ти двоичных разрядов до 10-и. Это увеличивает входной динамический диапазон канала обработки данных РБО с 36 дБ до 60 дБ, что при отсутствии АРУ в приемном тракте РБО позволит минимизировать шум квантования и шум ограничения АЦП. В дополнительных режимах линеаризация масштаба РЛИ поперёк полета из бортового сегмента обработки перенесена на наземный сегмент. Исходя из этого, в аппаратуре бортовой обработки изменена расстановка стробов АЦП по дальности с неравномерной на равномерную. Этим исключаются геометрические искажения РЛИ, вносимые существующей аппаратурой бортовой обработки РБО, оперативная коррекция которых на Земле весьма трудоемка, особенно на стандартных малогабаритных приемных станциях АРТ канала. Для

обеспечения полосы обзора порядка 750 км необходимое число точек (стробов АЦП) в строке по дальности составляет 1200.

В табл. 2.14 приведены данные геометрии обзора в дополнительном режиме с учетом кривизны поверхности Земли для высоты 650 км.

Расчет шага дискретизации РЛИ поперек полета $L_x$ в зависимости от угла падения θ выполнен по формуле: $L_x=0,5*C*T_{АЦП} / \sin\theta$, где $C = 3*10^8$ (м) - скорость света; θ - угол падения радиоволны с учетом кривизны Земли; $T_{АЦП} = 2,7$ (мкс) - период следования стробов АЦП.

Известно, что нестабильность по времени задержки запуска передатчика РБО относительно запускающего импульса, а так же неточность установки калибровочного строба в максимум амплитуды калибровочного импульса вызывает увеличение погрешности определения абсолютных значений ЭПР зондируемых объектов из-за флуктуаций калибровочного сигнала РБО. Для того, чтобы исключить амплитудные искажения калибровочного сигнала, обусловленные "плаванием" калибровочного строба АЦП в пределах длительности калибровочного импульса, и полностью описать форму калибровочного сигнала РБО для его оцифровки использованы 8-мь калибровочных стробов следующих с частотой 1МГц.

Таблица 2.14.

| Параметр | Значение параметра |
|---|---|
| Число точек в строке РЛИ | 1200 |
| Полоса обзора, км | 750 |
| Начальный угол визирования, град | 20 |
| Конечный угол визирования, град | 53,6 |
| Минимальная наклонная дальность, км | 697 |
| Максимальная наклонная дальность, км | 1225 |
| Шаг дискретизации РЛИ поперек полета на ближнем краю полосы обзора, м | 1282 |
| Шаг дискретизации РЛИ поперек полета на дальнем краю полосы обзора, м | 548 |
| Угол падения на ближнем краю полосы обзора, град. | 22 |
| Угол падения на дальнем краю полосы обзора, град. | 63,5 |

Кроме оцифровки калибровочного сигнала и сигнала, отраженного от подстилающей поверхности, для увеличения точности определения малых значений ЭПР проводится оцифровка шумов приемника. Для этого используются 8 дополнительных стробов АЦП расположенных по времени задержки относительно зондирующего импульса в интервале, где отсутствует отраженный от Земли сигнал и паразитные «пролазы» зондирующего и калибровочного сигналов передатчика.

**Особенности накопления сигналов в дополнительных режимах.**

Как отмечалось выше, для увеличения контрастно-фоновой чувствительности РБО в старом варианте БОС был применен метод накопления отраженных от зондируемой поверхности сигналов. Накопление проводилось скачущим окном шириной 8 зондирующих импульсов со смешением окна на 25 импульсов. При этом большая часть зондирующих импульсов пропускались и не

участвовали в накоплении, что вело к неполному использованию энергии передатчика РБО. Кроме того, при таком накоплении терялась дополнительная возможность повышения контрастно фоновой чувствительности, и возникали дополнительные шумы квантования из-за некорректного описания выходного сигнала БОС.

Оптимальная ширина накапливающего окна $N_o$ по критерию повышения контрастно-фоновой чувствительности и минимизации ухудшения пространственного разрешения определяется выражением (2.26). При этом $\delta_a$ – разрешение РБО вдоль полета (1600 и 2850 метров соответственно на ближнем и дальнем краях полосы обзора); $F_п$ – частота зондирующих импульсов (100 Гц); $V_н$ – скорость носителя (6800 м/сек).

Оценка оптимальной ширины накапливающего окна для РБО составляет 24 и 43 отсчета соответственно на ближнем и дальнем краях полосы обзора.

Для корректного описания выходного сигнала БОС дискретами РЛИ в направлении полета выбран шаг дискретизации РЛИ равный половине элемента диаграммного разрешения вдоль линии пути. При этом частота строк РЛИ рассчитанная по формуле $F_{стр} = 2V_н/\delta_y$ составит 8,5 Гц.

Известно, что обработка сигналов с помощью весовых окон позволяет существенно улучшить характеристики цифровых фильтров. Применение весового (неравномерного) окна в процедуре накопления сигналов по сравнению с прямоугольным (равномерным) приводит к расширению полосы низкочастотного фильтра и снижению уровня боковых лепестков. Расширение полосы пропускания фильтра увеличивает дисперсию флуктуаций сигнала на выходе БОС, а снижение уровня боковых лепестков ведет к снижению шумов дискретизации РЛИ. Окно Хэмминга является оптимальным по критерию расширения полосы фильтра (≅1,3 раза относительно прямоугольного окна) и снижения уровня боковых лепестков (-43 дБ относительно максимума АЧХ).

Исходя из приведенных выше оценок с учетом кратности частот зондирующих импульсов передатчика и частот дискретизации РЛИ, применения весового окна в накопителе, а также существующей для РФА структурой протоколов обмена данными с радиолиниями были выбраны следующие параметры аппаратуры:

- частота зондирующих импульсов $F_п$ = 96 Гц;
- частота строк на выходе накопителя $F_{стр\ цифр}$=8 Гц для цифровых радиолиний;
- частота строк на выходе накопителя $F_{стр\ ан}$ = 4 Гц для аналоговой радиолинии;
- ширина окна накопителя $N_{o\ цифр}$ = 16 отсчетов для цифровых радиолиний;
- ширина окна накопителя $N_{o\ ан}$ = 32 отсчета для аналоговой радиолинии.

Структурно алгоритм накопления радиолокационных сигналов вдоль полета в дополнительных режимах разбит на три модуля:

- модуль основного накопителя (МОН), формирующий РЛИ цифровой радиолинии;
- модуль первого дополнительного накопителя (МДН1), формирующий РЛИ для передачи по аналоговой радиолинии с частотой строк 2 Гц;
- модуль второго дополнительного накопителя (МДН2), формирующий РЛИ для передачи по аналоговой радиолинии с частотой строк 4 Гц.

В МОН накопление (фильтрацию) сигналов РБО вдоль линии полета выполняется скользящим взвешенным окном. При этом ширина накапливающего окна составляет 16 строк (зондирующих импульсов), а смещение окна 12 строк.

Заданное смещение окна обеспечивает частоту следования выходных строк накопителя равную 8 Гц. Вид весовой функции окна – функция Хемминга (приподнятый косинус). Ширина окна Хемминга размером 16 строки эквивалентна ширине равномерного окна размер, которого равен 12 строк.

Операцию фильтрации вдоль линии полета в МОН выполняется для 1200 отсчетов отраженного сигнала. Данные с выхода МОН поступают в МДН1 и на входы цифровых радиолиний.

Отсчеты калибровочного сигнала и отсчеты шума приемника обрабатываются в МОН параллельно с отсчетами отраженного от поверхности Земли сигнала по общему алгоритму.

После обработки в МОН радиолокационные данные нормируются и в 8-ми битном формате направляются в модуль подготовки данных цифровой радиолинии.

Обработка РЛИ в МДН1 выполняется с целью снижения выходного потока данных БОС. Для этого в МДН1 выполняется поэлементное суммирование двух соседних строк РЛИ, полученных на выходе МОН, и уменьшение частоты строк с 8 Гц до 4 Гц. Число элементов в строке при этом остается по-прежнему 1200.

Отсчеты калибровочного сигнала и отсчеты шума приемника обрабатываются в МДН1 параллельно с отсчетами отраженного от поверхности Земли сигнала по общему алгоритму.

Данные с выхода МДН1 поступают в МДН2 и на вход буферного запоминающего устройства для передачи по аналоговой радиолинии в двухстрочном режиме.

Дальнейшая обработки РЛИ в МДН2 снижает поток данных на выходе БОС до необходимого при передаче по аналоговой радиолинии в четырехстрочном режиме. Снижение потока обеспечивается дополнительным суммированием двух соседних отсчетов РЛИ по дальности с уменьшением числа отсчетов в строке с 1200 до 600 методом прореживания. Отсчеты калибровки фильтрации и сжатию по дальности в МДН2 не подвергаются.

С выхода МДН2 данные поступают на вход радиолинии для непосредственной передачи на Землю либо направляются в долговременное запоминающее устройство для хранения и последующего сброса на наземные пункты приема информации.

**Пространственное разрешение РЛИ в дополнительных режимах**

Рассмотрим влияние накопления сигналов в БОС на разрешающую способность РБО в дополнительных режимах.

Оценку влияния накопления на пространственное разрешение РБО вдоль линии полета проведем методом моделирования откликов одиночной точечной цели (уголкового отражателя) до и после обработки сигналов в БОС.

При пролете одиночной точечной цели, расположенной на слабо отражающей поверхности, отклик цели на выходе амплитудного детектора РБО однозначно опишет форм ДН антенны по напряжению в квадрате. С достаточной точностью на фиксированном промежутке времени этот отклик можно аппроксимировать выражением:

$$G(i) = (\sin(2(i-N/2)/n) / (2(i-N/2)/n))^2, \qquad (2.29)$$

где $i = 1,2,3....$ N - номер зондирующего импульса передатчика РБО; N - общее число зондирующих импульсов на интервале наблюдения (нечетное); n - ширина ДН в азимутальной плоскости по уровню 0,707, выраженная количеством

зондирующих импульсов излучаемых РБО за время пролета расстояния равного ширине ДН.

Выходной сигнал Y(i) после процедуры накопления вдоль линии пути в МОН описывает выражение:

$$Y(i) = K \sum_{j=1}^{Nок} A_j \; G(i+j), \qquad (2.30)$$

где $A_j$ - весовые коэффициенты функции окна;
j - номер весового коэффициента в окне;
$N_{ок}$ - число накапливаемых отсчетов в окне ($N_{ок} = 16$);
K - нормировочный коэффициент.

Весовые коэффициенты окна Хемминга рассчитаны по формуле:

$$A_j = 0{,}54+0{,}46\cos(2\pi(j-N_{ок}/2)/N_{ок}),$$

При зондировании с высоты 650 км подспутниковая точка на земной поверхности за время между соседними зондирующими импульсами РБО переместится на 70 метров. Для радиолокационной ширины ДН антенны 0.0023 рад по уровню половинной мощности размер зондируемой площадки вдоль полета составит 1603 метра на ближнем краю полосы обзора, 2246 метров в середине полосы обзора и 2889 метров на дальнем краю. Размер пятна ДН на поверхности Земли выраженный числом отсчетов (зондирующих импульсов) вдоль линии полета n соответственно составит 23, 32 и 41.

На рис. 2.48 показаны нормированные по амплитуде отклики сигналов на входе БОС (1), на выходе МОН (2) и на выходе МДН1 (3) в зависимости от номера зондирующего импульса i, рассчитанные по вышеприведенным формулам для ближнего края полосы обзора (n=23). Кривая 1 описывает форму радиолокационной ДН антенны до процедуры накопления сигналов в БОС. Кривая 2 демонстрирует изменение формы ДН в результате прохождения сигналов через низкочастотный фильтр образованный скользящим весовым окном размером 16 отсчетов (обработка в МОН). Кривая 3 - результат дополнительного скользящего усреднения двух отсчетов взятых после фильтрации весовым окном и разнесенных на интервал равный 12-ти отсчетам друг относительно друга (обработка в МДН1).

Анализ полученных результатов свидетельствует о том, что существенного ухудшения диаграммного разрешения в результате обработки сигналов в МОН и МДН1 на ближнем краю полосы обзора не наблюдается. Размер пятна ДН на поверхности Земли на выходе МОН увеличивается с 23 до 25 импульсов, а на выходе МДН1 - до 27 зондирующих импульсов. На поверхности Земли это эквивалентно расширению пятна ДН соответственно на 140 и 280 метров (в процентном отношении на 8,7% и 17,4% ).

Результаты оценки расширения пятна ДН на дальнем краю полосы обзора свидетельствуют, что эти параметры составят 70 и 140 метров или 2,5% и 5% соответственно. Отсюда следует, что при заданных параметрах обзора и обработки сигналов влияние накопления на пространственное разрешение несущественно и уменьшается от ближнего края полосы обзора к дальнему краю, как по абсолютному значению, так и в относительных единицах.

Графики на рис.2.48 представлены отсчетами без прореживания. На самом деле на выходе МОН в результате прореживания будут присутствовать каждый 12-ый по порядку следования отсчет, а на выходе МДН1 каждый 24-ый отсчет из всей

последовательности отсчетов показанной на графиках. Например, для МОН это отсчеты обозначенные цифрами на горизонтальной оси, для МДН1 - обозначенные цифрами отсчеты взятые через один. Как видно из графика в пятно ДН по уровню 0,707 гарантированно попадет два выходных отсчета МОН или один выходной отсчет МДН1.

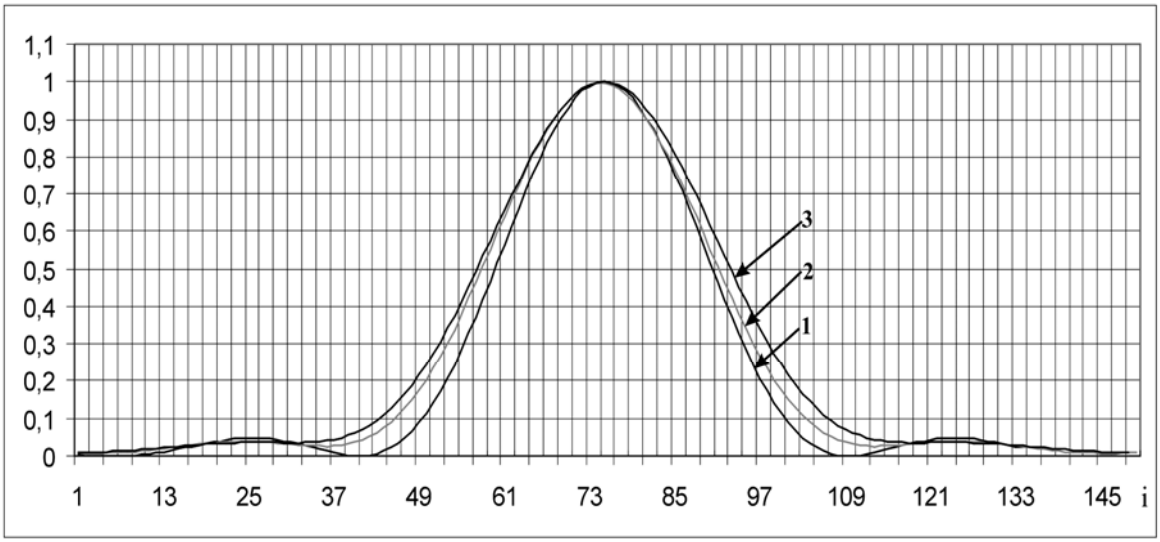



Рис. 2.48. Нормированные по амплитуде отклики сигналов на входе БОС (1), на выходе МОН (2) и на выходе МДН1 (3) в зависимости от номера зондирующего импульса i.

Разрешение поперек полосы обзора в РБО определяется длительностью зондирующего импульса передатчика и составляет 1282 м у ближнего края полосы обзора и 548 м на дальнем краю полосы обзора. При обработке в МОН и МДН1 накопления по дальности не производится, следовательно импульсное пространственное разрешение РБО не изменяется.

При обработке данных в МДН2 для согласования с потоком данных аналоговой радиолинии выполняется дополнительное суммирование с прореживанием двух соседних отсчетов по дальности. Следовательно, при передаче РЛИ по аналоговой радиолинии в четырехстрочном режиме размер элемента разрешения РЛИ поперек полета увеличивается в два раза и составляет, соответственно, 2564 и 1096 метров на ближнем и дальнем краях полосы обзора.

**Оценка минимальной обнаруживаемой удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР)**

Оценка минимальной УЭПР, обнаруживаемой при помощи РБО в дополнительных режимах, проведена методом сравнения характеристик доработанного и недоработанного комплектов аппаратуры РФА. Для этого определены факторы, которые влияют на потенциал РБО после доработки. Из анализа формулы дальности действия радиолокатора [132] следует, что на потенциал РБО влияют следующие факторы:

- увеличение дальности на краю полосы обзора;
- увеличение площади пятна облучения поверхности;

- изменение коэффициента усиления антенны на максимальном угле визирования;
-увеличение числа накапливаемых сигналов отраженных от подстилающей поверхности.

Согласно техническим условиям на РБО минимальная обнаруживаемая УЭПР должна быть не хуже минус 20 дБ/м$^2$.

Минимальная обнаруживаемая УЭПР для доработанного комплекта аппаратуры может быть рассчитана по формуле:

$$УЭПР_{МИН}\,(дБ) = -20 + П_{ДАЛЬН} + П_{ДНА} - В_{НАК} - В_{ПЛОЩ.}, \qquad (2.31)$$

где $П_{ДАЛЬН}$ - потери потенциала от увеличения наклонной дальности, $П_{ДНА}$ - потери потенциала от уменьшения коэффициента усиления антенны на угле визирования дальнего края полосы обзора при её расширении, $В_{НАК}$ - выигрыш потенциала от увеличения числа накопленных отсчетов, $В_{ПЛОЩ}$ - выигрыш потенциала от увеличения площади облучаемого элемента поверхности при увеличении угла визирования.

Потери потенциала от увеличения дальности при расширении полосы обзора рассчитываются по формуле:

$$П_{ДАЛЬН}\,(дБ) = 10*\log(R^3_2 / R^3_1) \qquad (2.32)$$

Здесь $R_1$=988,3 км и $R_2$=1225 км соответственно расстояния от антенны до дальнего края полосы обзора шириной 450 км и 750 км. Расчетное значение $П_{ДАЛЬН}$ для приведенных расстояний составляет 2,8 дБ.

При расширении полосы обзора угол визирования дальнего края полосы обзора увеличивается с 45,8$^o$ до 53,6$^o$. Изменение максимального угла визирования приведет к снижению потенциала РБО в полосе обзора за счет ухода от максимума диаграммы направленности антенны, который направлен по углу визирования 35$^o$ влево по полету, в область более крутого ската. Эти потери частично компенсируются эти потери за счет дополнительного отворота электрической оси антенны в плоскости перпендикулярной линии движения КА в сторону от надира. При этом несколько снижается потенциал РБО на ближнем краю полосы обзора, что является полезным при работе РБО без амплитудной коррекции сигнала по дальности.

Оценим потери $П_{ДНА}$ от увеличения угла визирования при расширении полосы обзора без дополнительного отворота оси антенны и с отворотом её на 5$^o$ в сторону от надира. Для этого воспользуемся данными, полученными при обмерах диаграммы направленности (ДН) антенны РБО. Результаты обмера ДН в плоскости перпендикулярной плоскости движения приведены в табл.2.15.

Без отворота антенны потери $П_{ДНА}$ в направлении дальнего края полосы обзора для углов 45$^o$ и 55$^o$ составят 2,5 дБ (см. табл.2.15, разницу уровней мощности на углах 10$^o$ и 20$^o$ от максимума ДН). При отвороте антенны на 5$^o$ относительно штатного положения для ИСЗ типа «Космос-1500» потери $П_{ДНА}$ уменьшаются до 1,3 дБ (разница уровней мощности на углах 5$^o$ и 15$^{o)}$. Уровень мощности на ближнем краю полосы обзора в случае отворота уменьшается на 1,5 дБ (разница уровней мощности на углах 15$^o$ и 20$^o$).

Выигрыш в потенциале РБО от увеличения числа накапливаемых некоррелированных сигналов $В_{НАК}$ в дополнительных режимах по сравнению со штатными режимами работы РБО можно рассчитать по формуле:

$$В_{НАК}\,(дБ) = 10*\log(N_{ЭКВ} / 8)^{1/2}, \qquad (2.33)$$

где $N_{ЭКВ}$ – приведенное к прямоугольному окну количество отсчетов радиолокационного сигнала накапливаемых в БОС.

Эквивалентное число накапливаемых отсчетов $N_{ЭКВ}$ определялось по формуле:

$$N_{ЭКВ} = N_Д * N_A * N_{ВЕС} / 1{,}36, \qquad (2.34)$$

где $N_{ВЕС}$- ширина окна весового накопителя; $N_Д$, $N_A$ - число дополнительных накоплений по дальности и азимуту перед выдачей данных в аналоговую радиолинию 137 МГц;

Таблица 2.15

| Угол относительно максимума ДН, град | Уровень мощности в антенне относительно максимума ДН в режиме прием/излучение, дБ |
|---|---|
| 0 | 0,0 |
| ±5 | -0,2 |
| ±10 | -0,5 |
| ±15 | -1,5 |
| ±20 | -3,0 |
| ±25 | -5,5 |
| ±30 | -10,5 |
| ±35 | -18,5 |
| ±40 | -29,0 |
| ±45 | -40,5 |
| ±50 | -45,0 |

Для дополнительных режимов при передаче РЛИ по цифровым и аналоговым радиолиниям количество накапливаемых отсчетов $N_{ЭКВ}$ составляет 12, 24 и 48. Соответственно выигрыш от накопления будет составлять 0,9 дБ, 2,4 дБ и 3,9 дБ.

При оценке потенциала РБО следует учитывать выигрыш $B_{ПЛОЩ}$, обусловленный изменением площади элемента отражающей поверхности. Этот выигрыш рассчитывается по формуле

$$B_{ПЛОЩ}\ (дБ) = 10*\log\{(R_2 * \sin\theta_1) / (R_1 * \sin\theta_2)\}, \qquad (2.35)$$

где $\theta_1 = 45{,}8^o$ и $\theta_2 = 53{,}6^o$- конечные углы визирования, при полосах обзора 450 км и 750 км соответственно.

Для заданных значений углов и дальностей увеличение площади отражающего пятна даст выигрыш потенциала $B_{ПЛОЩ}$ примерно на 0,4 дБ.

Результаты оценок минимальной обнаруживаемой УЭПР в дополнительных режимах работы РФА приведены в табл.2.16.

Таблица 2.16.

| Параметр | Цифровая радиолиния | Аналоговая радиолиния (четырехстроч-ный формат) | Аналоговая радиолиния (двухстрочный формат) |
|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| **Для старого варианта обработки** | | | |
| Конечный угол визирования, град | 45,5 | | |
| Накл. дальн. max, км | 988,3 | | |
| Количество накапливаемых отсчетов | 8 | | |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| Минимальная ЭПР при отношении сигнал/шум равном 1, дБ | **-20** | | |
| **Для нового варианта обработки без поворота антенны** | | | |
| Потери за счет увеличения дальности, дБ | 2,8 | | |
| Потери за счет ДН антенны, дБ | 2,5 | | |
| Эквивалентное количество отсчетов накопления РЛИ | 12 | 48 | 24 |
| Выигрыш от накопления, дБ | 0,9 | 3,9 | 2,4 |
| Выигрыш от увеличения площади отражающего элемента, дБ | 0,4 | | |
| Минимальная ЭПР при отношении сигнал/шум равном 1, дБ | **-16,0** | **-19,0** | **-17,5** |
| **Для нового варианта обработки с поворотом антенны на 5 град** | | | |
| Потери за счет ДН антенны, дБ | 1,3 | | |
| Минимальная ЭПР при отношении сигнал/шум равном 1, дБ | **-17,2** | **-20,2** | **-18,7** |

**Особенности передачи данных на землю в дополнительных режимах**

В дополнительных режимах данные зондирования передаются по двум цифровым радиолиниям 1,7 ГГц, 8,5 ГГц и аналоговой радиолинии 137 МГц.

Для обеспечения режимов записи-воспроизведения и режима передачи данных по аналоговой радиолинии методом трансформации временных интервалов с продолжительностью сеанса съемки 10 минут в БОС предусмотрено долговременное запоминающее устройство (ДЗУ) объемом не менее 3 Мбайт.

Разрядность ЦАП на входе модулятора радиолинии составляет 8-мь бит. Это обеспечивает выходной динамический диапазон БОС 48 дБ.

В дополнительных режимах максимально использована емкость строки для передачи РЛИ. С этой целью при передаче данных по аналоговой радиолинии из выходной строки исключено поле фазирующего сигнала и заменено на маркер начала строки, состоящий из полей для передачи уровня белого уровня черного. Остальное поле строки отведено для передачи отсчетов РЛИ, отсчетов калибровки и шума приемника РБО.

Передача выходных данных БОС в дополнительных режимах по аналоговым радиолиниям осуществляется построчно в одном из двух возможных форматов: четырехстрочном или двухстрочном.

Структура строки аналоговой радиолинии показана на рис. 2.49. В строке аналоговой радиолинии предусмотрены следующие поля передачи данных:

- поле 1 для передачи маркера начала строки 9,8± 0,2 мс;
- поле 2 для передачи калибровочного сигнала 6,0±0,1 мс;
- поле 3 для передачи шума приемника 6,0±0,1 мс;
- поле 4 для передачи РЛИ 225,6±0,2 мс (451,2±0,2 мс для двухстрочного режима).

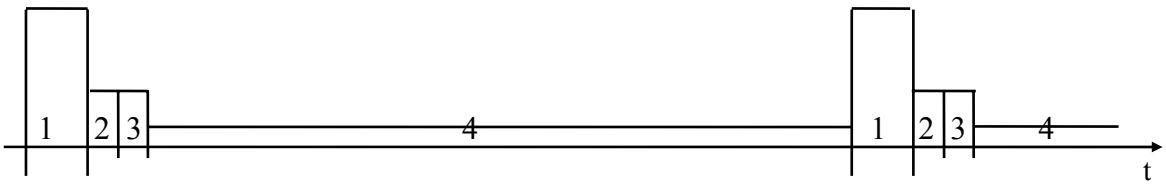



Рис. 2.49. Структура строки аналоговой радиолинии.

Передача выходных данных БОС в дополнительных режимах по цифровым радиолиниям осуществляется построчно в едином для обеих радиолиний формате со следующими параметрами:

- частота строк - 4 Гц;
- число элементов в строке - 2500;
- разрядность представления одного отсчета 8 бит.

Структура строки цифровой радиолинии показана на рис. 2.50. В строке цифровой радиолинии предусмотрены следующие поля передачи данных:

- поле 1 для передачи маркера начала строки и служебной информации 12 байт;
- поле 2 для передачи калибровки РБО 8 байт;
- поле 3 для передачи шума приемника РБО 32 байта;
- поле 4 для передачи отсчетов РЛИ 1200 байт;
- поле 5 паузы 8 байт.

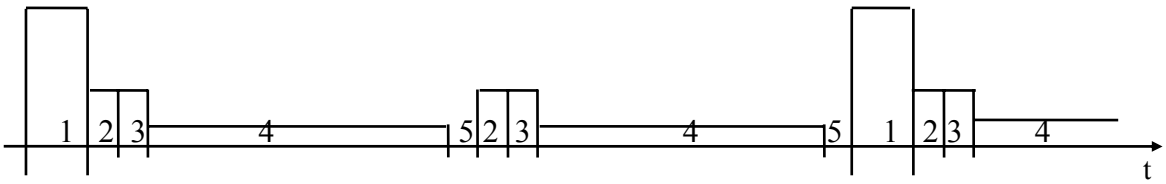



Рис. 2.50. Структура строки цифровой радиолинии.

**Особенности построения системы бортовой обработки информации радиолокационных систем МРЛК «МАРС»**

Система обработки сигналов МРЛК «МАРС» проектировалась с учетом задач отработки и апробации радиолокационных средств и методов ДЗЗ, решения научных задач по радиолокационным исследованиям природной среды в широком диапазоне радиоволн, а также решения практических задач по проводке судов во льдах Арктики и контролю окружающей среды. Столь широкий круг задач обусловил достаточно сложную структуру, многофункциональность и гибкость системы бортовой обработки данных зондирования получаемых при помощи МРЛК. Система бортовой обработки охватывала весь спектр функций обработки первичных радиолокационных сигналов, формирования РЛИ, регистрации и отображения информации ДЗЗ, а также некоторые функции тематической обработки данных зондирования (например, составление карт ледовой обстановки непосредственно на борту самолета и передачу их на суда ледокольного флота).

Структурно система обработки сигналов МРЛК «МАРС» (рис.2.51) включала в себя пять рабочих мест:

- рабочее место ведущего оператора;
- рабочее место оператора радиолокатора бокового обзора миллиметрового диапазона (РБО ММ);
- рабочее место оператора радиолокатора бокового обзора сантиметрового диапазона (РБО СМ);
- рабочее место оператора радиолокатора с синтезированной апертурой дециметрового диапазона (РСА ДМ);
- рабочее место оператора радиолокатора с синтезированной апертурой метрового диапазона (РСА М);
- рабочее место оператора регистрации информации.

Ведущий оператор осуществлял управление процессом съемки, выбор основных режимов зондирования и визуальный контроль качества информации ДЗЗ. Для контроля качества информации использовались два черно-белых полутоновых монитора М1 и М2, на которых в реальном времени в режиме «роллинга» отображались совмещенные РЛИ четырех радиолокаторов комплекса. На первом мониторе отображались РЛИ миллиметрового и сантиметрового радиолокаторов, на втором - РЛИ дециметрового и метрового радиолокаторов. Видеосигналы для мониторов формировались в видеопроцессоре ВПР на входы, которого поступали данные цифровых РЛИ с выходов соответствующих блоков обработки сигналов (БОС ММ, БОС СМ, БОС ДМ, БОС М).

Управление режимом работы МРЛК «МАРС» ведущий оператор осуществлял при помощи органов управления на блоке управления и синхронизации (БУС). В БУС формировались сигналы управления запуском зондирующего импульса передатчиков. Все четыре радиолокатора работали синхронно с одинаковой частотой зондирующих импульсов. Это позволило избавиться от взаимного влияния мощных помех передатчиков на работу приемных устройств радиолокаторов. Для сохранения постоянства масштаба РЛИ вдоль линии полета частота зондирующих импульсов передатчиков изменялась пропорционально скорости полета самолета.

Синхронно с импульсами запуска передатчиков в БУС формировались пачки стробов для АЦП, которые входили в состав блоков обработки сигналов радиолокаторов. Частота следования стробов АЦП и их количество в пачке определяли соответственно шаг дискретизации РЛИ перпендикулярно линии полета самолета и ширину полосы обзора. Для компенсации неравномерности масштаба РЛИ поперёк полосы обзора, обусловленной геометрией обзора, частота стробов в пачке изменялась по соответствующему закону, что обеспечивало равномерный масштаб (геометрическую коррекцию) РЛИ в направлении перпендикулярном линии полета. Закон изменения частоты стробов АЦП задавался в зависимости от высоты полета и начального угла визирования.

Начальный угол визирования в радиолокаторах бокового обзора, как известно, зависит от временной задержки между моментом излучения зондирующего импульса и первым стробом АЦП в пачке стробов. Эта задержка определяется наклонной дальностью до цели, скоростью распространения радиоволн в среде и аппаратными задержками прохождения сигналов в приемо-передающем тракте радиолокатора. При задании оператором требуемого начального угла визирования в БУС формировались пачки стробов АЦП с учетом аппаратных задержек в каждом из четырех локаторов. Таким образом, обеспечивалось совмещение ближних границ полос обзора всех радиолокаторов МРЛК.

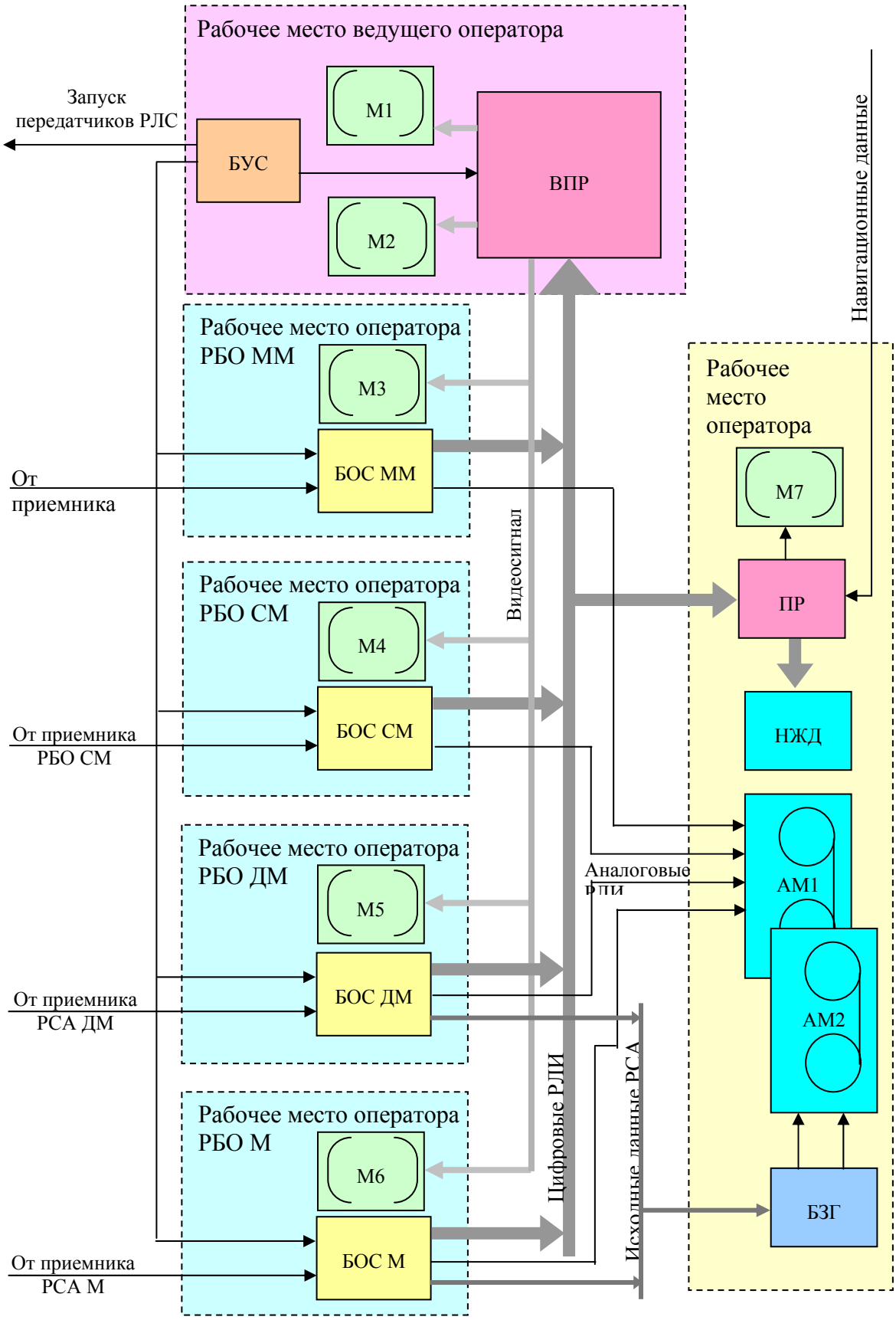



Рис. 2.51. Структурная схема системы обработки МРЛК.

Видеопроцессор принимал РЛИ в цифровой форме с выходов блоков обработки радиолокаторов, накапливал данные в оперативной памяти и формировал аналоговый телевизионный сигнал строчно-кадровой структуры для отображения РЛИ на экранах мониторов. Данные в ВПР накапливались и обновлялись построчно в темпе зондирования, таким образом обеспечивался эффект движущегося изображения. На экранах мониторов отображались четырехчастотные РЛИ местности, над которой в данный момент пролетал самолет. По команде оператора, имелась возможность включения функции отображения «стоп-кадр» при которой РЛИ замораживалось на экране монитора, а также функции увеличения масштаба изображения в два раза.

В состав рабочих мест операторов радиолокаторов РБО ММ, РБО СМ, РСА ДМ и РСА М входили цифровые блоки обработки сигналов БОС ММ, БОС СМ, БОС ДМ, БОС М и черно-белые полутоновые мониторы М3, М4, М5, М6.

Блоки обработки сигналов БОС ММ и БОС СМ выполняли функции обработки сигналов радиолокаторов бокового обзора с реальной антенной и формировали цифровые и аналоговые РЛИ для отображения на мониторах и архивации на магнитных носителях.

Блоки обработки сигналов БОС ДМ и БОС М выполняли нефокусированную обработку сигналов радиолокаторов с синтезированной антенной. Они формировали цифровые и аналоговые РЛИ для оперативного отображения и регистрации, а также проводили подготовку исходных радиолокационных сигналов для записи радиоголограмм.

Блоки обработки сигналов радиолокаторов БОС ММ, БОС СМ, БОС ДМ, БОС М кроме работы в комплексе имели возможность автономной синхронизации, визуализации и регистрации данных. В этом режиме параметры съемки задавались на рабочем месте оператора радиолокатора.

Все блоки обработки были спроектированы и реализованы на дискретной элементной базе с использованием цифровых интегральных микросхем ТТЛ, ТТЛШ и ЭСЛ технологии. Использование существующих на момент создания МРЛК процессорных комплектов микросхем исключалось недостаточным их быстродействием для обеспечения заданных характеристик РЛИ.

Блоки обработки сигналов выполняли типичный набор функций обеспечивающих формирование РЛИ:

- цифровой ввод сигналов с выходов приемо-передающей аппаратуры радиолокатора и подготовку к обработке исходных массивов данных;
- повышение контрастно-фоновой чувствительности РЛИ методом некогерентного накопления сигналов вдоль линии полета;
- обработку калибровочных данных;
- формирование строчно-кадровой структуры РЛИ.

Кроме указанных функций, в БОС ДМ и БОС М была реализована функция повышения пространственной разрешающей способности радиолокаторов вдоль линии полета методом нефокусированного синтезирования апертуры антенны.

Функция повышения пространственного разрешения поперек полета (формирование и сжатие радиоимпульсов с линейной частотной модуляцией) в РСА дециметрового и метрового диапазонов бала реализована аналоговым способом в приемо-передающем тракте при помощи дисперсионных линий задержки.

Дополнительно, блоки обработки сигналов РСА выполняли функции формирования цифровых радиоголограмм, которые использовались при последующей наземной обработке с целью получения РЛИ высокого пространственного разрешения. Для этого исходные радиолокационные сигналы

подвергались фильтрации и сжатию в предварительном цифровом низкочастотном фильтре. Частотные характеристики предварительных фильтров в БОС ДМ и БОС М обеспечивали снижение потока выходных радиоголограмм до величин, согласованных со скоростью записи регистраторов данных и синтез РЛИ дециметрового и метрового диапазонов с пространственным разрешением 7 и 15 метров, соответственно.

В состав рабочего места оператора регистрации входили устройства цифровой и аналоговой записи данных радиолокационного зондирования. Цифровая запись РЛИ была построена на базе персонального компьютера и позволяла в реальном времени записывать РЛИ в сменный накопитель на жестком диске НЖД и отображать на экране монитора М7. Цифровые записи РЛИ сопровождались данными времени, скорости, курса и текущих географических координат, поступающих с выхода приемника глобальной спутниковой системы позиционирования GPS.

Параллельно цифровой записи РЛИ записывались на магнитной ленте в аналоговом виде при помощи многоканального магнитографа (АМ1).

Цифровые исходные данные радиолокаторов РСА с выходов БОС ДМ и БОС М поступали в блок записи голограмм (БЗГ), который формировал радиоголограммы для записи на магнитографе (АМ2).

В БЗГ цифровые данные, поступающие от БОС ДМ и БОС М дополнялись калибровочными данными и преобразовывались в аналоговые сигналы для увеличения плотности записи данных на магнитной ленте. На магнитную ленту параллельно записывались сигналы квадратурных составляющих принятого радиолокационного сигнала и синхросигнал. Синхросигнал использовался для последующей оцифровки радиолокационного сигнала при подготовке радиоголограмм к обработке на наземном вычислительном комплексе.

Кроме приведенных на рис.2.51 основных узлов системы обработки при необходимости на борт самолета-лаборатории устанавливались дополнительные вычислительные средства вторичной обработки РЛИ, а также устройства регистрации и передачи данных.

# ГЛАВА 3. ОПЕРАТИВНЫЙ РАДИОЛОКАЦИОННЫЙ АЭРОКОСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ МИРОВОГО ОКЕАНА

## §3.1 Контроль опасных процессов в системе океан-атмосфера

В наше время никого не нужно убеждать, что процессы и явления, зарождающиеся и протекающие в системе океан-атмосфера, имеют для человечества чрезвычайно большое значение. Надежная и оперативная гидрометеорологическая информация и данные о состоянии морской поверхности необходимы, прежде всего, для обеспечения безопасности навигации, ее экономической эффективности, выполнения практических задач освоения ресурсов морей и океанов, в том числе лова рыбы, поиска и добычи полезных ископаемых на шельфе, контроля экологического состояния морей и т.п. Многие отрасли самых различных стран нуждаются в надежных долгосрочных прогнозах погоды, составление которых невозможно без анализа состояния атмосферы и учета энергообмена между атмосферой и океаном в планетарных масштабах.

Для оперативного наблюдения из космоса процессов, происходящих на поверхности Мирового океана, традиционно используются разнообразные оптические системы видимого и инфракрасного диапазонов (MSS, TM, ETM+, CERES, MODIS, SeaWIFS и многие другие). Такие системы позволяют получать и оперативно передавать потребителям большое количество информации в основном о состоянии верхних слоев облачного покрова атмосферы, тогда как объем оперативной информации о состоянии поверхности океана относительно невелик. Это объясняется влиянием атмосферной облачности, условий освещенности и др. Оптические системы обеспечивают обнаружение на морской поверхности зон волнения, течений, пятен взвесей и загрязнений. Разработаны косвенные методы, позволяющие с использованием структурных особенностей оптических изображений облачного покрова определять средние скорости и направление ветра в приводном слое [176].

Весьма перспективным для дистанционного зондирования океана является активный радиолокационный метод, основанный (как было подробно проанализировано в первой главе) на измерении параметров сигналов, рассеянных взволнованной океанской поверхностью. Еще раз напомним, что при этом используется тот факт, что для радиоволн сантиметрового диапазона рассеивателями на взволнованной океанской поверхности являются волны ряби, спектральная плотность которой прямо зависит от скорости приводного ветра V. А это означает, что и величина удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) $\sigma^0$, измеренная радиолокационной системой ДЗЗ сантиметрового диапазона радиоволн, также прямо зависит от скорости ветра. Поскольку крупные океанские волны имеют ярко выраженную анизотропию, а сигналы, рассеянные рябью, модулируются наклонами этих волн, то и максимальное различие уровней отраженных сигналов проявляется при облучении взволнованной океанской поверхности навстречу фронту крупных волн (также и в след) и ортогонально ему. Использование зависимостей УЭПР $\sigma^0$ от скорости приводного ветра V и направления облучения поверхности относительно направления движения крупных волн $\varphi$ принципиально позволяет определять вектор скорости приводного ветра [157,177-179].

В отличие от оптических систем дистанционного зондирования космические радиолокационные средства позволяют решать задачи оперативного глобального наблюдения за состоянием поверхности океана независимо от условий освещенности. А в отличие от контактных метеосредств (прежде всего, наземных и

судовых метеостанций, а также морских буев) – они обеспечивают данные с большой пространственной густотой, что позволяет исследовать структуру и контролировать параметры не только синоптических, но и мезомасштабных процессов и явлений. Специальные исследования показали, что редкая сеть судовых метеонаблюдений и значительные ошибки, присущие результатам таких наблюдений, являются одной из главных причин плохого качества прогнозов, особенно на сроки, превышающие двое суток. С большой погрешностью по наземным данным определяются зоны больших градиентов полей давления и ветра, положение областей низкого давления [179]. Также отмечается слабая изученность и настоятельная необходимость исследования поля ветра в мезомасштабной области, для которой характерна быстрая изменчивость деталей распределения ветра во времени и пространстве. Используя судовые измерения нет возможности предсказать конкретный вид этого распределения; можно говорить только об описании статистических свойств распределения и применять статистический подход при интерпретации данных судовых измерений ветра.

Ценным источником информации о поле приводного ветра являются дистанционные радиолокационные измерения. Первым примером применения космических радиолокационных средств для дистанционного зондирования волнения (приводного ветра) явились эксперименты, осуществленные со спутника Seasat. Радиолокационный скаттерометр этого спутника в течение трех месяцев обеспечивал получение данных о приводном ветре, усредненных по площадям примерно 20х70км$^2$. Однако слишком значительная величина площади усреднения сглаживала пространственные градиенты поля волнения, что не позволяло выявлять деталей этого поля с характерными размерами меньшими элемента разрешения.

В этом разделе мы рассмотрим возможности оперативного радиолокационного мониторинга опасных процессов в системе океан-атмосфера на примере данных космических радиолокаторов бокового обзора РБО ИСЗ типа “Космос-1500”/“Океан”/”Сич-1” а также самолетных комплексов ДЗЗ “Аналог” и “МАРС”. Необходимо подчеркнуть, что РБО этого типа были разработаны по заданию ВМФ СССР и Госкомгидромета СССР специально для решения двух основных задач: оперативного определения параметров приводного ветра в глобальных масштабах и оперативной стратегической ледовой разведки. Информативные возможности космического РБО очень велики, поскольку его параметры (широкая полоса обзора, порядка 450 км, среднее пространственное разрешение, порядка 0.8х1,4 км$^2$, при высокой контрастно-фоновой чувствительности, а также оперативная обработка и передача данных неограниченному кругу потребителей) выбирались именно такими, что бы они в максимальной степени были адекватны этим задачам. Этот тип РБО был первым отечественным космическим радиолокатором оперативного ДЗЗ и он успешно эксплуатируется на протяжении более 20 лет. За это время с помощью РБО был получен огромный объем информации об опасных процессах, происходящих в системе океан-атмосфера, как синоптического масштаба, так и мезомасштабных. К тому же, в составе аппаратных комплексов указанных ИСЗ радиолокаторы бокового обзора всегда комплексировались и работали синхронно с традиционными оптическими широкообзорными системами (МСУ-М), что существенно облегчало возможности использования его данных, особенно широким кругом практических специалистов, привыкших к оптической информации.

Авиационные комплексы “Аналог” и “МАРС” также на протяжении многих лет успешно использовались как для решения практических задач, так и для

исследования активных атмосферных процессов над морской поверхностью (в основном мезомасштабных).

Теперь рассмотрим некоторые особенности наиболее активных атмосферных процессов, которые зарождаясь и набирая свою «силу» над океанской поверхностью, тем не менее, определяют погодные условия обширных районов суши и несут значительную опасность в виде сильных ветров, интенсивных осадков, сильного волнения на море, а также наводнений, селей, оползней и т.п. на суше. К таким явления относятся прежде всего тропические, внетропические и полярные циклоны, а также связанные с ними атмосферные фронты, зоны штормов и шквалов.

**Циклоны**.

Непрерывно изменяющееся во времени и пространстве синоптическое поле ветра над обширными пространствами океана определяется крупномасштабными барическими системами – антициклонами и циклонами. Размеры циклонов над океаном в среднем превышают 1000 км. Диаметры глубоких фронтальных циклонов достигают нескольких тысяч километров. Наиболее обширные и глубокие циклоны наблюдаются на севере Атлантического океана в районе Девисова пролива, Исландии и на севере Великобритании, а также на севере Тихого океана – от Камчатки до Аляски. В южном полушарии циклоны отмечаются в зоне 55 – 65$^{o}$ ю.ш. Средняя скорость перемещения циклонов составляет 30…40 км/ч, но в случае молодых циклонов иногда превышает 80 км/ч.

Циклоны, как правило, развиваются в наиболее бароклинных зонах тропосферы – на полярных и арктических фронтах, захватывая разделенные ими воздушные массы. Цикл развития фронтального циклона включает в себя ряд стадий: стадию волны, молодого циклона, развитого, окклюдирующего, окклюдированного и заполняющегося циклона. Соответствующие этим стадиям схемы облачных систем описаны в [180-181], сопоставление многочисленных оптических, радиолокационных изображений циклонов с контактными метеоданными проведено в [171].

На стадии образования волнового возмущения у развивающегося циклона резко выраженные параметры атмосферных фронтов – горизонтальный контраст температуры и сдвиг ветра – не всегда существуют. Поэтому проведение фронтов по наземным измерением на синоптической карте вызывает затруднения.

На рис.3.1 представлены радиолокационное (справа) и оптическое (слева) изображения участка Атлантического океана южнее и юго-восточнее о. Ньюфаундленд, полученные с ИСЗ “Космос-1500”. На радиолокационном изображении наблюдается стационарный атмосферный фронт, на котором проявляются процессы активного циклоногенеза в виде фронтальной волны (1), а также излом фронтальной зоны (2). На радиолокационном изображении в пределах зоны фронтальной волны также отмечается существенный рост скорости приводного ветра до 15 – 17 м/с. Эти образования практически не заметны на оптическом изображении, да и точное положение самого фронта на нем установить затруднительно.

Здесь необходимо еще раз подчеркнуть, что использование синхронных радиолокационных и оптических изображений - это не просто совмещение информации двух независимых средств ДЗЗ. Оно имеет глубокий физический смысл. Радиолокационные данные сантиметрового диапазона позволяют судить о интенсивности передачи энергии от атмосферы океану, т.к. интенсивность рассеянного радиосигнала прямо связана со спектральной плотностью коротких океанских волн (ряби). А генерация ряби происходит под воздействием приводного ветра, т.е. при передаче энергии непосредственно от атмосферы океану. В

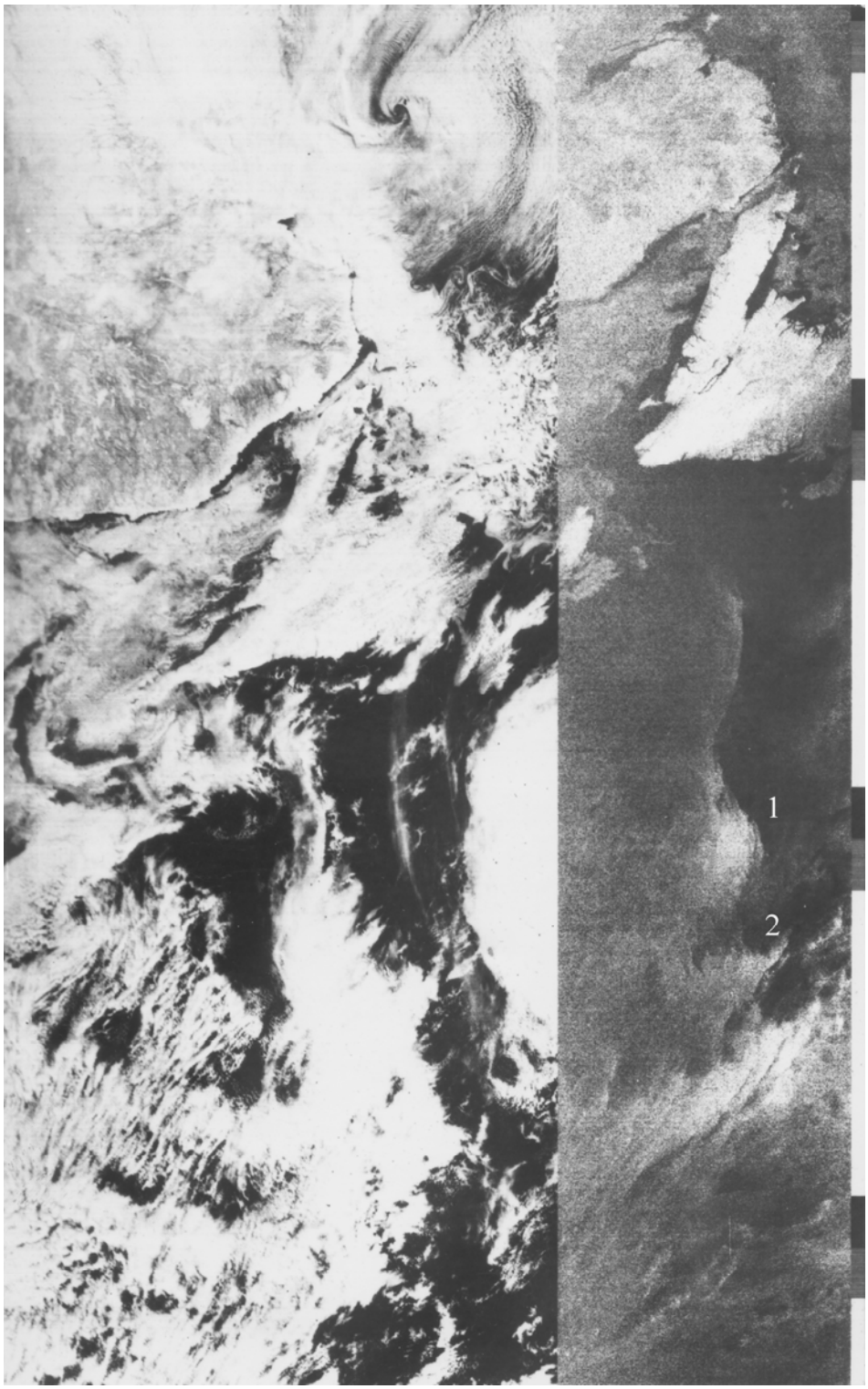



Рис. 3.1. Радиолокационное (справа) и оптическое (слева) изображения участка Атлантического океана южнее и юго-восточнее о. Ньюфаундленд. 1 - фронтальная волна на стационарном атмосферном фронте, зона активного циклоногенеза; 2 – излом фронтальной зоны.

дальнейшем происходит перекачка полученной энергии от коротковолновой части спектра океанского волнения (ряби) к более длинноволновым составляющим этого спектра. В тоже время образование облачности является индикатором конденсации

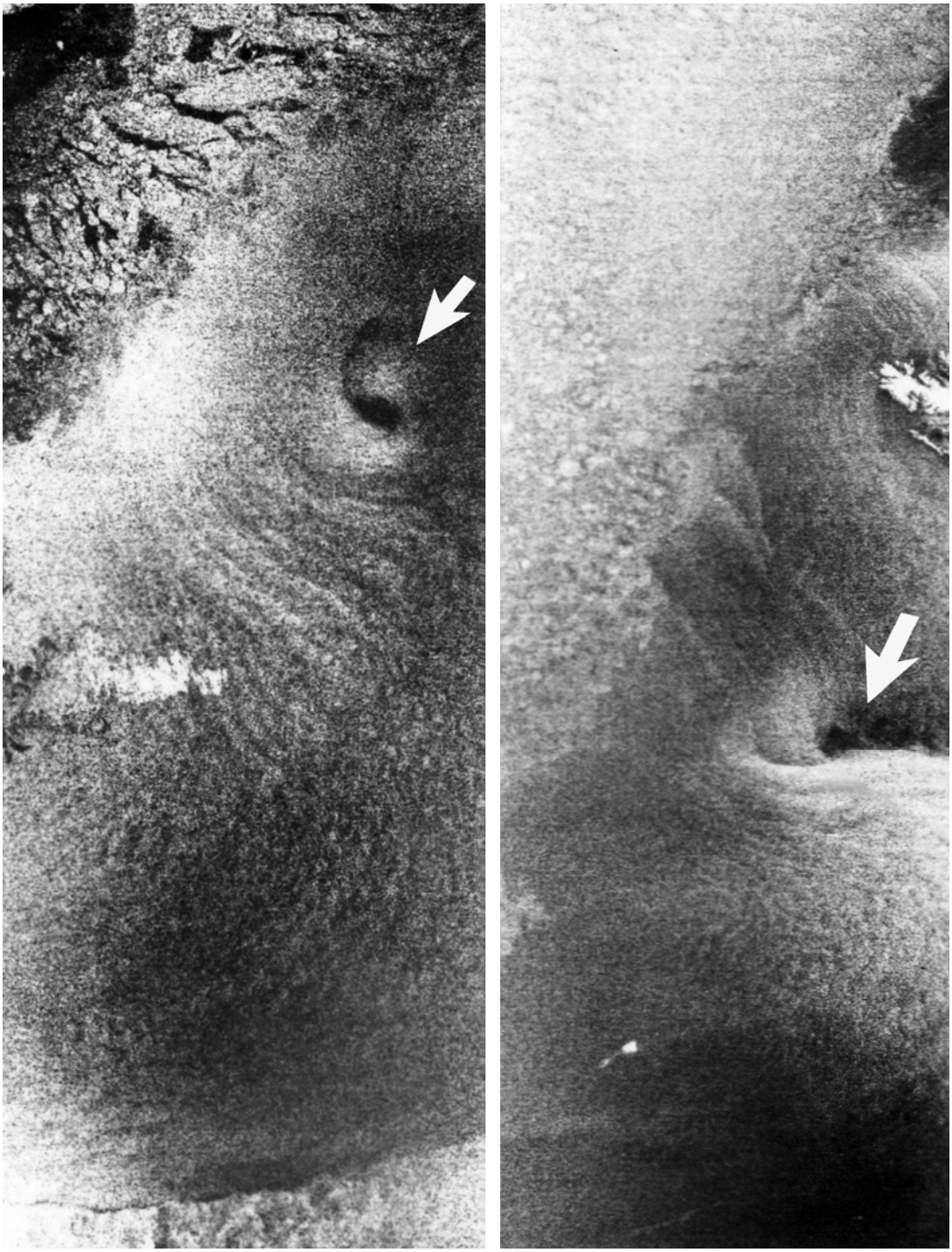
в атмосфере влаги испаренной с океанской поверхности, т.е. оптическая информация позволяет судить о передаче энергии от океана атмосфере. Т.о. одновременное использование радиолокационных и оптических данных позволяет контролировать энергообмен между океаном и атмосферой.

Развиваясь, фронтальная зона превращается в молодой циклон. В связи с продолжающимся падением давления завихрение приводит к дальнейшей волновой деформации фронта и появлению в циклоне хорошо выраженного теплого сектора с теплым и холодными фронтами. Адвекция холода распространяется на несколько большую часть циклона, так как холодный фронт движется быстрее теплого. На оптических спутниковых снимках все более четко становится видна антициклоническая кривизна облачной полосы у вершины волны.

Рассмотрим особенности поля приводного ветра и облачности в молодых полярных циклонах, вихревые образования которых могут составлять от десятков до 500 – 600 км. Из-за небольших размеров и быстрого развития прогноз их сложен. Этим циклоническим вихрям, которые формируются в полярных воздушных массах, уделяется в последние годы большое внимание. Эти мезомасштабные погодные системы наиболее часто отмечаются зимой над Северной Атлантикой, Северной частью Тихого океана и арктическими морями. Облачный покров развитых полярных циклонов имеет вид запятой или спирали. При прохождении полярных циклонов скорость ветра у поверхности океана возрастает до 30 $мс^{-1}$ и более, что в сочетании с их быстрым развитием и перемещением представляет серьезную угрозу для мореплавания. Полярные циклоны несут с собой интенсивные осадки, которые приносят значительные проблемы при выходе их на сушу, особенно в зимнее время, когда полярной ночью затруднительно их своевременное обнаружение оптическими средствами с ИСЗ. Полярные циклоны зачастую набирают весьма значительную мощность и при своем продвижении на юг определяют погоду на обширных территориях Скандинавии, а также Европейской части России и, даже, Украины.

На рис. 3.2 приведены два радиолокационных изображения быстро развивающегося молодого полярного циклона, полученные РБО ИСЗ «Космос-1500» с интервалом в несколько дней. Оптические изображения не приводятся, так как съемка производилась полярной ночью и облачный покров не виден. На радиолокационном изображении рис. 3.2а в Норвежском море возле льдов виден молодой полярный циклон в начальной стадии формирования, скорость приводного ветра в нем по данным РБО не превышает 12 – 15 м/с. Размеры его не превышают 80 – 100 км. Однако уже на этой ранней стадии характерная вихревая структура этого циклона ярко выражена так же, как и его структурные элементы – небольшая область затишья в центре и атмосферные фронты. На радиолокационном изображении рис. 3.2б этот же полярный циклон наблюдается юго-западней Шпицбергена. Размеры его выросли до 300 км, а скорость ветра до 17 – 20 м/с. Ярко выражены зоны резкого усиления ветра и мезомасштабные упорядоченные структуры в виде полос и ячеек.

Начало окклюдирования циклона обычно совпадает с моментом его максимального развития. Адвекция холода, постепенно ослабевая, распространяется на большую часть циклона, в то время как адвекция тепла отмечается только в его передней части. Вытеснение теплого воздуха в верхние слои и на периферию циклона и представляет собой процесс окклюдирования. С его началом происходит смыкание облачных спиралей атмосферных фронтов и образование облачной системы окклюзии. Облачная спираль фронта окклюзии удлиняется и плавно переходит в облачную спираль холодного фронта. Облачность теплого фронта частично поглощается облачностью фронта окклюзии, а частично размывается. На



а б

Рис. 3.2. Радиолокационные изображения молодого полярного циклона: а) в начальной стадии формирования в Норвежском море возле льдов, скорость приводного ветра в нем по данным РБО не превышает 12 – 15 м/с. Размеры его 80 – 100 км. Ярко выражена характерная вихревая структура этого циклона так же как и его структурные элементы – небольшая область затишья в центре и атмосферные фронты; б) этот же полярный циклон наблюдается юго-западней Шпицбергена. Размеры его выросли до 300 км, а скорость ветра до 17 – 20 м/с.

рис.3.3 приведены радиолокационное и видимое изображения окклюдированного циклона над Охотским морем [182]. На видимом изображении хорошо выделяется облачная спираль, начинающаяся от небольшого безоблачного пространства в центре 1. На радиолокационном изображении центральная зона 1приблизительно 20х25 км смещена примерно на 25 км к северу, что говорит о наклоне оси циклона к югу. Зона 1 выглядит темной, по оценкам, скорость ветра здесь составила менее 5 м/с, что согласуется с судовыми данными. Темное пятно 1 окружено более яркой подковообразной облачностью 2, где скорость ветра V≅7…10м/с. На видимом изображении в этом районе располагается ярко-белая облачность кучевых форм. Еще дальше от центра скорость ветра снова ослабевает. В области 3 на радиолокационном изображении V≅4…5м/с. Над частью этого района на оптическом снимке видна слоистообразная облачность 3 с невысокой верхней границей, в которую вкраплены отдельные более плотные кучевообразные элементы. В поле приводного ветра возмущения отсутствуют; даже на границе безоблачного участка 4 и облачности 3 значение V не меняются.

В противоположность этому внутренняя граница облачной спирали 5 с зоной резкого усиления скорости ветра. Сильные ветры с V≥15…20 м/с отмечаются не только в пределах более плотной, яркой и высокой облачности 5, но и захватывает более широкую зону к югу и западу от центра циклона.

Примечательной особенностью радиолокационного изображения является секторная структура в распределении скорости приводного ветра: если в области 6 V≥20 м/с, то в секторе 7 – 12…15 м/с, а в зоне 8 – 6…10 м/с. На видимом изображении можно указать те облачные гряды, которые соответствуют границам секторов. Вероятно, эти гряды отмечают положение вторичных холодных фронтов, образовавшихся при затоке порций холодного воздуха в северную часть циклона.

В северной части секторов 7 и 8 поле яркости радиолокационного изображения становится неоднородным: появляются мезомасштабные структуры 9 там, где на оптическом изображении видны кучевообразные облачные элементы. Вариации скорости ветра лежат здесь в пределах 3…10 м/с.

**Атмосферные фронты.**

Циклоническая деятельность и фронтогенез над северными частями Атлантического и Тихого океанов отличаются повышенной активностью в осенне-зимний период. Указать точное положение атмосферного фронта у морской поверхности на основе анализа спутниковых оптических изображений и метеорологических данных возможно далеко не всегда. В то же время сведения о положении, интенсивности и скорости перемещения фронтов важны для решения широкого круга задач, в частности для обеспечения безопасности мореплавания.

При прохождении атмосферных фронтов, особенно холодных, ветер заметно усиливается, меняется его направление, выпадают осадки, ухудшается видимость. Увеличение барических градиентов в узких фронтальных зонах обусловлено не только быстрым изменением давления во фронтальной области, но и контрастом температур соприкасающихся теплой и холодной воздушных масс [183]. Из-за редкой сети наблюдений над океаном оценка значений барических градиентов, а следовательно и скорости ветра во фронтальных зонах не может быть выполнена с достаточной точностью. Для решения этой задачи с успехом могут быть использованы данные радиолокационного зондирования из космоса.

Так, например, распределение приводного ветра и облачности в холодном фронте, смещающемся с фронтом окклюзии, видно на рис.3.4, на котором приведены радиолокационное (а) и оптическое (б) изображение северной части Атлантического

а в

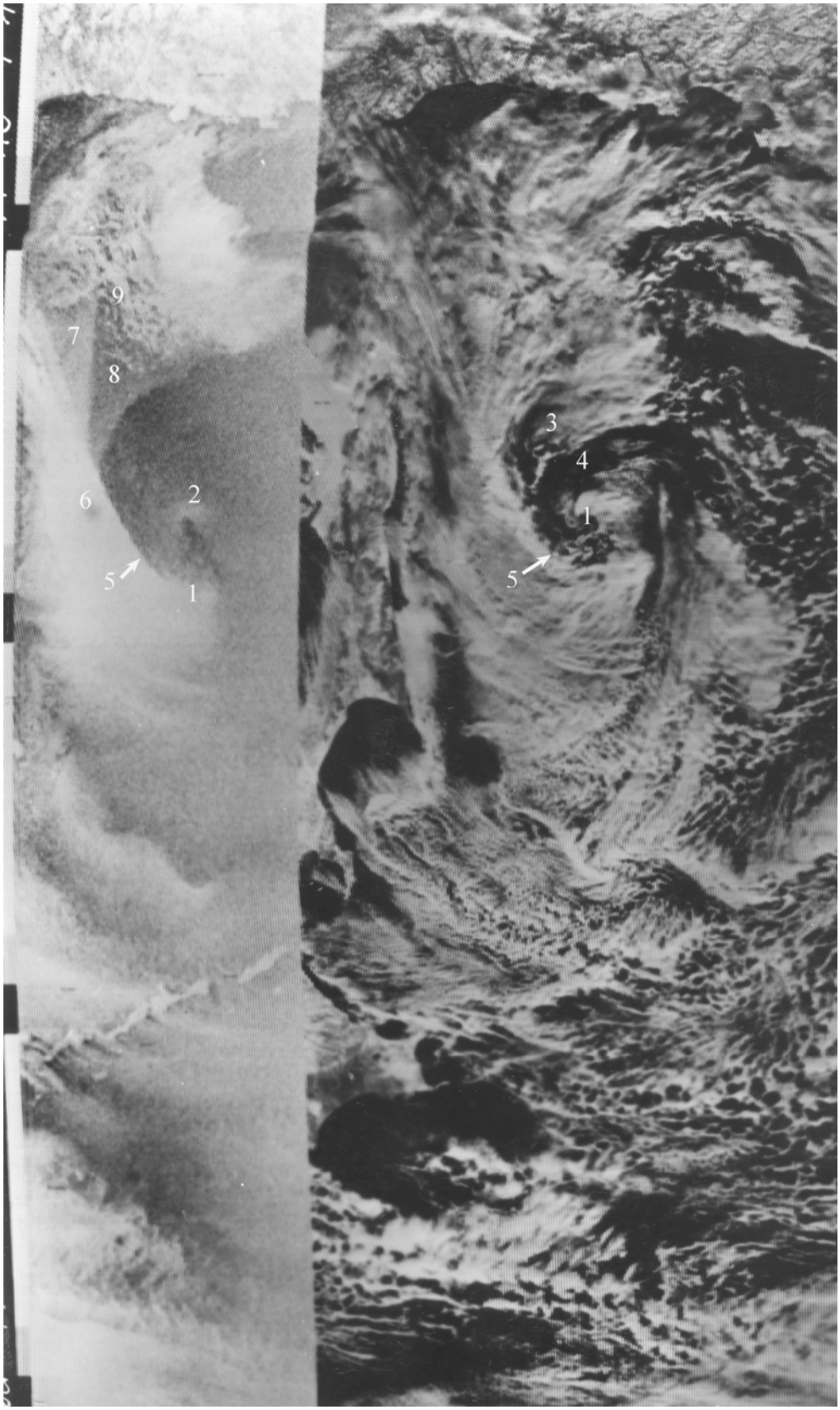
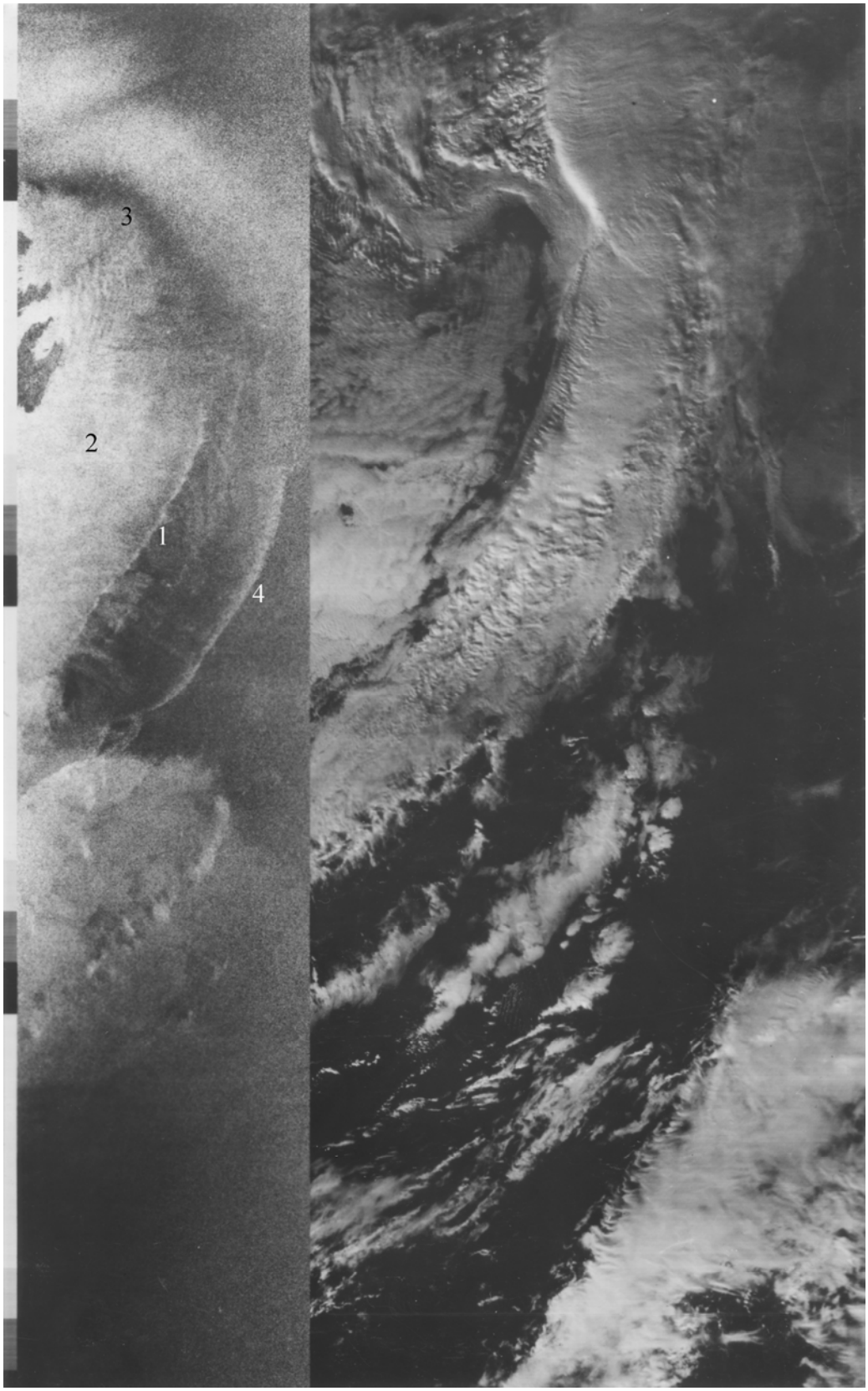



Рис. 3.3. Спутниковые изображения окклюдированного циклона над Охотским морем. ИСЗ «Космос-1500». а) – радиолокационное изображение; в) – оптическое изображение видимого диапазона.




а б

Рис. 3.4. Радиолокационное (а) и оптическое (б) изображения северной части Атлантического океана, полученные с ИСЗ «Космос-1500».

океана, полученное ИСЗ «Космос-1500». В облачной зоне с хорошо выраженной циклонической кривизной преобладают кучевообразные элементы. В таких ситуациях линия фронта у земной поверхности проходит вблизи тылового края облачной полосы [181]. На радиолокационном изображении линии фронта, по-видимому, соответствует узкая (5…10 км) яркая полоса 1, за которой наблюдается усиление ветра до 17…20 м/с (область2). Продолжением этой полосы является темная более широкая (30...40 км) зона 3 со слабыми V<7…10 м/с ветрами. Скорее всего, она отмечает положение фронта окклюзии. Между северной оконечностью полосы 1 и зоной затишья 3 скорость ветра меняется довольно плавно. Еще одна узкая область 4, где скорость ветра возрастает до 20…25 м/с, располагается параллельно холодному фронту впереди него на 150…170 км. Это – зона шквалов. Такая зона опасна для судовождения из-за чрезвычайно быстрого изменения в ней скорости ветра с 5…7 м/с до 20…25 м/с.

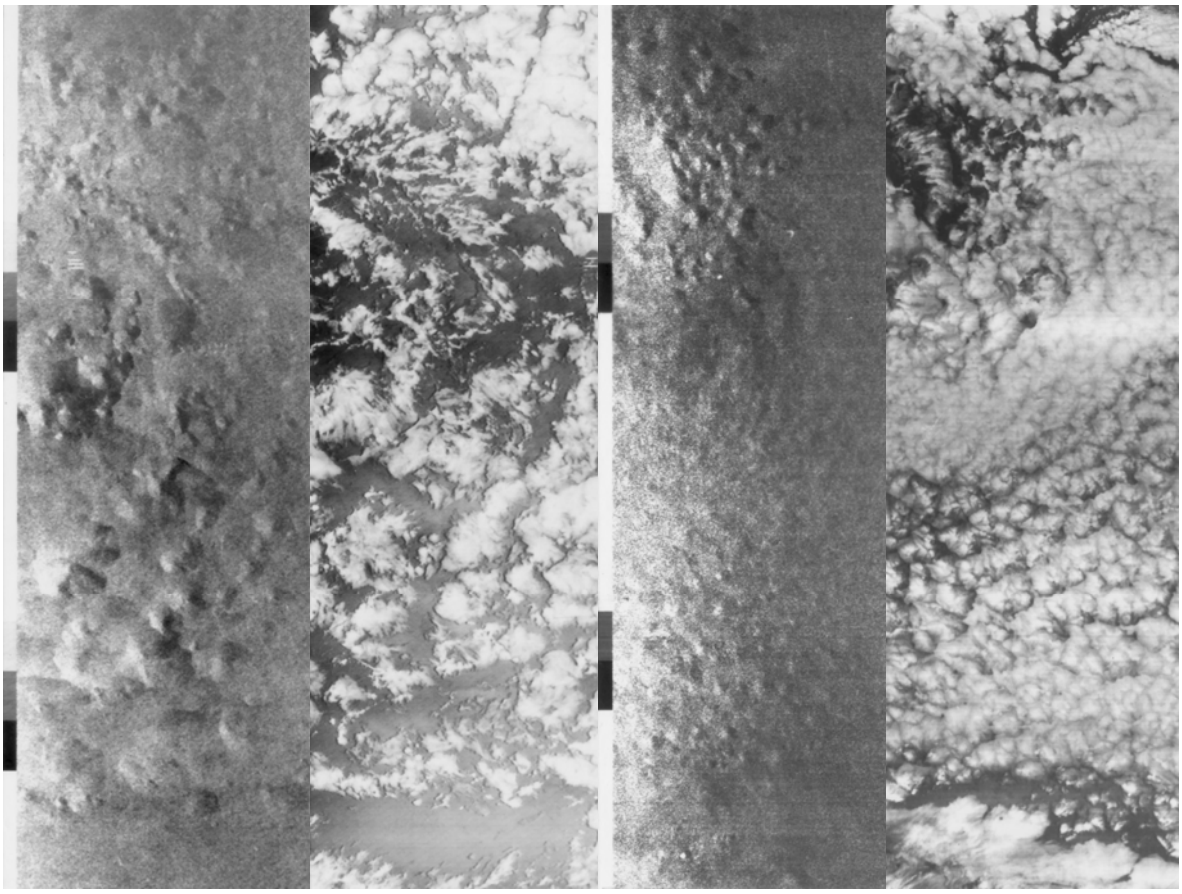
**Мезомасштабные конвективные ячейки, гряды и вихри.**

На многих радиолокационных изображениях океанской поверхности, полученных при помощи РБО ИСЗ «Космос-1500», впервые были обнаружены мезомасштабные (размером от нескольких единиц до нескольких десятков километров) неоднородности в интенсивности рассеянных океанской поверхностью радиосигналов (т.е. в поле приводного ветра), которые имели квазиупорядоченный характер [184]. Сопоставление с синхронными оптическими изображениями показало, что эти неоднородности на радиолокационных изображениях, как правило, были коррелированны с облачными конвективными мезомасштабными грядами и ячейками. Из имеющихся в литературе обширных сведений об упорядоченной конвекции вкратце остановимся на тех, знание которых важно для правильной интерпретации спутниковых радиолокационных изображений. На рис.3.5 приведены радиолокационные и оптические изображения систем мезомасштабных конвективных ячеек различных размеров, полученные с борта ИСЗ «Космос-1500».

Мезомасштабные конвективные ячейки и гряды возникают в сравнительно тонком, неустойчиво стратифицированном пограничном слое над океаном. Поэтому сам факт их существования над определенным участком акватории свидетельствует о неустойчивой стратификации нижнего слоя атмосферы [181].

При двухмерной конвекции образуются гряды облаков (облачные улицы). В грядах средняя мощность конвективного слоя ΔH составляет примерно 2,3 км, а длина волны D (облачная полоса плюс безоблачное пространство) меняется в широких пределах от менее 1 км до 20…30 км. Рост мощности конвективного слоя (что имеет место при продвижении холодного воздуха над теплой поверхностью океана) сопровождается увеличением расстояния между грядами. Длина облачных улиц колеблется от 20 до 500 км и более. Образованию гряд облачности сопутствует повышение скорости ветра у поверхности Земли. Анализ данных синхронных спутниковых и наземных наблюдений показал, что скорость ветра у поверхности растет с увеличением длины гряд и расстояния между ними [185]. Так, при длине волны D<20 км и длине гряд L<200 среднее значение V составляет 8…9 м/с, а при D≈20…50 км и L>700 км - возрастает до 12…14 м/с. В облачных грядах, расположенных в тыловой части циклонического вихря, значения V на 7…12 м/с выше. При грядовой (валиковой) конвекции направление ветра с высотой изменяется незначительно. Поэтому конвективные гряды являются хорошим индикатором направления ветра в пограничном слое атмосферы.

Согласно данным [186], движение частиц в облачных грядах происходит по спиралям, горизонтальные оси которых ориентированы по основному потоку.



а б

Рис. 3.5. Радиолокационные (слева) и оптические (справа) изображения систем мезомасштабных конвективных ячеек различных размеров: а) 20…70 км; б) 5…20 км.

Направление вращения в смежных грядах противоположно. Пространственные вариации продольной составляющей скорости ветра с пределах отдельной ветви спирали достигают экстремальных значений на участках восходящих и нисходящих движений. Ускорение потока, как правило, связано нисходящими участками спирали, а торможение - с восходящими.

Другим широко распространенным примером упорядоченных пространственных структур, как в поле облачности, так и в поле радиолокационных изображений океанской поверхности, являются мезомасштабные конвективные ячейки (МКЯ), свидетельствующие о наличии ячейковой конвекции типа Бенара – Релея. Эти ячейки имеют горизонтальные размеры D=5…100 км и наблюдаются как открытые или закрытые циркуляционные системы. В открытых ячейках нисходящие движения и безоблачное пространство приурочены к их центру, а восходящие движения и облака – к периферии, в то время как закрытые ячейки имеют противоположную циркуляцию. Мощность конвективного слоя, где образуются ячейки, равна 1 – 2 км, а степень сплюснутости $\delta=D/\Delta H$ составляет 5…50, что в среднем на порядок больше, чем у классических бенаровских ячеек.

В зависимости от характера процесса в пограничном слое, конвективные ячейки могут быть разделены на два типа [187,188].

I тип – МКЯ, связанные с холодными вторжениями. Образование ячеек (в основном открытых) происходит над теплыми океаническими течениями при движении холодного воздуха на восток от континентов. Формирования облачности происходит в результате сильного нагревания воздуха и поступления влаги снизу. Вначале преобладают облака кучевых форм, но в дальнейшем они трансформируются в слоисто-кучевые – по мере того, как они распространяются ниже слоя инверсии. Этот процесс может существовать несколько дней, обычно после прохождения внетропического циклона.

II тип – МКЯ, связанные с полями слоисто-кучевой облачности над морем. Это преимущественно закрытые конвективные ячейки, которые формируются над более холодными участками океана, в основном к западу от континентов. Источником энергии для вертикального перемешивания в данном случае является радиационное выхолаживание вершин облаков. Потоки тепла на границе океан-атмосфера в этом случае невелики.

МКЯ весьма распространены над земным шаром. По мнению Е.Эйджи [187], в любой момент времени они могут быть обнаружены над тем или иным районом планеты. Карта с данными о преимущественном расположении зон МКЯ над акваторией Мирового океана [187], дополненная данными, полученными с ИСЗ «Космос-1500» [171], приведена на рис. 3.6.

Очевидны сложности экспериментальных исследований упорядоченной конвекции над океаном. Применительно к интерпретации вариаций яркости спутниковых радиолокационных изображений наибольший интерес представляют данные об изменчивости скорости ветра у поверхности океана. По данным работы [185], средняя скорость ветра над Тихим океаном составляла 8,6 м/с при закрытых ячейках, 14,3 м/с – при открытых, а когда ячейки приобретают серповидную форму, - 17,6 м/с.

Данные радиолокационного зондирования чаще приносят информацию о МКЯ первого типа, связанных с холодными вторжениями. При холодных вторжениях у восточного побережья материка (или края ледового покрова) океана образуется безоблачное пространство, хорошо видное на спутниковых оптических изображениях. Очертания безоблачной зоны часто повторяют форму побережья или

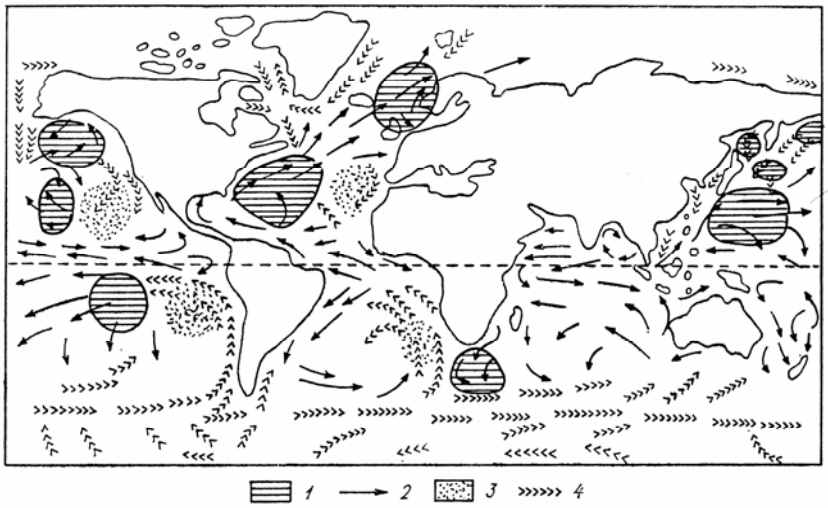



Рис. 3.6. Преимущественное расположение мезомасштабных конвективных образований над акваториями океанов [171,187].
1 – открытые ячейки; 2 – теплые течения; 3 – закрытые ячейки; 4 – холодные течения.

ледовой прикромочной зоны. Ширина безоблачной зоны меняется в зависимости от скорости ветра, влажности воздуха, разности температур воздуха и воды и служит, таким образом, индикатором интенсивности процессов взаимодействия атмосферы и океана [189,190]. По мере продвижения холодного воздуха над теплыми водами океана он вследствие прогрева и увлажнения теряет статическую устойчивость. Возникающие при этом конвективные движения имеют вид облачных валов, расстояние между которыми растет с удалением от побережья (с увеличением мощности конвективно перемешанного слоя). Развитие процесса (добавочный прогрев) приводит к тому, что двухмерная структура конвекции переходит в трехмерную - в открытые конвективные ячейки, размеры которых также могут меняться. Поток тепла на границе атмосфера-океан под ячейками может достигать 1200 Вт/м$^2$ [194], что способствует развитию сильных бароклинных зон, а при возникновении возмущений - к **процессам циклоногенеза**. Последнее имеет чрезвычайно большое значение, поскольку открывает возможность прогнозирования и оперативного выявлении процессов зарождения таких наиболее мощных атмосферных процессов, как тропических (ураганов, тайфунов) и внетропических циклонов.

Новым и важным источником оперативных сведений о мезомасштабных конвективных процессах над океаном стали системы спутникового радиолокационного зондирования, позволяющие определить условия на нижней границе пограничного слоя атмосферы [182,184,191]. Рассмотрим формирование радиолокационных изображений мезомасштабных конвективных ячеек (см. например рис. 3.5). Наиболее часто встречающееся серповидное очертание радиолокационных изображений МКЯ было объяснено в работах [184,191]. На рис. 3.7 представлена выявленная в ходе численных экспериментов структура движения воздуха в открытых ячейках вблизи нижней границы конвективного слоя [188].

Длина стрелок пропорциональна горизонтальной скорости ветра. На рис. 3.8 схематически изображено, как при векторном сложении скоростей общего переноса воздушных масс и радиальных потоков воздуха открытых конвективных ячеек (см. рис.3.7) формируется поле отраженных радиолокационных сигналов (интенсивность которых пропорциональна УЭПР взволнованной морской поверхности). Видно, что образующиеся при этом серповидные участки радиолокационных изображений ориентированы так, что вектор скорости общего переноса воздушной массы направлен внутрь вогнутых частей "серпов" [191]. На идеализированной схеме ячеистой структуры поля радиолокационных изображений системы открытых ячеек (рис.3.8 в) обращают на себя внимание помимо ярких "серпов" примыкающие к каждому из них с наветренной стороны темные (относительно фоновых значений радиолокационного изображения морской поверхности) эллипсоидальные участки. Это понижение интенсивности рассеянных радиолокационных сигналов связано с взаимной компенсацией скорости движения приводных слоев воздуха за счет конвективных процессов и общего переноса воздушной массы.

Для конвективных ячеек закрытого типа специфика такова, что радиальные ветровые потоки каждой из ячеек не формируют непрерывного кольца (которое формируется в промежутке между несколькими соседними ячейками). В итоге и в этом случае на радиолокационных изображениях формируются серповидные участки, обусловленные повышенной спектральной плотностью морской ряби, которые ориентированы относительно вектора общего переноса воздушной массы так же, как и в случае открытых ячеек. Однако в отличие от случая с открытыми ячейками серпы закрытых ячеек должны быть существенно смещены относительно центров облачных ячеек [191].

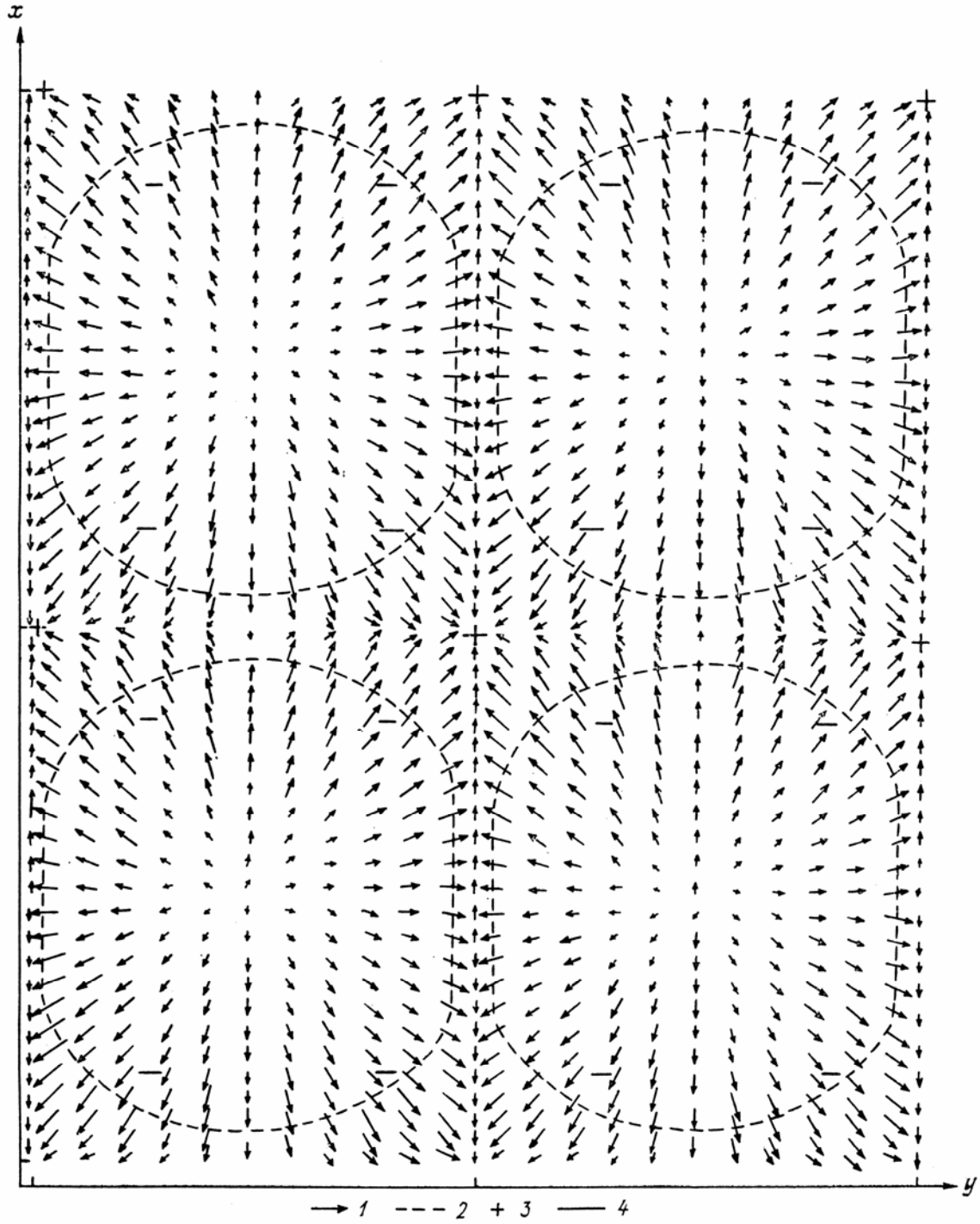



Рис. 3.7. Структура движения воздуха в открытых ячейках вблизи нижней границы конвективного слоя [188].

1 – горизонтальные векторы скорости, 2 – V=0, 3 – область с V>0, 4 – область с V<0.

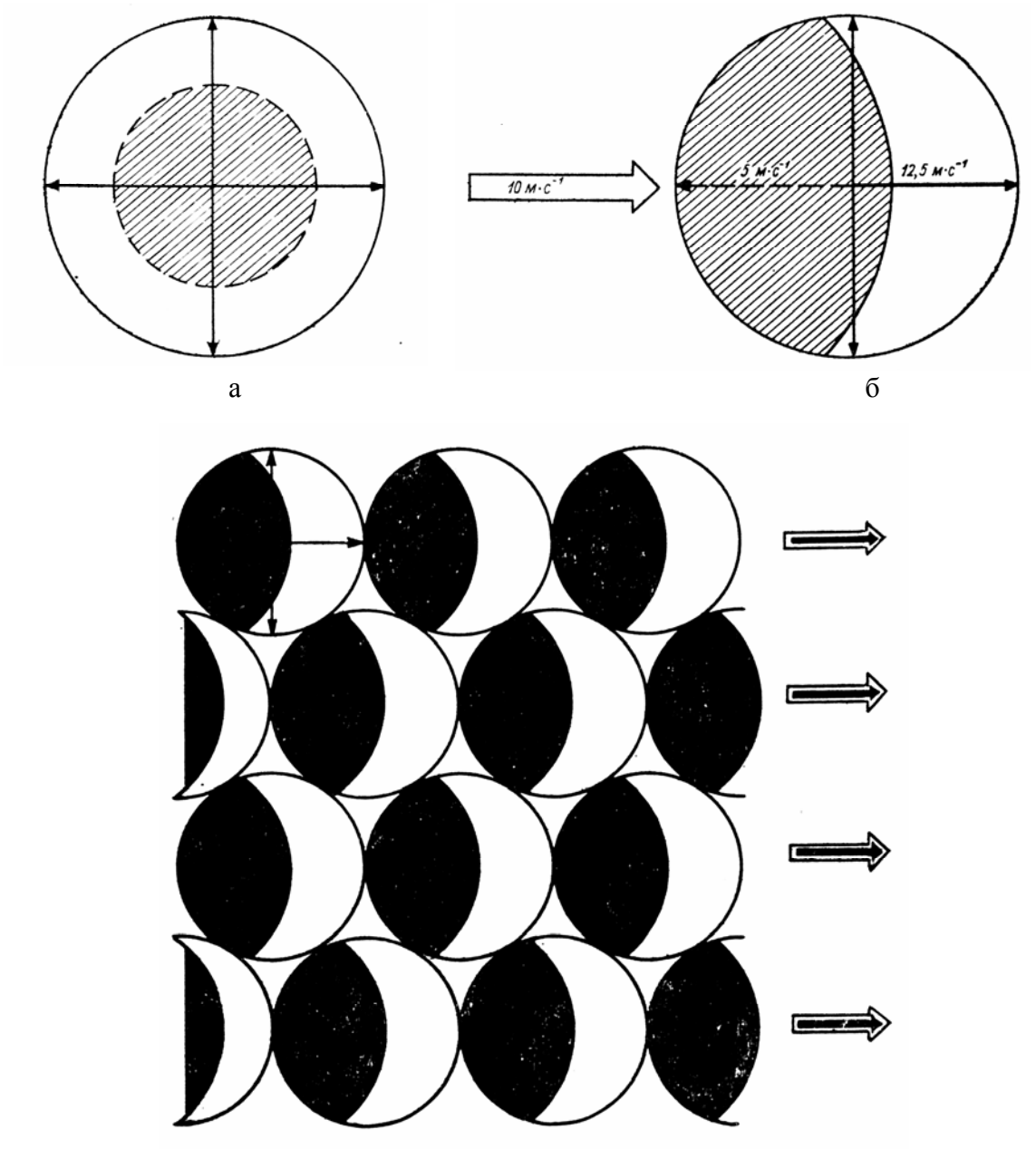


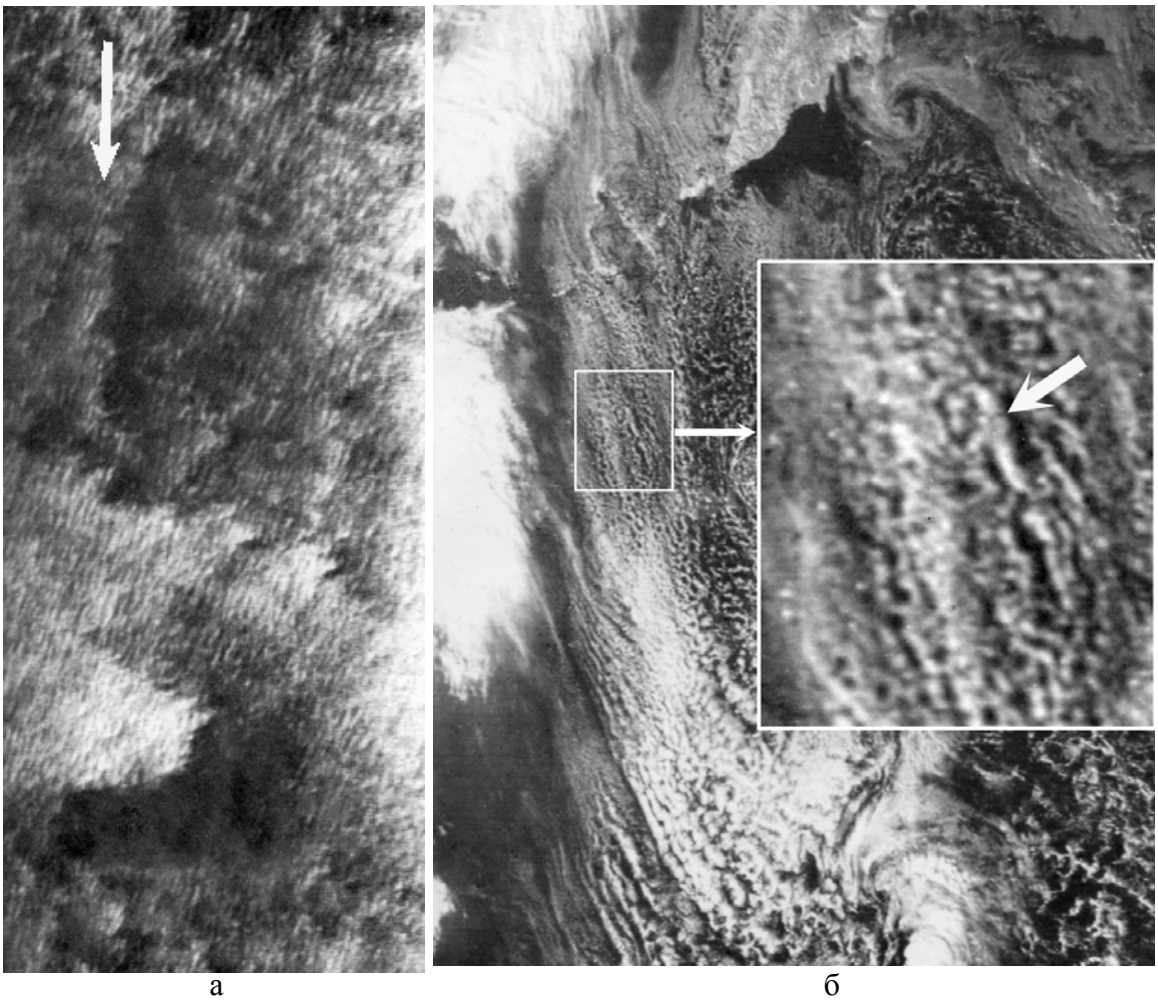

Рис. 3.8. Типичная пространственная структура радиолокационного изображения (поля УЭПР) морской поверхности в условиях ячейковой конвекции в атмосфере: а) для одиночной ячейки открытого типа в статичном состоянии; б) для одиночной ячейки и в) для системы ячеек при наличии общего переноса воздушной массы (внешние стрелки) [191].

В реальных условиях циркуляция воздуха в конвективных ячейках в большей или меньшей степени отличается от осесимметричной, плановая форма ячеек деформируется под влиянием общего переноса, отмечаются взаимодействия между циркуляционными потоками соседних ячеек, сочетание ячейковых структур с грядовыми и т.д. Кроме того, к определенным искажениям формы радиолокационных изображений конвективных ячеек приводит зависимость интенсивности рассеянных сигналов от азимутального угла между направлением радиолокационного облучения морской поверхности и направлением фонового ветрового потока [171]. Поэтому при интерпретации вариаций яркости радиолокационных изображений в областях с МКЯ необходимо принимать во внимание как модельные представления, так и возможные отклонения от них. Более детально структура радиолокационного изображения мезомасштабных конвективных ячеек наблюдается на рис. 3.9, где представлено радиолокационное изображение структуры таких ячеек на поверхности Норвежского моря, полученное при помощи самолетного РБО (комплекса "Аналог-1", с пространственным разрешением ≈30 м) 3-см диапазона радиоволн. На радиолокационном изображении хорошо наблюдаются их мелкомасштабные структурные особенности – зоны т.н. «пульсаций» приводного ветра, вызванные циркуляционными процессами, а также ярко выраженные зоны компенсации приводных ветровых потоков.

В заключении раздела о мезомасштабных конвективных ячейках нам хотелось проиллюстрировать еще один очень важный на наш взгляд механизм – механизм зарождения мезомасштабных вихрей в полях мезомасштабных конвективных ячеек. Важность его заключается в том, что, как было упомянуто выше, это один из путей циклоногенеза, в том числе и генерации наиболее опасных циклонов – тропических, т.е. ураганов и тайфунов. На рис. 3.10 приведено радиолокационное изображение такого мезомасштабного вихря (а), полученное в момент его развития на периферии крупномасштабного поля конвективных ячеек юго-восточнее Курильских островов. Изображение получено при помощи РБО 3-см диапазона самолетного комплекса «Аналог» [192,193]. Для сравнения на рис. 3.10 б представлено оптическое изображение этого же района, полученное с ИСЗ NOAA. На радиолокационном изображении участка океанской поверхности шириной около 10 км отчетливо проявляется структура поля приводного ветра мезомасштабного вихря, возникшего в системе конвективных образований на фоне поперечного сдвига скорости ветра. Визуальные наблюдения с борта самолета и космическая оптическая информация подтвердили наличие в этом районе развивающегося мезомасштабного вихревого образования. Относительно небольшие его вертикальные размеры (верхняя граница его облачной структуры располагалась на высоте ~2 км), а также расположение на периферии ветрового потока свидетельствует о том, что, по-видимому за формирование вихря отвечает механизм баротропной неустойчивости.

По радиолокационному изображению мезомасштабного вихря определены поля УЭПР и скорости приводного ветра (место разреза отмечено на рис. 3.10 а); диапазон изменения последней от 4-5 до 15-17 м/с, что соответствовало значениям УЭПР $\sigma^0$ от –23 до –15 дБ. Вихрь развивался на фоне внешнего поля скорости ветра 10-12 м/с. Пространственный масштаб активной части вихря составлял 10-12 км, центральной невозмущенной части 2-3 км; визуально наблюдаемая облачная спиральная структура на высоте 2 км над поверхностью моря (3 витка спирали) имела размеры до 30 км.

Рис. 3.9. Радиолокационное изображение мезомасштабных конвективных ячеек в Норвежском море, полученные при помощи РБО 3-см диапазона волн авиационного комплекса "Аналог-1".



а б

Рис.3.10. Радиолокационное изображение центральной части мезомасштабного вихря (а), зарождающегося на периферии системы мезомасштабных конвективных ячеек, полученное при помощи РБО авиационного комплекса «Аналог»; (б) – оптическое изображение этого же района с ИСЗ NOAA.

В соответствии с полуэмпирическими соотношениями скорости ветра V и коэффициентов энерго-, тепло-, массообмена $C_D$, $C_H$, $C_E$ [194] на основании данных по полю скорости ветра, полученных дистанционным способом, определено распределение параметров обмена в системе океан-атмосфера по области ветра и на его периферии.

Сечение поля коэффициентов переноса импульса $C_D$ может быть легко получено из графика рис. 3.11 а с учетом соотношения [194]

$$C_D = (1{,}02+0{,}0536V)10^{-3} \qquad (3.1)$$

Для определения потока явного тепла использована зависимость [194]

$$H=\rho_a c_p C_H(V)V(T_n-T_a), \qquad (3.2)$$

где $\rho_a c_p$ – теплоемкость единицы объема воздуха, $C_H$ – коэффициент теплопереноса, $(T_n-T_a)$ – перепад температур на границе вода-воздух (контактные данные по району измерений $T_n = 2^0$ C, $T_a=-8^0$ C), что для области максимальной скорости ветра дает оценку $H\approx200$ Дж/м$^2$с. На рис. 3.11б приведено относительное изменение потока явного тепла H на периферии вихря и в его активной части, по 4-м независимым радиолокационным изображениям поверхности океана, полученным при пролетах с различных направлений. Здесь $H^0$ означает среднее значение потока

площади 2x10 км$^2$ поперек направления полета, ⟨H⟩-среднее значение по всему радиолокационному изображению.

Как видно из приведенных результатов, поля скорости приводного ветра обнаруживают существенную пространственную неоднородность с масштабом порядка 400 м. Распределение интенсивности процессов обмена в системе океан-атмосфера примерно на 50% превышает средние значения вне активной зоны вихря.

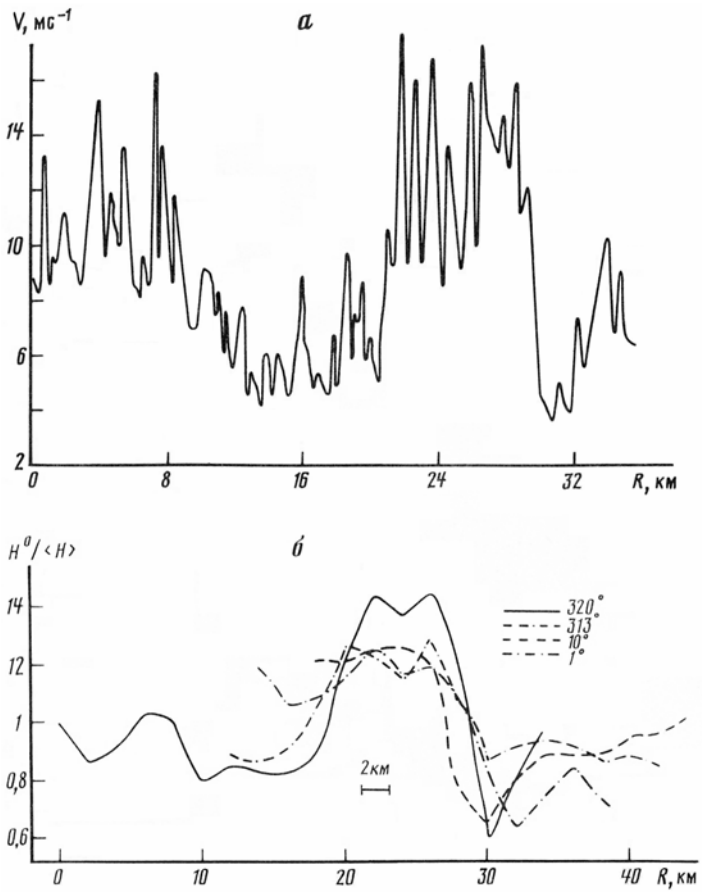



Рис. 3.11. а) – трассовый разрез скорости приводного ветра вдоль мезомасштабного вихря; б) - относительное изменение потока явного тепла H на периферии вихря и в его активной части, по 4-м независимым радиолокационным изображениям поверхности океана, полученным при пролетах с различных направлений, $H^0$ - среднее значение потока площади 2x10 км$^2$ поперек направления полета, ⟨H⟩ - среднее значение по всему радиолокационному изображению.

## §3.2 Определение параметров поля приводного ветра по радиолокационным изображениям поверхности океана

При мониторинге океана и процессов в системе океан-атмосфера одной из важнейших является задача дистанционного определения параметров поля приводного ветра, так как при воздействии ветра на водную поверхность происходит передача энергии атмосферы океану. Энергия ветра является одним из главных факторов, порождающих основные системы течений океана. Определив абсолютные значения скоростей и направлений приводных ветров, вызванных различными метеообразованиями (от самых слабых до наиболее опасных - тропических циклонов), можно оценить их энергетику, влияние на структуру деятельного слоя океана и многое другое.

В настоящем разделе рассмотрены особенности методики определения параметров поля приводного ветра по радиолокационным изображениям поверхности океана, получаемых радиолокаторами бокового обзора с реальной апертурой антенны (РБО) ИСЗ типа «Космос-1500»/«Океан»/«Сич-1». Данная методика основана на определении УЭПР взволнованной морской поверхности по уровню отраженного радиолокационного сигнала и сравнении полученных значений с экспериментально-теоретическими зависимостями УЭПР морской поверхности от скорости приводного ветра $\sigma^0(V)$. Анализируются примеры и результаты многолетних экспериментов в подтверждение описываемой методики.

Необходимо подчеркнуть, что методика определения параметров поля приводного ветра по космической радиолокационной информации прошла всестороннюю апробацию в учреждениях Госкомгидромета и Управления гидрографии ВМФ бывшего СССР, на основании которой были выпущены нормативно-производственные методические указания [195].

Определение параметров поля приводного ветра над морской поверхностью по радиолокационным данным базируется на зависимости уровня рассеянного радиолокационного сигнала от скорости ветра и ориентации его вектора относительно направления зондирования. Высокая чувствительность спектральной плотности морской ряби, рассеивающей радиоволны сантиметрового диапазона, а, следовательно, и интенсивность рассеянного радиолокационного сигнала (и, соответственно, УЭПР взволнованной морской поверхности) к изменениям вектора скорости приводного ветра, отмеченная в первой главе, позволяет наблюдать даже слабые его вариации, что значительно облегчает установление направления ветра по пространственной структуре радиолокационного «отпечатка» поля ветра.

Для предварительной оценки состояния поля приводного ветра производится оперативный анализ космических радиоизображений, направленный на быстрое исследование структуры поля волнения, обнаружение различных неоднородностей и идентификацию их непосредственно по радиоизображению на экране дисплея или твердой копии. При визуальном анализе выделяются зоны повышенной яркости, обусловленные увеличением спектральной плотности ряби под воздействием приводного ветра, и зоны понижения яркости, определяются их форма и направление. Исходя из структуры этих зон устанавливается тип атмосферного образования (атмосферный фронт, циклон, мезомасштабные конвективные ячейки или др.), вызвавшего приводный ветер.

При исследовании тонкой структуры космических радиолокационных изображений морской поверхности в полосе обзора до 500 км часто возможно определить направление приводного ветра с помощью различных косвенных признаков - трассеров. Направление ветра оценивается по косвенным признакам и

структурным особенностям пространственного распределения яркости на радиолокационном изображении. Такими признаками являются: радиолокационные тени за возвышенными участками побережья и за островами, связанные с экранированием части набегающего воздушного потока; характер и организация отдельных ячеек в поле пространственно упорядоченной мезомасштабной конвекции; периодические структуры, вызванные орографическими подветренными волнами; протяженные полосчатые структуры, вытянутые параллельно направлению вектора приводного ветра, ориентация зон схождения ветровых потоков и мн.др.

Для определения характера атмосферного образования и направления ветра целесообразно привлекать оптическую информацию, получаемую на таких ИСЗ синхронно с радиолокационной, а также данные контактных наземных измерений.

При оперативной обработке основным этапом является оценка интенсивности рассеянных сигналов, которая производится сопоставлением по яркости участков рабочего поля радиоизображения с градационными уровнями радиолокационной калибровки. По найденным значениям уровней рассеянных сигналов и направлениям ветра при помощи расчетных зависимостей (на рис.3.12 представлены расчетные зависимости уровней сигналов в полосе обзора РБО "Сич-1" при различных состояниях морской поверхности; зависимости построены для наиболее часто используемого режима работы РБО) определяется модуль скорости приводного ветра. Следует подчеркнуть, что данные рис.3.12 получены для случая направления зондирования поверхности навстречу ветру, поэтому для получения данных при произвольном направлении зондирования необходимо учесть азимутальную зависимость интенсивности рассеянных сигналов. Для этого можно использовать соотношение

$$U_k = U \times 10^{\frac{3(1-\cos 2\varphi)+0,25(1+\cos\varphi)}{20}}, \qquad (3.3)$$

где U-яркость выбранного участка морской поверхности в уровнях калибровочного клина, определенная визуально или путем микрофотометрирования изображения.

Процедура оценки модуля скорости приводного ветра по радиолокационному изображению следующая: определяется дальность от начала полосы обзора до интересующего участка морской поверхности -D; определяется направление локального ветра (одним из описанных выше способов) и, соответственно, угол φ между направлением ветра и направлением зондирования (отсчитывается от калибровочного клина РБО вдоль строки); определяется яркость выбранного участка морской поверхности в уровнях калибровочного клина U; затем производится коррекция уровня сигнала согласно выражению (3.3); полученное значение откорректированного уровня сигнала наносится на зависимости рис.3.12 с учетом дальности до выбранного участка от начала полосы обзора; используя эти зависимости, определяется скорость приводного ветра.

Следующим (основным) этапом обработки радиолокационного изображения является определение собственно параметров вектора приводного ветра, прежде всего модуля скорости, на основе измерения интенсивности рассеянных сигналов. Основой для определения скорости приводного ветра являются обобщенные зависимости УЭПР(σ°) поверхности океана от скорости приводного ветра $|V|$, построенные для длины облучающей радиоволны λ=3 см (Рис.3.13). Эти зависимости получены путем расчетов на базе модели избирательного рассеяния радиоволн взволнованной морской поверхностью и коррекции их по данным

многолетних экспериментов [195], проведенных с борта вертолета и самолета-лаборатории.

Объектом обработки является радиолокационное изображение участка морской поверхности, полученное с борта ИСЗ типа «Космос-1500»-«Океан»-«Сич-1», представленное в виде двухмерного массива цифровой информации (строчно-кадровая структура массива, байтное представление чисел) на магнитном носителе или т.п. Процедура ввода информации в ЭВМ на приемном пункте и предварительной нормализации здесь не рассматривается.

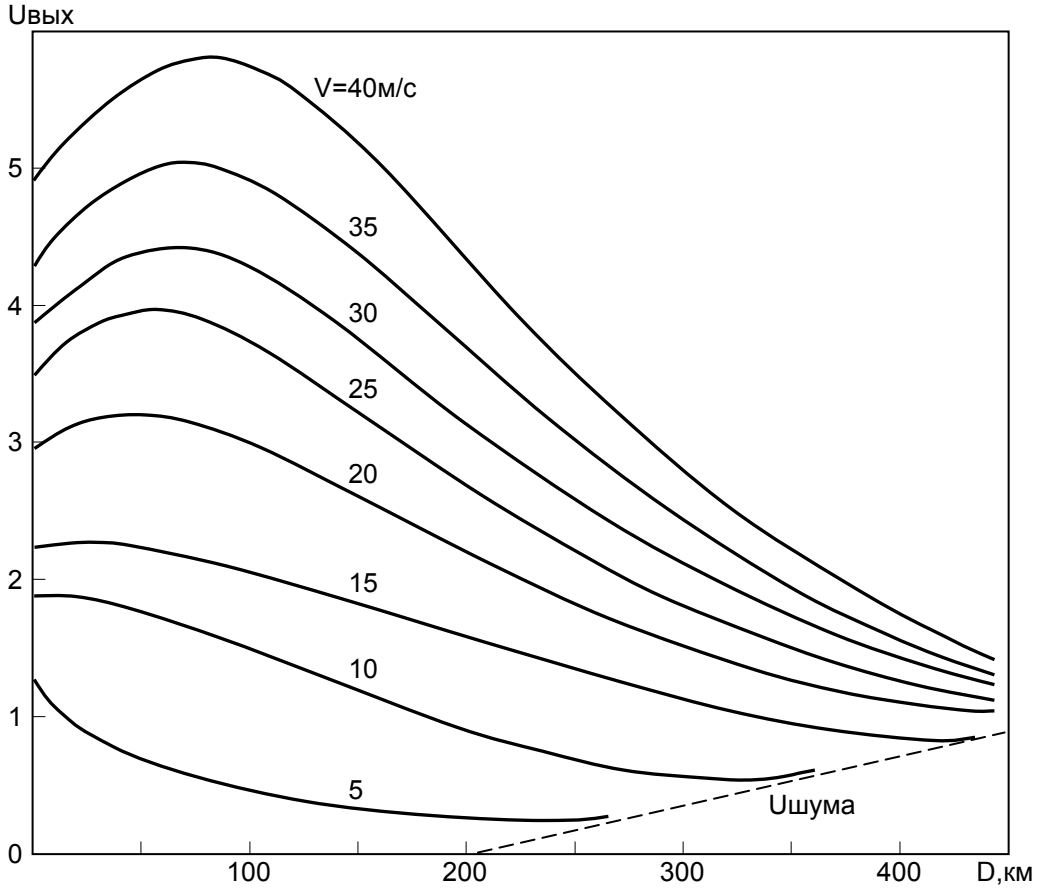



Рис. 3.12. Зависимости уровней отраженных радиолокационных сигналов в полосе обзора РБО «Сич-1» для различных состояний морской поверхности.

В целях повышения точности вычисления σ° поверхности моря в ЭВМ производится усреднение изображения морской поверхности по участкам, размеры которых задаются оператором в зависимости от конкретных условий. Так, например, для случая однородного поля приводного ветра (направление ветра внутри поля изменяется незначительно) размеры элемента усреднения могут достигать 50x50 км$^2$, а для участков с мезомасштабной конвекцией, где направление ветра изменяется кардинально на протяжении 10-20 км, размеры элемента усреднения не должны превышать 5x5 км$^2$. Таким образом организован псевдоскаттерометрический режим.

Одновременное использование исходного и усредненного изображений морской поверхности позволяет получать для каждого элемента усреднения $m_{ij}$ (i-

координата вдоль строки, j- вдоль кадра изображения) информацию о направлении приводного ветра $\phi_{ij}$ (определяется оператором из анализа исходного изображения) и точное значение $\sigma^o_{ij}$ (из усредненного изображения). По результатам расчетов $\sigma^o_{ij}$ и найденному направлению ветра $\phi_{ij}$ вычисляется модуль скорости приводного ветра. Для этого используются обобщенные зависимости σ°(V), представленные на рис.3.13. Процедура определения $|V_{ij}|$ следующая.

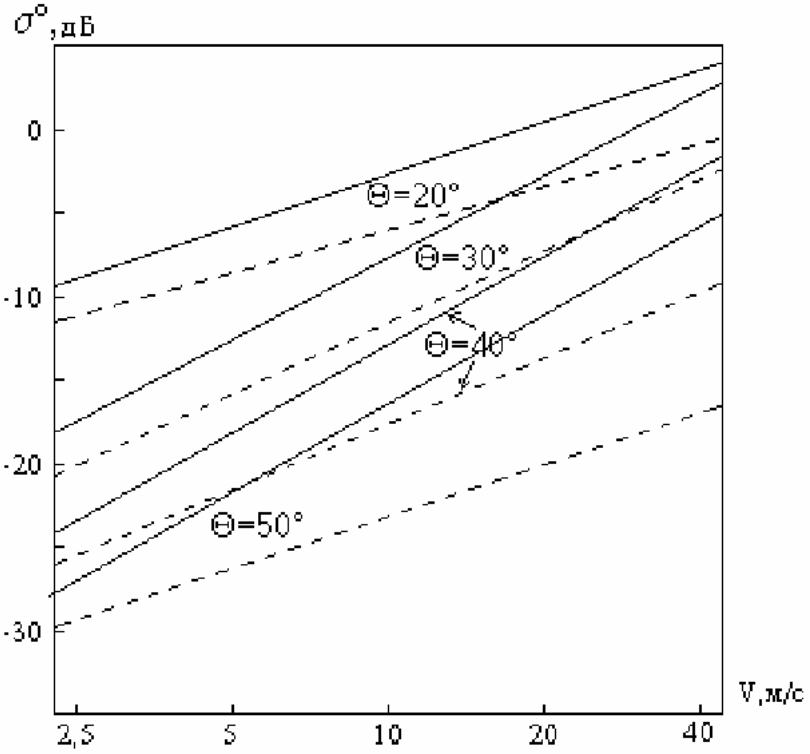



Рис. 3.13 Обобщенные зависимости УЭПР σ° морской поверхности от скорости приводного ветра V для λ=3 см и вертикальной поляризации при облучении поверхности навстречу ветру (сплошные линии) и ортогонально к нему (штриховые линии) для различных углов падения Θ.

УЭПР σ° $m_{ij}$-го участка подстилающей поверхности имеет вид:

$$\sigma^o_{ij} = \frac{64x^3L^3}{P_и G^2\lambda^2}\frac{1}{n}\sum_{ij}\frac{P^и_{ij}r^4_{ij}}{S_{ij}D^2_{ij}\delta^2_{ij}}, \qquad (3.4)$$

где L- потери в тракте запитки антенны РБО; $P_и$ - импульсная мощность передатчика РБО; G - коэффициент усиления антенны; λ - рабочая длина волны; $r_{ij}$-наклонная дальность до отражающей площадки; $D_{ij}$ - угломестный диаграммный множитель антенны в направлении отражающей площадки; $\delta_{ij}$ - коэффициент передачи радиоволн в атмосфере (для радиоволн 3-х сантиметрового диапазона в большинстве случаев мало отличается от 1); n - число усредняемых элементарных отражающих площадок.

Истинное значение полной мощности принятого сигнала:

$$P_{ij}^{и} = \frac{1{,}3P_{k1}}{\left(\overline{U}_{k1} - U_{n}\right)^{2} - \overline{U}_{ш_к}^{2}}\left[\left(\frac{U_{ij}^{и}}{3}\right)^{2} - \overline{U}_{ш_к}^{2}\right], \qquad (3.5)$$

где $P_{k1}$ - мощность сигнала соответствующей градации калибровочного клина; $\overline{U}_{k1}$- усредненное внутри одной градации значение сигнала соответствующей ступени калибровочного клина; $U_{ij}^{и}$- истинное значение сигнала в i-й точке j-й строки изображения с учетом коррекции сигнала вдоль строки (выполняемой в блоке обработки сигналов БОС на борту ИСЗ):

$$U_{ij}^{и} = \frac{\left(U_{ij} - U_{п}\right)N}{(K-1)i_{j} + N}, \qquad (3.6)$$

где $U_{ij}$-измеренное значение сигнала в i-й точке j-й строки изображения; $U_{п}$- напряжение подставки, возникающее в аналоговой линии передачи информации РБО; К- коэффициент коррекции усиления вдоль строки изображения в БОС-е РБО; $\overline{U}_{ш_к}$- среднее значение шума приемника РБО при передаче калибровочного сигнала; N- число элементов разбиения строки радиолокационного изображения; $i_{j}$- текущее значение номера точки в текущей строке;

$$r_{ij} = \sqrt{R^{2} + (R+H)^{2} - 2R(R+H)\cos\frac{d_{ij}}{R}}; \qquad (3.7)$$

R- средний радиус Земли; H- средняя высота полета ИСЗ в момент съемки; $d_{ij}$- расстояние от проекции орбиты ИСЗ до $m_{ij}$-го участка подстилающей поверхности для реальной высоты, начальной задержки пачки стробов, опрашивающих сигнал ($\tau_0$), и длительности пачки стробов ($\tau_{п}$). Для большинства задач исследования поверхности океана остаточными геометрическими искажениями радиолокационных изображений можно пренебречь, тогда

$$d_{ij} = d_{н} + \frac{\left(i_{j} - 1\right)}{N}\left(d_{к} - d_{н}\right), \qquad (3.8)$$

а $d_{к} d_{н}$- расстояния от проекции орбиты до конца и начала полосы обзора определяются по формуле:

$$d = R\arccos\left\{\frac{1 + \left(1 + \frac{H}{R}\right)^{2} - \left[\frac{c\left(\tau_{o} + \tau_{п}\right)}{2R}\right]^{2}}{2\left(1 + \frac{H}{R}\right)}\right\}, \qquad (3.9)$$

а площадь элементарной рассеивающей площадки:

$$S_{ij} = \frac{r_{ij} c \tau_{и} \sin\psi}{2\sin\Theta_{ij}}, \qquad (3.10)$$

$\psi$ - результирующая (на передачу-прием) ширина диаграммы направленности антенны РБО в азимутальной плоскости; c- скорость света в вакууме; $\tau_{и}$- длительность зондирующего импульса; $\Theta_{ij}$- угол падения радиоволны для данного элемента поверхности с учетом кривизны поверхности Земли:

$$\Theta_{ij} = \mathrm{arctg}\left[\frac{R\sin\left(\frac{d_{ij}}{R}\right)}{R + H - R\cos\left(\frac{d_{ij}}{R}\right)}\right] + \frac{d_{ij}}{R}. \qquad (3.11)$$

По результатам расчетов $\sigma^{o}_{ij}$ с помощью установленных из исходного радиолокационного изображения значений $\varphi_{ij}$ (угла между направлением ветра и направлением облучения) определяется пространственное распределение модуля скорости приводного ветра $|V_{ij}|$ Для этого используются обобщенные расчетно-экспериментальные зависимости $\sigma°(V)$ (см.рис.3.13). Для нахождения $|V_{ij}|$ эти зависимости интерполируются на область произвольных значений $\Theta_{ij}$,$\varphi_{ij}$.

Для реализации процедуры определения параметров поля приводного ветра по радиолокационным изображениям взволнованной морской поверхности РБО ИСЗ типа «Космос-1500»-«Океан»-«Сич-1» специалистами Центра радиофизического зондирования Земли имени А.И.Калмыкова НАН и НКА Украины создан специальный аппаратно-программный комплекс, который позволяет производить обработку радиолокационных данных в интерактивном режиме с помощью ЭВМ типа IBM PC.

Алгоритм определения собственно параметров поля приводного ветра по данным РБО приведен в верхней части рис. 3.14.

Рассмотрим несколько характерных примеров определения параметров поля приводного ветра в различных ситуациях.

На рис. 3.15а приведено радиолокационное изображение поверхности Тихого океана возле южного побережья Аляски, полученное РБО ИСЗ «Сич-1» 10.01.96 г. (Виток №1949). На радиолокационном изображении отчетливо проявляются "отпечатки" мощных потоков приводного ветра - 2-х южнее о-ва Кадьяк и одного севернее. Генеральное направление ветровых потоков у морской поверхности по радиоизображению определяется однозначно - с северо-запада на юго-восток, об этом свидетельствуют как ориентация самих потоков воздушных масс, так и ориентация зон затенения у побережья и островов. При обработке изображения такого типа пространственное усреднение радиолокационных данных, необходимое для повышения точности определения $\sigma°$ поверхности, может быть выполнено по достаточно большим участкам ~50х50км$^2$.

На рис. 3.15б представлена карта приводного ветра, построенная при обработке на ЭВМ данных рис. 3.15а. Видно, что скорость ветра в потоках достигает 20 м/сек. Особую ценность радиолокационных данных составляет возможность точного определения положения границ ветровых потоков, т.е. зон наиболее опасных для мореплавания (ветер здесь резко изменяется на небольших расстояниях ~1-2 км). Такое определение границ невозможно сделать при помощи других средств дистанционного зондирования и контактных измерений.

Несколько иная ветровая атмосферная ситуация представлена на радиолокационном изображении РБО ИСЗ «Сич-1» района залива Аляска (см. Рис.3.16а), полученном 12.01.96 г., виток №1971. Атмосферные процессы в этом районе характеризуются интенсивной мезомасштабной конвекцией, более устойчивой в южной части. В северной части изображения океанской поверхности (на периферии поля мезомасштабной конвекции) наблюдаются процессы развития атмосферной неустойчивости - генерация целого ряда мезомасштабных вихрей. В этих условиях направление приводного ветра резко изменяется на относительно

небольших расстояниях. В поле мезомасштабных конвективных ячеек изменение направления ветра происходит столь часто [182], что это практически невозможно отобразить в карте поля приводного ветра. Для этого случая возможно лишь оценить направление генерального перемещения воздушной массы (для случая стабильного поля мезомасштабной конвекции), а также диапазон изменения скорости приводного ветра. Для рассматриваемого случая в нижней части снимка изменение скорости приводного ветра составляет 10-15м/сек. Направление и скорость приводного ветра для остальной части изображения приведены на рис.3.16б.

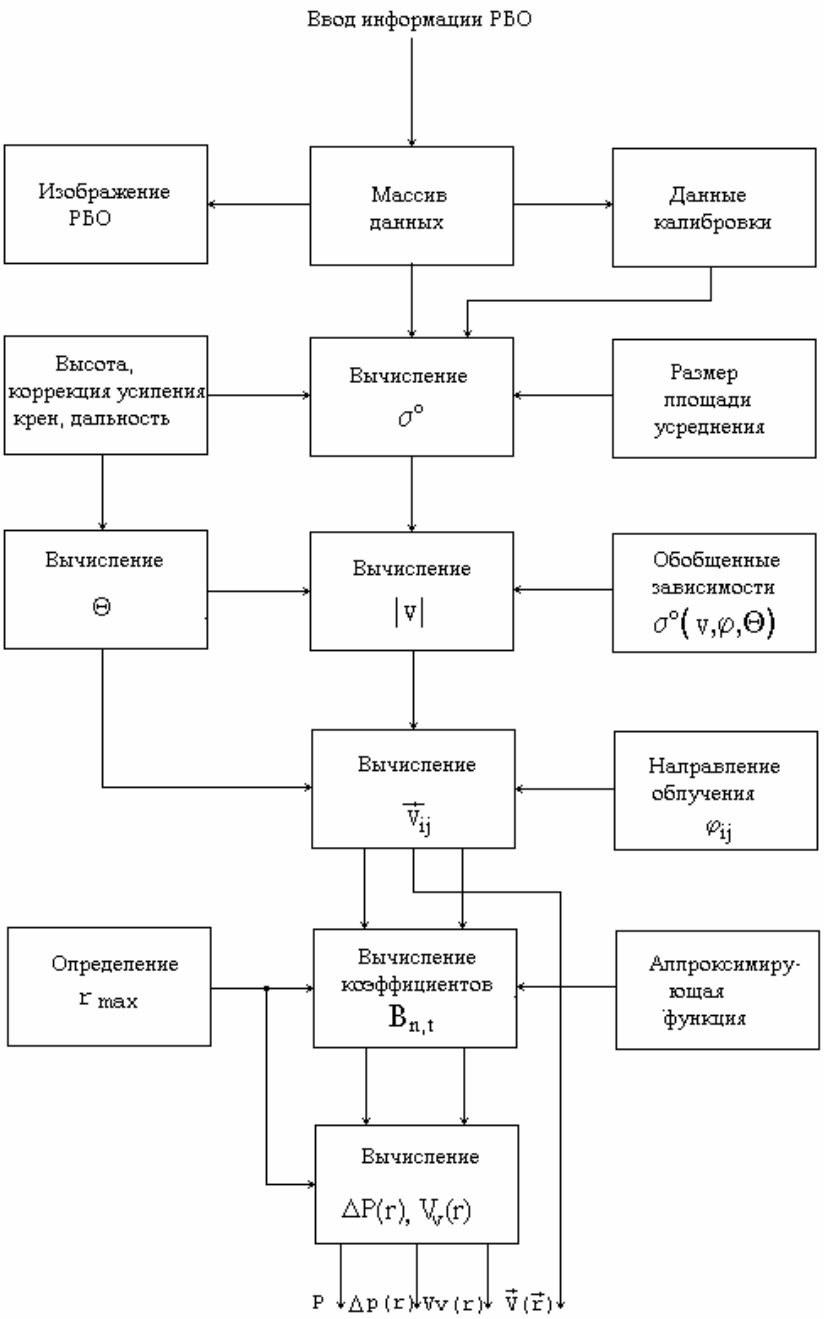
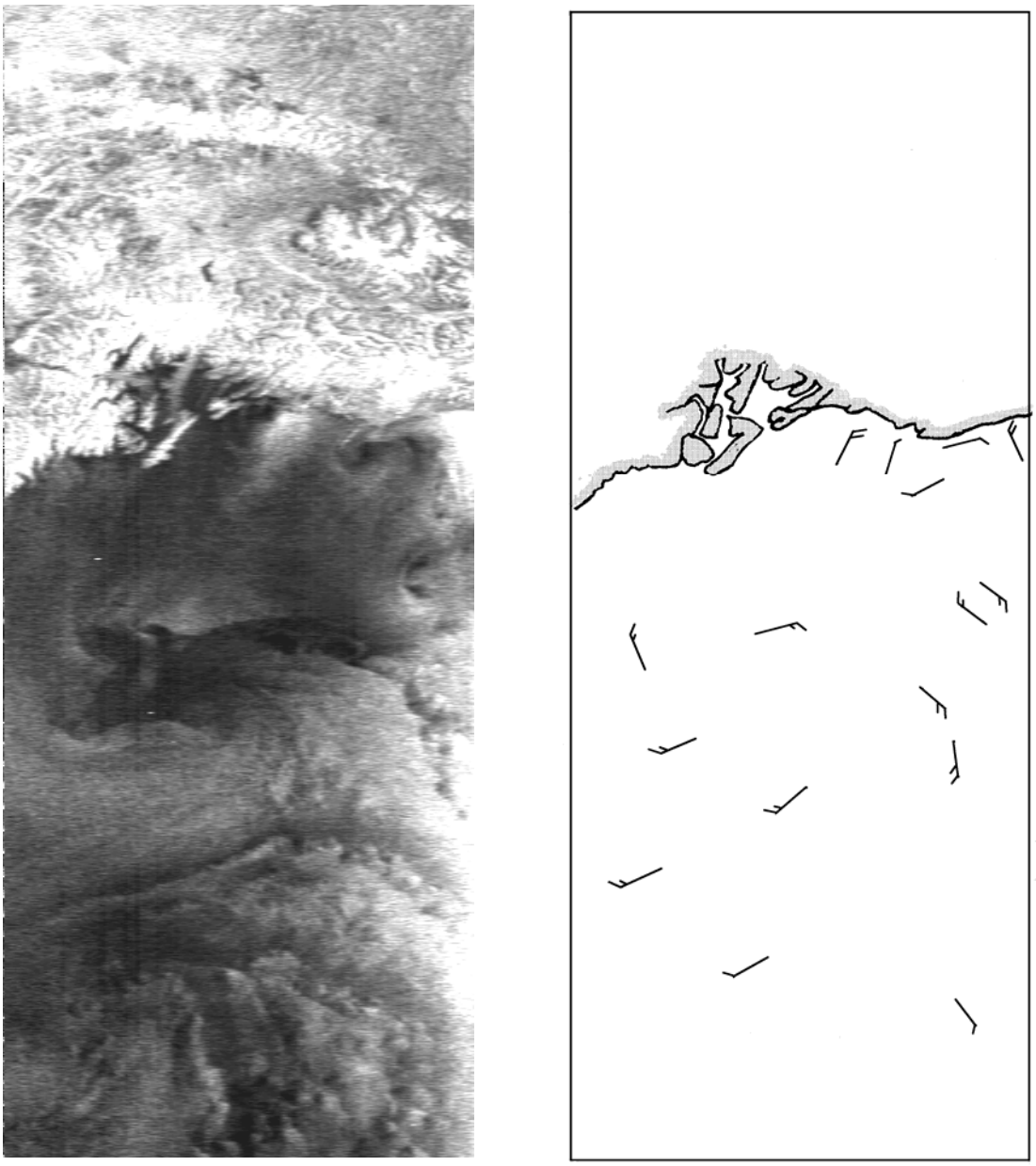



Рис. 3.14. Алгоритм определения параметров поля приводного ветра и характеристик тропических циклонов по данным РБО ИСЗ типа «Космос-1500»-«Океан»-«Сич-1».

а)

б)

Рис. 3.15. Радиолокационное изображение участка Тихого океана (залив Аляска), полученное РБО ИСЗ "СІЧ-1" 10.01.96 г. (а), и карта поля приводного ветра, полученная в результате обработки радиолокационной информации (б).



а) б)

Рис. 3.16. Радиолокационное изображение участка Тихого океана (залив Аляска), полученное РБО ИСЗ "СІЧ-1" 12.01.96 г. (а), и карта поля приводного ветра, полученная в результате обработки радиолокационной информации (б).

## §3.3 Тропические циклоны, ураганы тайфуны

При изучении пространственных и временных вариаций гидрометеорологических параметров в погодных системах тропиков и, в частности, в тропических циклонах, ураганах, тайфунах применение дистанционных методов зондирования приобрело большое значение. Это обусловлено как важностью тропической зоны в снабжении атмосферы Земли теплом и влагой, так и особой опасностью, которую представляют собой тропические циклоны.

Кроме того, что сеть метеорологических станций, осуществляющих регулярные измерения параметров атмосферы над океаном редка, но и в условиях ураганных ветров, мощного волнения и интенсивных ливневых осадков, сопровождающих тропические циклоны, гидрометеорологические измерения контактными методами затруднены и даже становятся невозможными. В то же время, как показали данные многочисленных натурных и численных экспериментов, дистанционное зондирование со спутников может обеспечить получение информации, важной для изучения и контроля процессов образования и развития тропических циклонов, оценки интенсивности и прогноза их траекторий.

Тропический циклон представляет собой атмосферный вихрь со штормовыми ветрами (V>17 м/с), образовавшийся из типичных тропических погодных систем - облачных кластеров – массивов кучевых облаков размером 300…500 км. Лишь небольшая часть кластеров (в год примерно 80 из нескольких тысяч) эволюционирует в тропические циклоны, и в этом смысле тайфуны и ураганы являются редкими явлениями. Размеры тропических циклонов меньше, чем циклонов умеренных широт (сотни, редко более 1000 км в поперечнике). Давление в центре тропического циклона падает до 900 гПа и ниже, градиенты давления составляют 0,5…2 гПа/км и более, скорости ветра достигают 50 м/с и выше. Прохождение тропических циклонов сопровождается выпадением осадков, часто весьма интенсивных.

Тропические циклоны обнаруживаются на оптических спутниковых изображениях по ряду признаков в структуре облачности [181]. Развитые тропические циклоны характеризуются изолированным, круговой формы сплошным облачным массивом, напоминающим диск со спиральными ответвлениями на краях. В центре его часто виден глаз бури.

Впервые радиолокационные наблюдения из космоса за тропическими циклонами были осуществлены при помощи скаттерометра ИСЗ Seasat в 1978 г. с пространственным разрешением ~50…70 км. В результате этих измерений были получены неплохие точности определения скорости приводного ветра (при средних скоростях ветра V<30 м/с). Однако выявилась тенденция завышения значений **V** для слабых ветров и занижение для сильных [196]. Оценки показывают, что для изучения процессов в тропических циклонах (в частности методами численного интегрирования) необходимо более высокое пространственное разрешение, чем было достигнуто в скаттерометрических измерениях. Согласно работе [197], это разрешение должно составлять 2…5 км в активной зоне тропического циклона и 10…50 км на периферии. Этому требованию удовлетворяют данные РБО спутников типа «Космос-1500»/ «Океан»/«Сич». Рассмотрим несколько примеров радиолокационного наблюдения тропических циклонов при помощи таких систем.

**Тропический циклон «Диана»**

Тропический циклон «Диана» возник при эволюции внетропической области низкого давления севернее Багамских о-вов и к вечеру 8 сентября 1984 г. превратился в мощный тропический шторм. Двумя неделями ранее, на более ранней

стадии формирования этот тропический циклон был зафиксирован РБО ИСЗ «Космос-1500». На рис. 3.17 приведены радиолокационное (справа) и оптическое (слева) изображения тропического циклона «Диана» на ранней стадии

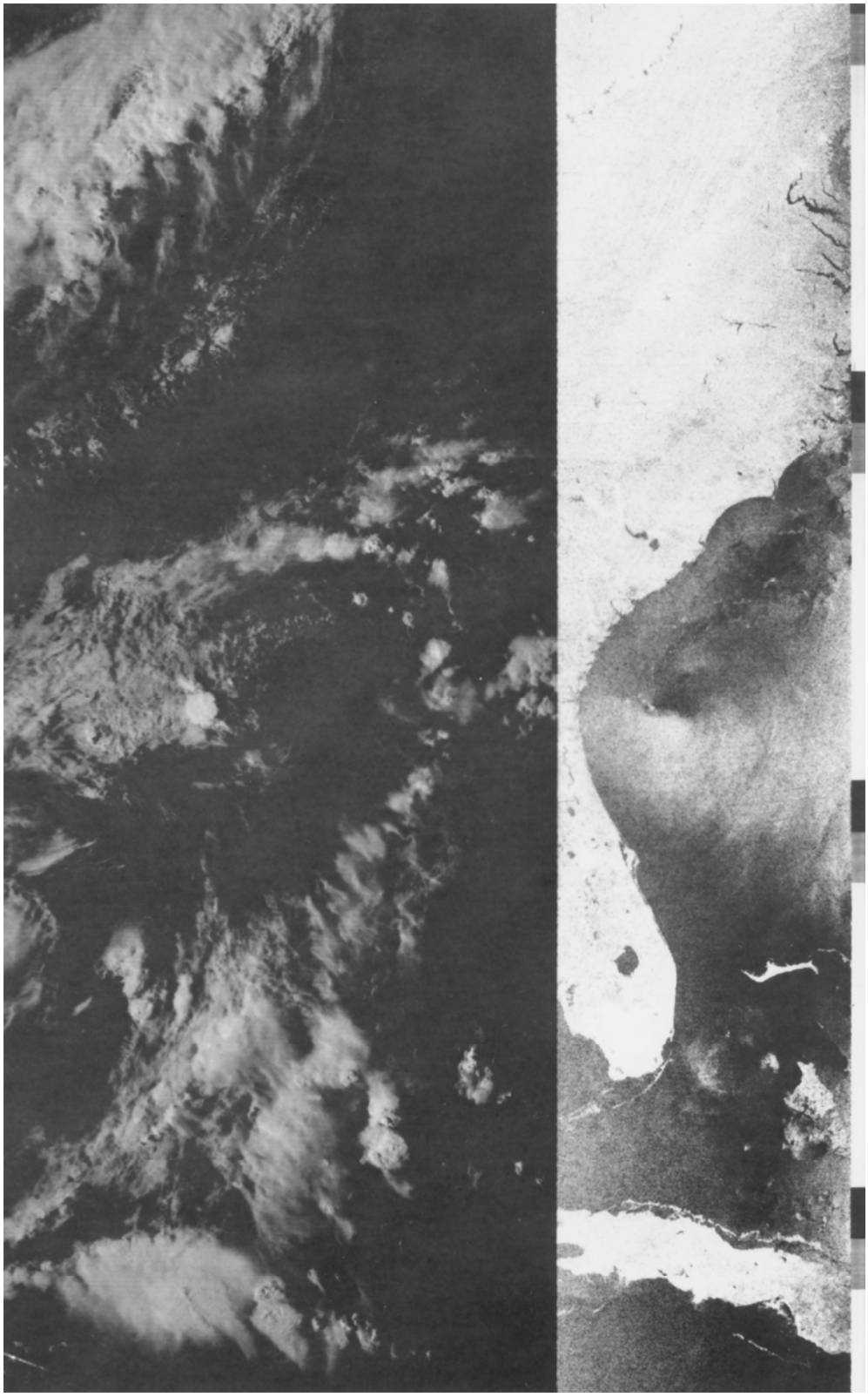


Рис. 3.17. Радиолокационное (справа) и оптическое (слева) изображения тропического циклона «Диана» на стадии формирования, полученные с борта ИСЗ «Космос-1500» задолго до его идентификации службами контроля.

формирования. Хорошо наблюдается на радиолокационном изображении вихреобразная структура поля приводного ветра обширного циклона. На этой стадии развития скорость вызванного им приводного ветра еще не превышала 17-20 м/с. Форма связанного с ним облачного массива также не имела вида, характерного для развитых тропических циклонов.

Вторая радиолокационная съемка тропического циклона «Диана» была осуществлена в момент, когда он достиг своего наиболее развитого состояния. Радиолокационное изображение, приведенное на рис.3.18 б, получено (11.09.84) в тот момент, когда атмосферное давление в центре циклона упало до 952 гПа, а максимальная скорость ветра возросла до 56 м/с. Диаметр облачного массива тропического циклона составил 5 градусов меридиана. Через 12 часов тропический циклон «Диана» снова оказался в полосе обзора РБО ИСЗ «Космос-1500». К этому моменту он уже начал разрушаться – атмосферное давление в центре возросло до 963 гПа, максимальная скорость ветра снизилась до 48 м/с. Размер облачного массива практически не изменился, а размер поля интенсивных ветров значительно уменьшился. Ураган двигался на восток и вскоре описал петлеобразную траекторию [198].

Практически синхронно с зондированием с ИСЗ «Космос-1500» велись измерения в урагане Диана с борта самолета-разведчика NOAA [199]. Этот самолет осуществлял пролеты через ураган на различных высотах, производя непосредственное измерение скорости ветра, давления, влажности и других параметров атмосферы; кроме того, он осуществлял круговые полеты в центре урагана, производя радиолокационную съемку всего «тела» урагана.

Рассмотрим особенности спутниковых радиолокационных изображений тропического урагана «Диана», полученных РБО ИСЗ «Космос-1500». На радиолокационном изображении за 11 сентября (рис.3.18 б) темная область в центре с поперечником около 13-14 км представляет собой глаз урагана. Здесь скорость ветра ослабевает, что сопровождается быстрым затуханием гравитационно-капиллярных волн, а соответственно снижением уровня рассеянного поверхностью моря радиолокационного сигнала. При этом общее состояние волнения в области глаза урагана отличалось наличием очень крутых, высоких и опасных более длинных поверхностных волн.

Важно подчеркнуть, что по спутниковым радиолокационным изображениям, в отличие от изображений в видимом и ИК-диапазонах спектра, положение центра развитого тропического циклона может быть определено независимо от покрова высотных перистых облаков.

Яркое кольцо шириной 4,0….6,5 км, окружающее область темного ядра, связано со значительными скоростями ветра. Контрастный переход между ними обусловлен большими пространственными градиентами скорости ветра. Если в пределах светлого кольца наблюдается облачность, то с небольшим водозапасом; если выпадают осадки, то малой интенсивности. Мощная облачность и осадки сконцентрированы дальше от центра преимущественно в области стены глаза, которая на радиолокационном изображении видна как темное кольцо. Темный тон кольца означает, что ослабление радиолокационных сигналов при двухкратном прохождении через слой гидрометеоров в стене глаза явно преобладает над увеличением УЭПР за счет рассеяния на каплях дождя. Отсюда следует, что, во-первых, в распределении капель дождя по размерам доля крупных капель мала, во-вторых, суммарное влияние поглощения в облаках и ослабления в осадках довольно велико, что свидетельствует о значительной водоносности и большой вертикальной мощности облаков. Ширина кольца мала и, по радиолокационным

данным меняется от 5...6,5 км на юге и западе до 1,5 км на северо-востоке. К западу от центра ширина полосы гидрометеоров возможно еще меньше, т.к. за зонами осадков возникает радиолокационная тень [200].

б а в

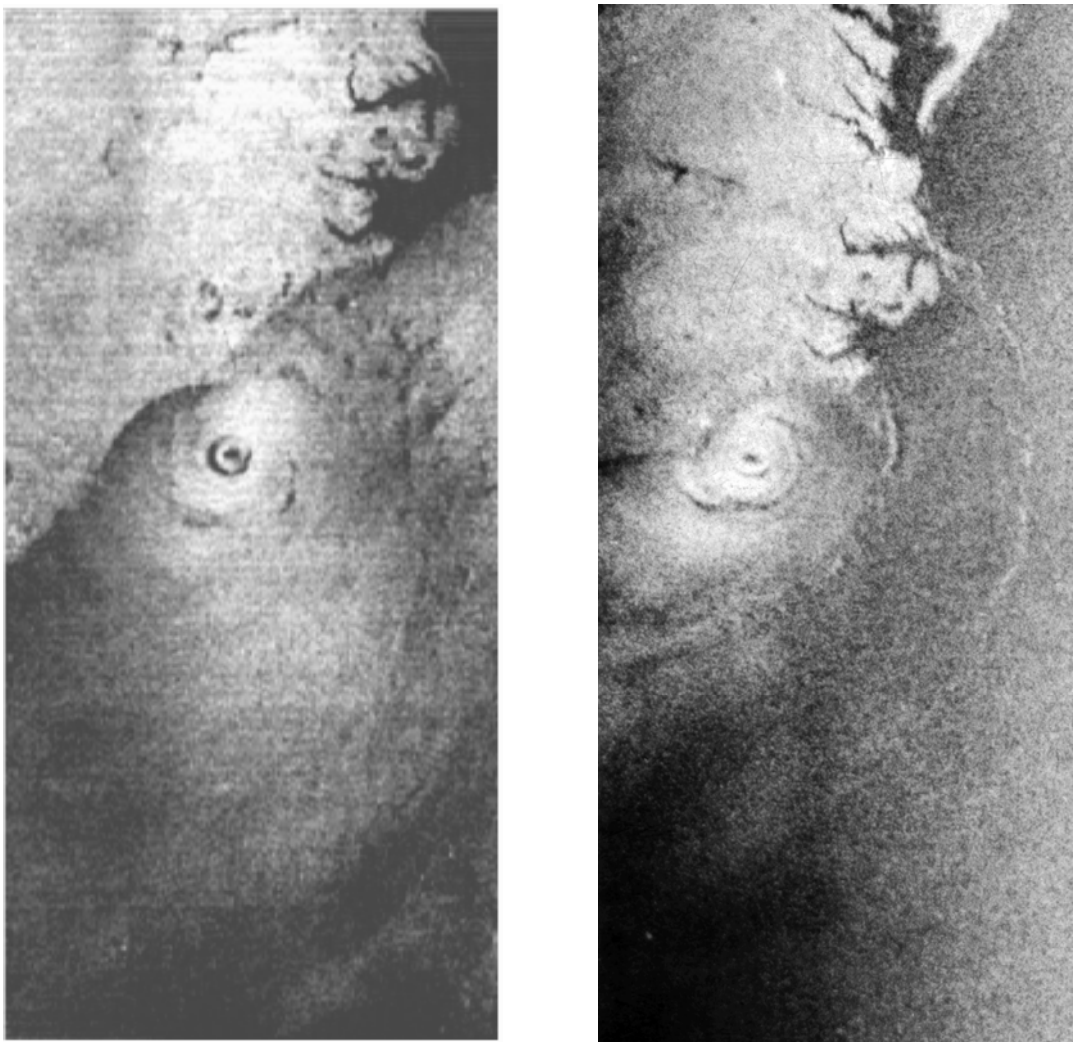


Рис. 3.18. Спутниковые изображения тропического циклона Диана: а) изображение видимого диапазона за 18 ч 30 мин 11.09.84 г. «Космос-1500»; б) и в) – радиолокационные изображения за 18 ч 30 мин 11.09.84 г. и 8 ч 30 мин 12.09.84 г. «Космос-1500».

Наружный диаметр стены глаза на радиолокационном изображении составляет приблизительно 30 км, что довольно хорошо соответствует размеру глаза урагана на видимом изображении (см. рис. 3.18а), на котором выделена самая яркая (т.е. самая высокая) облачность. При высвечивании более низкой облачности тропического циклона диаметр темного пятна уменьшается до 17...20 км. Стена глаза, таким образом, представляет собой расширяющуюся вверх воронку.

Наружная граница стены глаза на радиолокационном изображении выражена весьма отчетливо, так как поверхность океана сильно шероховатая из-за воздействия сильного ветра, что создает мощный рассеянный сигнал. Вариации яркости радиолокационного изображения вне наружной стены глаза вызваны в основном изменчивостью поля приводного ветра, и, в меньшей степени, - изменчивостью характеристик ослабления облачности с осадками.

Более плотная облачность и осадки зарегистрированы на границе центрального сплошного облачного пятна (узкая полоса на расстоянии около 60 км от центра) и в пределах облачной спирали. На фоне общего уменьшения яркости радиолокационного изображения под этой спиралью по характерным отрицательным контрастам выделяются ориентированные по направлению ветра дождевые ячейки размером 4...10 км. Ряд ячеек виден и над сушей.

На расстояниях от 25 до 45 км, особенно в северо-западном и юго-восточных секторах, заметно чередование светлых и темных концентрических полос. Вероятно причиной их служат внутренние гравитационные волны, которые генерируются движущейся центральной областью тропического циклона.

Обратимся к анализу радиолокационного изображения, представленного на рис. 3.18в. Начавшееся заполнение привело к изменению полей скорости ветра и гидрометеоров. Область «затишья» в глазе урагана уменьшилась. Границы яркого кольца, где скорости ветра близки к максимальным, стали менее резкими, чем на рис. 3.18б, что говорит об уменьшении пространственных градиентов полей ветра. Резко снизилась интенсивность и ширина стены глаза, уменьшилась скорость ветра за ее пределами. В результате две спиралевидные цепочки дождевых ячеек в пределах облачной спирали выглядят ярче окружающего фона. Цепочки располагаются на расстоянии 120 и 270 км от центра тропического циклона; ширина их составляет 10...12 км.

Сравнение радиолокационных изображений с интервалом в 12 часов позволяет определить направление и среднюю скорость движения тропического циклона по смещению его центральной области, обладающей большим радиолокационным контрастом. Находим, что за 12 часов ураган Диана сместился в северо-северо-восточном направлении примерно на 85 км, т.е. двигался со средней скоростью 7 км/ч.

Сведения о пространственной структуре поля приводного ветра, зарегистрированные на радиолокационных изображениях, позволяют перейти к количественным оценкам ряда других параметров тропического циклона [201].

Для определения параметров урагана Диана были выбраны два сечения поля приводного ветра (в направлении к востоку и к югу от центра глаза). Обработка производилась в соответствии с алгоритмами, приведенными в разделе 3.2. На рис. 3.19а приведены зависимости тангенциальной ($V_t$) и нормальной ($V_n$) составляющих скорости приводного ветра от расстояния до центра урагана r по широтному и меридиональному разрезам [201].

Оценка параметров урагана производилась в рамках предложенной В.В.Шулейкиным аналитической модели [202], согласно которой зависимости

средних значений составляющих скорости ветра от расстояния удовлетворительно описываются соотношениями

$$V_{n,t} = V_{n,t}^{\max} - B_{n,t} \ln(r / r_{\max}), \qquad (3.12)$$

где $r_{max}$- радиус глаза, равный для урагана Диана 15…20 км (по внешней кромке темного овала на рис.3.18б). При этом имеем $B_n$=3,15 м/с, $B_t$=15,3 м/с.

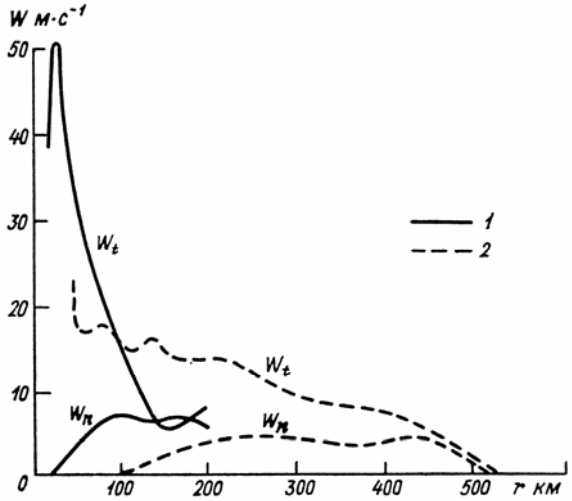



Рис. 3.19а. Зависимости тангенциальной ($V_t$) и нормальной ($V_n$) составляющих скорости приводного ветра от расстояния от центра урагана по широтному (1) и меридиональному (2) разрезам.

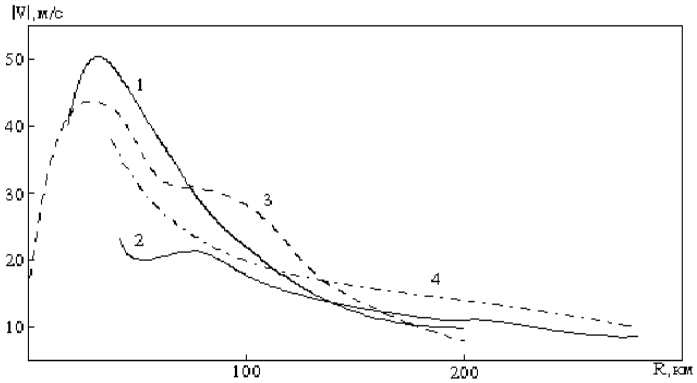



Рис. 3.19б. Зависимости модуля скорости ветра урагана Диана от расстояния до его центра по данным РБО (1-широтный разрез и 2- меридианный) и самолета-разведчика NOAA (3- широтный разрез и 4- меридианный).

Полученные таким образом функции $V_{n,t}$=f ( r ), в соответствии с работой [202], использовались для расчета изменения давления и вертикальной составляющей скорости ветра в зависимости от расстояния до центра урагана (рис. 3.20). Радиус области с восходящими воздушными потоками составил в данном случае приблизительно 200 км. Найденные параметры позволили оценить и общую мощность урагана в 1,2 x$10^8$ МВт, что по порядку величины удовлетворительно согласуется с данными [202,203].

При обработке радиолокационной информации о тропическом циклоне Диана учитывались возможные факторы, искажающие определяемые параметры поля приводного ветра, прежде всего, ливневые дожди и облачность с большим водозапасом. Ливневые дожди большой интенсивности выпадают одновременно на

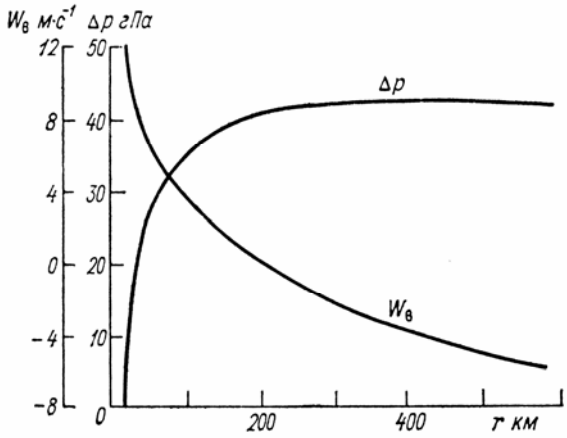
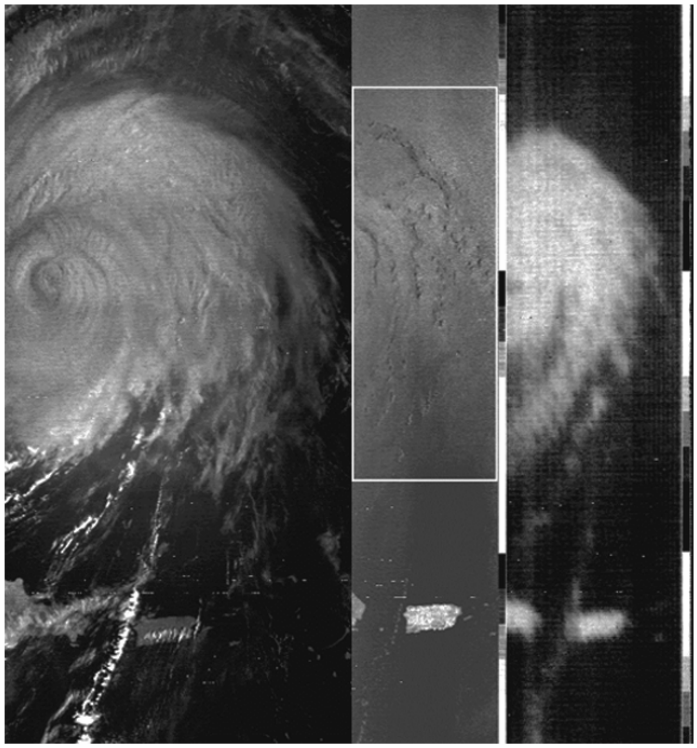



Рис. 3.20. Зависимости изменения давления Δp и вертикальной компоненты скорости воздушного потока $V_B$ от расстояния r до центра урагана.

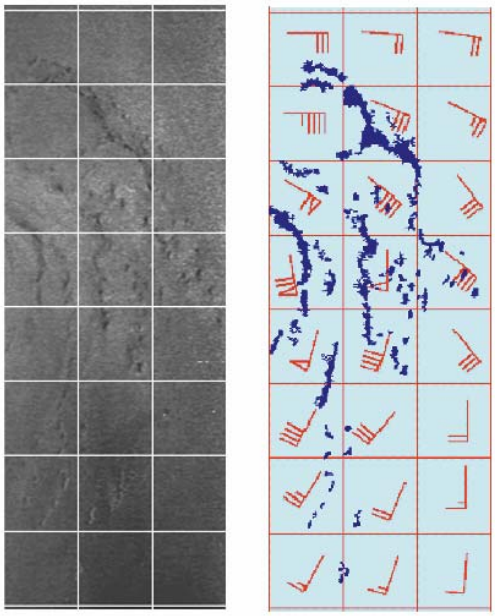
ограниченных площадях. Эти участки легко идентифицируются на радиолокационных изображениях и исключаются из дальнейшего рассмотрения. Что касается облачности, то заметное поглощение радиоволн 3-сантиметрового диапазона может быть обусловлено лишь мощными кучевыми и кучево-дождевыми облаками, в то время как для большинства видов облаков эта величина незначительна. Анализируя рис. 3.18б,в легко убедиться, что на радиолокационных изображениях суши практически не видно следов от облачности урагана, что свидетельствует о незначительном ослаблении радиоволн. Поглощением же в мощных облаках центральной части тропического циклона, по-видимому, пренебречь нельзя. Поэтому оценки максимальных скоростей приводного ветра тропического циклона по радиолокационным изображениям могут быть несколько заниженными. Однако сопоставление результатов радиолокационных измерений скорости ветра и данных непосредственного измерения с борта самолете разведчика NOAA [199] показывают их достаточно хорошее совпадение. На рис. 3.19б приведены зависимости модуля скорости ветра урагана Диана от расстояния до его центра по данным РБО (1-широтный разрез и 2- меридианный) и самолета-разведчика NOAA (3- широтный разрез и 4- меридианный).

Необходимо подчеркнуть, что радиолокационные наблюдения тропического циклона Диана (наиболее мощного урагана сезона 1984 года) РБО ИСЗ «Космос-1500» были первыми исследованиями, которые позволили получить дистанционные данные о таком грозном явлении на его основных стадиях развития. Данные космического радиолокационного зондирования наряду с другими данными впервые были использованы американскими специалистами на практике для контроля за ураганом, для предотвращения человеческих жертв и уменьшения материальных убытков в районе г. Уилмингтон (штат Северная Каролина, США), куда подошел его эпицентр.

Высокие информационные возможности космических радиолокаторов бокового обзора с реальной апертурой антенны типа РБО ИСЗ «Космос-1500» по мониторингу тропических циклонов могут быть проиллюстрированы на примере радиолокационного наблюдения урагана Луис в 1995 г. На рис. 3.21 приведены оптическое (а), радиолокационное (б) и СВЧ радиометрическое (в) изображения урагана Луис, полученные ИСЗ «Сич-1» 10.09.95 г. Дополнительно приведены увеличенная часть радиолокационного изображения (г) и карта поля приводного



а б в



г д

Рис. 3.21. Приведены оптическое (а), радиолокационное (б) и радиометрическое (в) изображения урагана Луис, полученные РБО ИСЗ «Сич-1» 10.09.95 г., увеличенная часть центральной части радиолокационного изображения (г) и карта поля приводного ветра (д), построенная по данным космической радиолокационной съемки (г), где обозначены скорость и направление приводного ветра, а также зоны интенсивных осадков.

ветра (д), построенные по данным космической радиолокационной съемки (г), где обозначены скорость и направление приводного ветра, а также зоны интенсивных осадков.

На основании предварительных оптических наблюдений ураган Луис был отнесен к категории наиболее опасных, т.к. размер его облачного массива достигал 2000 км. Странами Карибского бассейна был проведен большой комплекс подготовительных и предупредительных мероприятий, обошедшийся не в один десяток миллионов долларов. И только данные РБО ИСЗ «Сич-1» позволили установить, что этот ураган не слишком мощный, т.к. максимальная скорость приводного ветра в нем не превышала 35 м/с. То есть этот тропический циклон скорее можно было отнести к категории мощного тропического шторма.

Таким образом, еще раз было показано, что использование оперативной радиолокационной информации позволяет реально оценивать опасность активных атмосферных процессов и адекватно реагировать на опасность.

## §3.4 Сопоставление данных радиолокационного дистанционного зондирования с контактными данными. Оценка достоверности определения параметров полей приводного ветра по данным радиолокационного дистанционного зондирования

Анализ большого количества радиолокационных изображений взволнованной морской поверхности (полученных при помощи космических РБО с 1983 г. по настоящее время) позволяет сделать уверенное заключение о возможности наблюдения зарождения и развития самых различных атмосферных процессов, в том числе и наиболее динамичных и грозных - тропических и внетропических циклонов. При этом, РБО позволяют контролировать развитие атмосферных вихрей как в самом начале их зарождения (при скоростях приводного ветра ~5-10м/сек), так и в развитом состоянии, когда скорость ветра в тропических циклонах достигает 50м/сек и более, что убедительно иллюстрируется радиолокационными изображениями, приведенными выше.

Эти уникальные возможности спутниковых РБО позволяют решать задачи прогнозирования тропических циклонов, оперативного определения их параметров и структуры, а также предсказания путей возможного движения [201].

Естественно уже на самых ранних этапах использования данных самого первого РБО ИСЗ «Космос-1500» возник вопрос о достоверности определения параметров приводного ветра по данным радиолокационного дистанционного зондирования. С аппаратной стороны достоверность определения этих параметров (прежде всего модуля скорости ветра) обеспечивается полной внутренней калибровкой приемно-передающего тракта РБО и точностью измерения параметров антенны и волноводного тракта. Для натурной проверки точности определения количественных характеристик поля приводного ветра по радиолокационным изображениям океанской поверхности был проведен ряд целенаправленных экспериментов. Остановимся на одном из них, который был проведен летом 1984 года в северо-восточной части Тихого океана возле побережья Северной Америки во время рейса научно-исследовательского судна (НИС) «Профессор Месяцев».

Районы работы НИС «Профессор Месяцев» регулярно исследовались РБО и оптической системой МСУ-М ИСЗ «Космос-1500». Контактная метеорологическая информация поступала от Национальной службы погоды США.

В период проведения экспериментов над поверхностью наблюдались различные метеообразования. Скорость ветра изменялась в широких пределах и достигала 20 м/с. Данные радиолокационного зондирования сопоставлялись с контактными измерениями, разнесенными во времени не более чем на 2 часа.

В качестве примера рассмотрим сопоставление радиолокационных и контактных данных по полю приводного ветра в районе Тихого океана к западу от побережья Канады, в районе архипелага Александра и островов Королевы Шарлотты.

На радиолокационном изображении (рис. 3.22а) видна зона повышенной интенсивности рассеянного сигнала. Ее резкая северная граница свидетельствует о наличии здесь фронтальной зоны. Вторая фронтальная зона наблюдается параллельно побережью. Как правило, ветровые потоки направлены вдоль границ фронтальных зон. С учетом того, что такая конфигурация атмосферных фронтов указывает на наличие между ними зоны пониженного давления, легко определить направление ветра на северной границе зоны (примерно $260^0$). Скорость ветра, определенная по радиолокационным данным составляет приблизительно 15 м/с.

Далее ветровой поток поворачивает на север, скорость ветра постепенно снижается с 15 м/с до 7 м/с. Направление ветра вдоль побережья (~ $140^0$).

В центральной части зоны повышенной интенсивности рассеянного сигнала направление ветра определяется по ориентации крупномасштабных неоднородностей в поле яркости (примерно $240\text{-}250^0$). В нижней части снимка расположена зона слабых ветров. Направление здесь не может быть определено по радиолокационному изображению, поэтому дается только оценка модуля скорости приводного ветра 5..10 м/с.

На рис. 3.23 приведена синоптическая карта, построенная американскими специалистами по данным контактных измерений (получена через 30 мин. после радиолокационного изображения). Указанные на ней характеристики ветра согласуются с данными РБО, однако фронтальные зоны смещены к западу. Причина этого, по-видимому, в несинхронности контактных и дистанционных измерений (направление смещения фронтальных зон – восточное).

Результаты сравнения радиолокационных и контактных данных, полученных в этой серии экспериментов, представлены на рис. 3.24 (значки 1,2 и 3). На этих графиках использованы следующие обозначения: темными кружками (1) обозначены параметры поля ветра для тех случаев, когда по пространственной структуре радиолокационных изображений можно было определить направление приводного ветра; светлыми квадратиками - для тех случаев, когда в районах с мезомасштабной ячеистой конвекции определялось генеральное направление перемещения воздушных масс; темными квадратиками – для случаев ( не более 5% всех результатов), когда по радиолокационным изображениям невозможно было определить направление ветра.

Очень важное значение имела вторая серия измерений и сопоставления данных, которая была проведена во время мониторинга тропического урагана Диана-84 (август – сентябрь 1984 г.). Она позволила сопоставить данные, полученные радиолокационным методом и путем непосредственных измерений одновременно для очень большого диапазона скоростей ветра от 5...10 м/с до ураганных в 50...56 м/с. При этом сопоставлялись радиолокационные данные РБО ИСЗ «Космос-1500» и данные непосредственного измерения скорости и направления ветра на высоте соответствующей давлению P=850 мбар, полученные с борта самолета-лаборатории NOAA спустя 4 часа после радиолокационных измерений [199]. Результаты сопоставления представлены на рис.3.24 – они отмечены светлыми кружками (4).

Несмотря на различие в методах получения радиолокационные и контактные результаты достаточно хорошо согласуются между собой – отличия в абсолютных значениях скоростей ветра не превышает 25%, а по направлению – $20^0$.

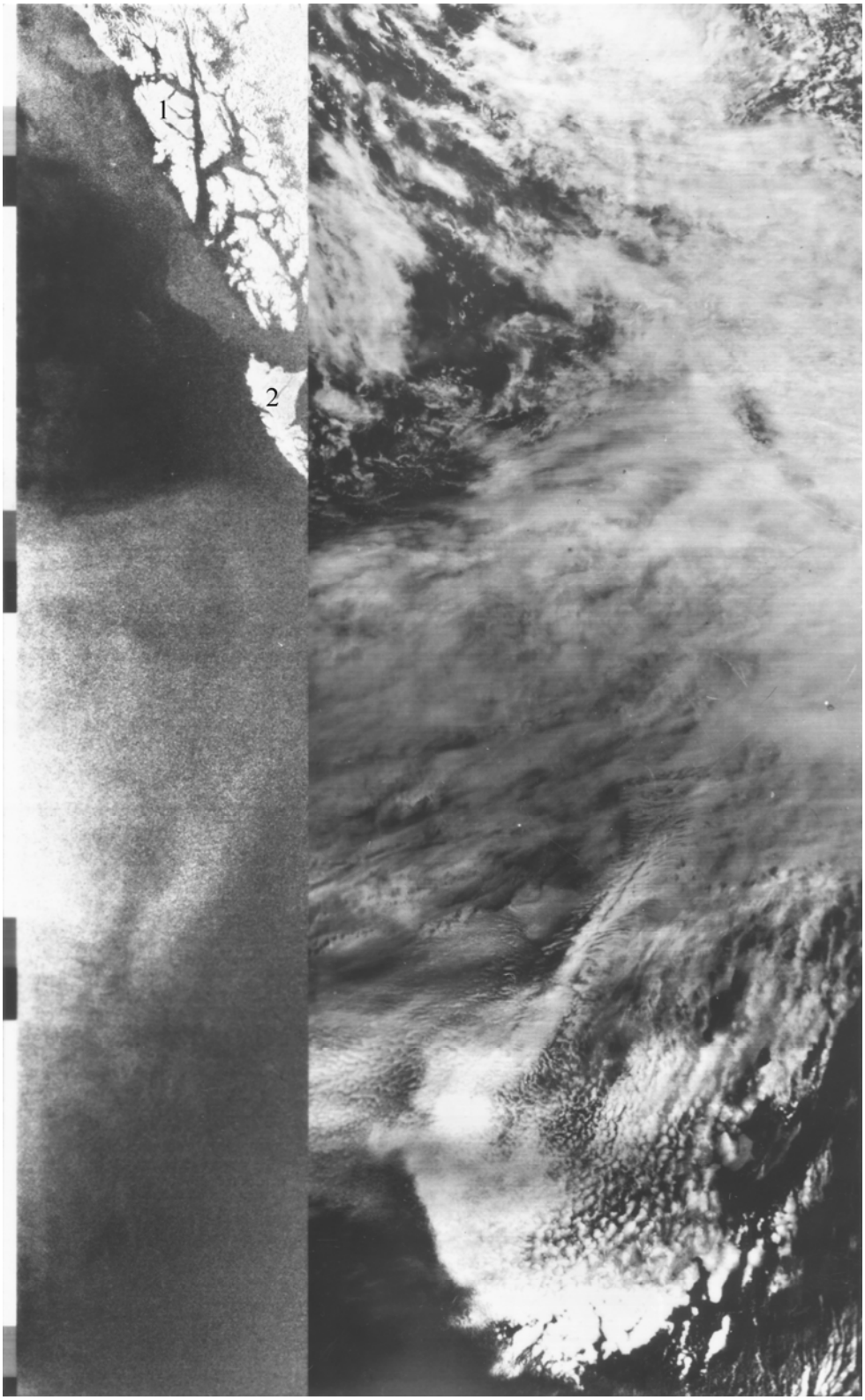



Рис. 3.22. Радиолокационное а) и оптическое б) изображения участка Тихого Океана у западного побережья Канады (ИСЗ «Космос-1500»), 1-арх. Александра, 2 – о-ва Королевы Шарлотты.

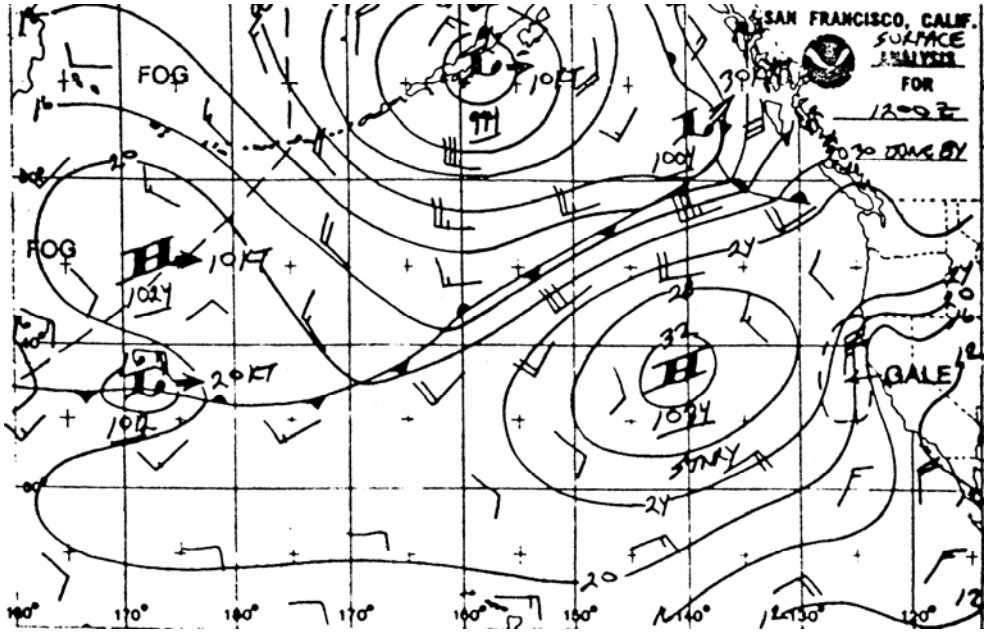



Рис. 3.23. Синоптическая карта за 12 ч 00 мин (по Гринвичу) 30 июня 1984 г.

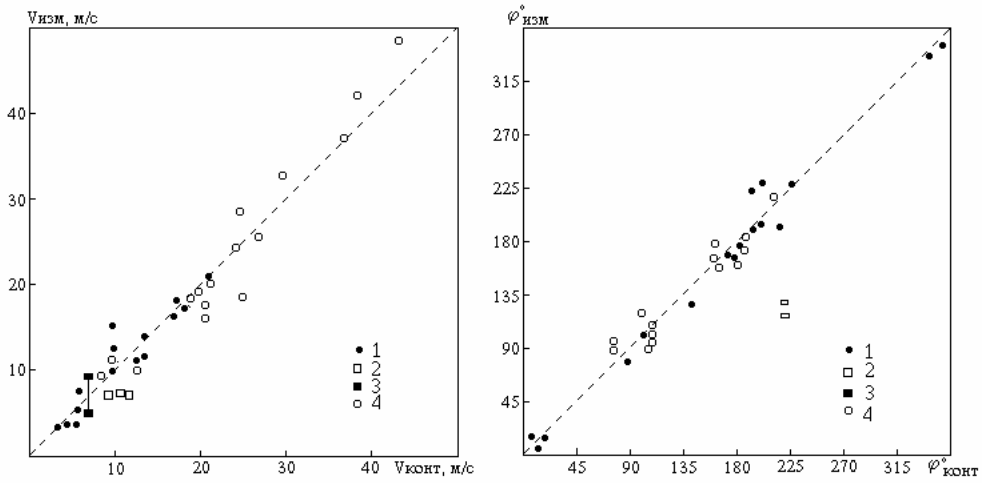



Рис. 3.24. Результаты сравнения радиолокационных и контактных данных, использованы следующие обозначения: темными кружками (1) обозначены параметры поля ветра для тех случаев, когда по пространственной структуре радиолокационных изображений можно было определить направление приводного ветра; светлыми квадратиками - для тех случаев, когда в районах с мезомасштабной ячеистой конвекции определялось генеральное направление перемещения воздушных масс; темными квадратиками – для случаев, когда по радиолокационным изображениям невозможно было определить направление ветра, светлыми кружками (4) результаты по урагану Диана.

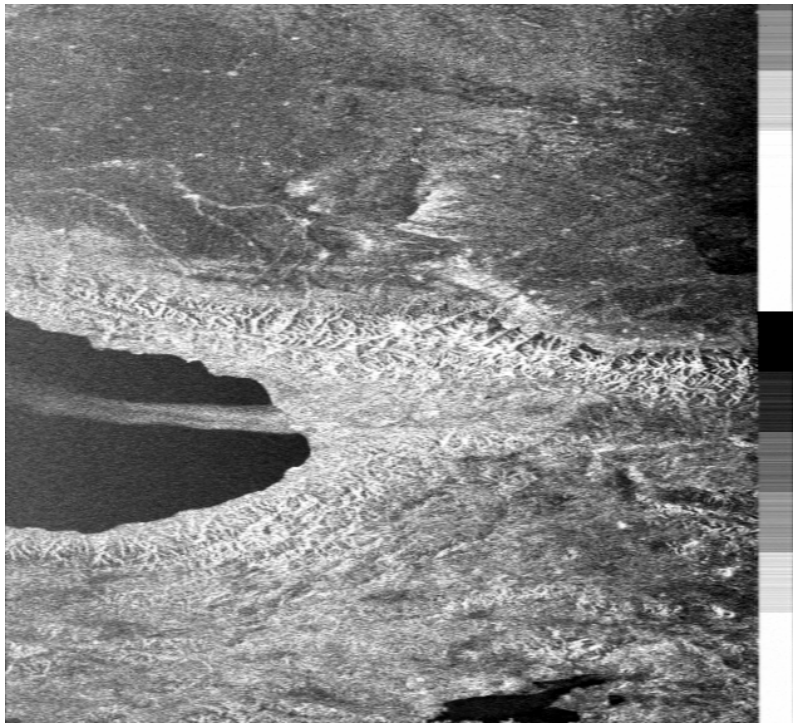
## §3.5 Особенности проявлений опасных атмосферных процессов в прибрежных районах и во внутренних морях

Наблюдению за развитием и перемещением активных процессов в системе океан/атмосфера при помощи аэрокосмических средств ДЗЗ в мире уделяется большое внимание. Кроме традиционных космических оптических систем в последние десять лет практически непрерывные наблюдения поверхности Мирового океана осуществляются скаттерометрическими радиолокационными системами спутников ERS, ADEOS, QUIKSCAT. Широкие полосы обзора этих систем позволяют в течение суток получить информацию о поле приводного ветра над его поверхностью. В связи с большой опасностью наиболее активных атмосферных процессов (ураганов, тайфунов, мощных циклонов и т.п.) информация космических систем о океанском приводном ветре имеет первостепенное значение, она очень широко используется. Однако, как показали многолетние исследования космических РБО ИСЗ типа "Космос-1500" / "Океан" / "Сич", в прибрежных районах Мирового океана, в окраинных и внутренних морях поле приводного ветра зачастую имеет региональные особенности, связанные с орографией или топографией берегов. Эти региональные особенности мощных атмосферных процессов имеют, как правило, пространственный масштаб своих неоднородностей в единицы и десятки километров, поэтому они не разрешаются и не идентифицируются современными скаттерометрами, имеющими пространственное разрешение в 20 - 50 км. В то же время прибрежные районы Мирового океана, окраинные и внутренние моря это зона жизнедеятельности сотен миллионов людей, зона интенсивной добычи полезных ископаемых, зона интенсивного движения морского транспорта, вылова рыбы и мн.др. Все процессы, происходящие в этих зонах, оказывают непосредственное влияние на человечество. При этом, зачастую, в связи с относительно меньшими морскими глубинами в этих зонах последствия опасных атмосферных процессов бывают гораздо более тяжелыми. Наблюдаются значительные сгонно-нагонные явления (уровень воды при этом может повышаться на 5 - 6 метров, что грозит затоплением значительных прибрежных участков суши), а также опасное "злое" волнение. Поэтому контроль особенностей мощных атмосферных процессов в прибрежных районах Мирового океана, окраинных и внутренних морях имеет особенно важное значение. В этих зонах наилучшие результаты обеспечивают космические РБО ИСЗ типа "Космос-1500" / "Океан" / "Сич", имеющие оптимальное пространственное разрешение и полосы обзора.

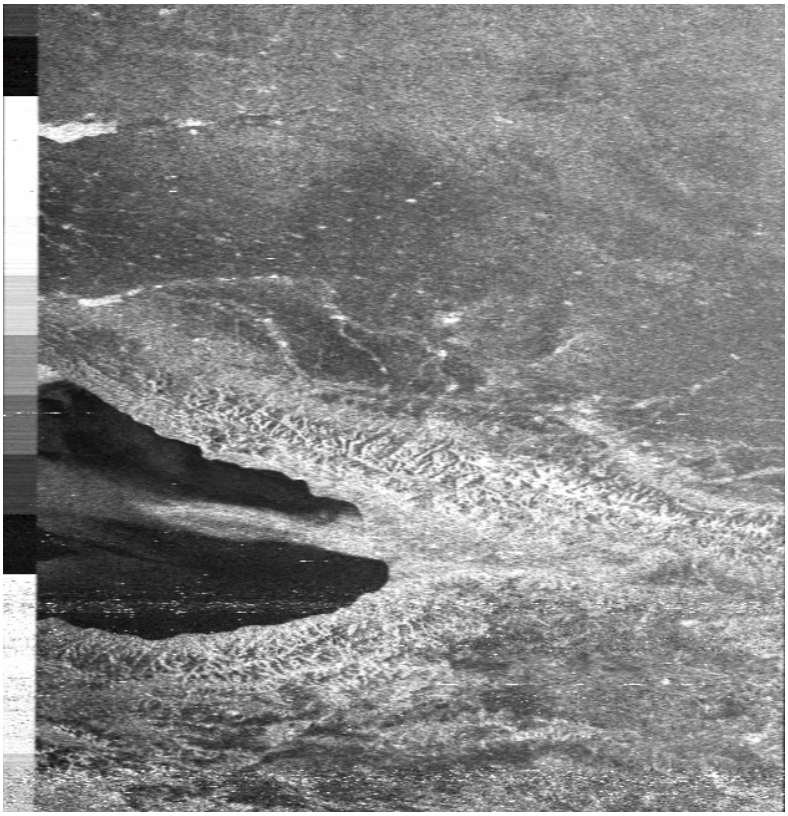
В [204] анализируются результаты комплексной тематической обработки данных космических РБО на акватории Черного и Азовского морей, которые показывают, что поле приводного ветра (а значит и поле волнения) обладает существенными особенностями в прибрежной области. Эффекты адаптации атмосферного пограничного слоя при пересечении границы "суша-море" формируют возмущения ветрового потока, охватывающие области с поперечными размерами до нескольких сотен километров. В пределах этих областей скорость ветра может изменяться достаточно сложным образом в зависимости от термических и геометрических свойств границы раздела.

На рис. 3.25а,б,в приведена серия РЛ изображений восточной части Черного моря (РБО ИСЗ "Сич-1"), полученных в период с 17 марта по 20 марта 1996 г. Первый снимок получен 17.03.96 г. в 07.33 GMT, второй - примерно через 12 часов (19.19 GMT), третий - 20.03.96 г. в 07.11 GMT. На снимках зафиксировано струйное усиление ветра, вызванного особенностями рельефа горной местности, определяющими эффект типа "аэродинамической трубы" при ветрах восточного направления. По оценкам [204] ветровая струя имела протяженность до 250 км и

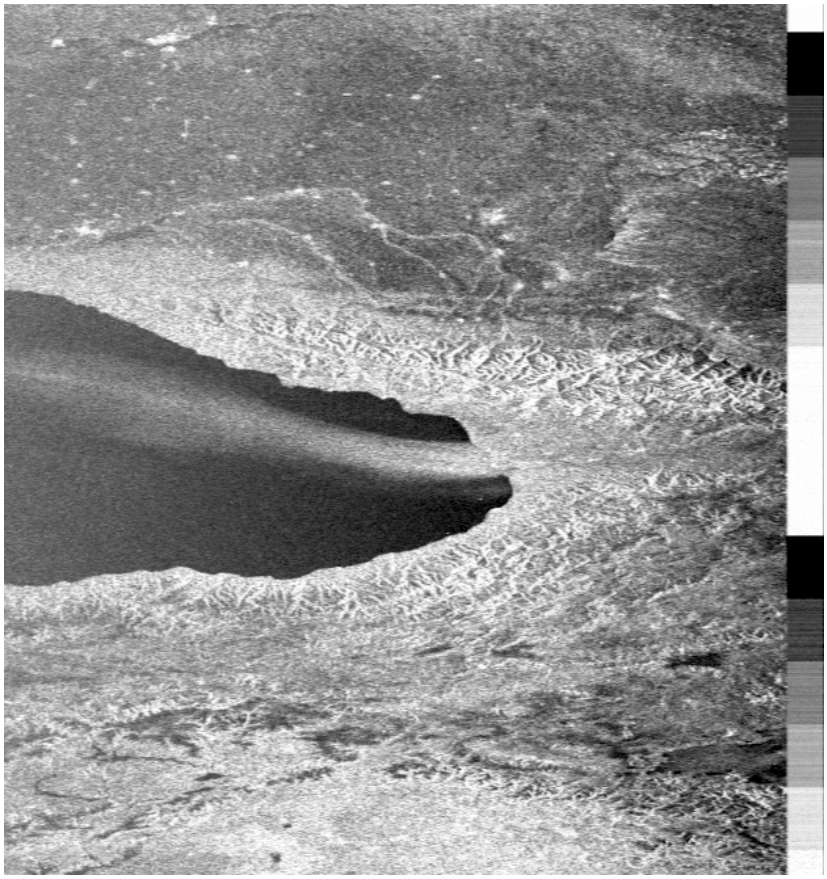
ширину до ~40 - 50 км. Максимальная скорость ветра на "стрежне" струи и у ее "устья" наблюдалась вечером 17 марта и составляла около 20 м/с.



а



б



в

Рис. 3.25 а, б, в. Представлена серия РЛ изображений восточной части Черного моря (РБО ИСЗ "Сич-1"), полученных в период с 17 марта по 20 марта 1996 г. Первый снимок ( а, виток №2930) получен 17.03.96 г. в 07.33 GMT, второй (б, виток №2937) - примерно через 12 часов (19.19 GMT), третий (в, виток №2974) - 20.03.96 г. в 07.11 GMT. На снимках зафиксировано струйное усиление восточного ветра из района Закавказья, вызванного особенностями рельефа горной местности.

Подобные опасные для мореплавания локальные атмосферные явления не фиксируются космическими скаттерометрическими системами, а данные береговых метеостанций не позволяют судить о том, как далеко в море распространяется влияние этих образований. Только использование РБО данных позволяет их обнаруживать и своевременно предупреждать морские суда об опасности внезапного (особенно в ночное время) попадания в зону их действия.

На рис. 3.26 показано радиолокационное изображение еще одного опасного явления - атмосферного циклона в восточной части Черного моря. Пространственный масштаб вихря превышал 250 км. На РБО ИСЗ "Сич-1" за 27.10.96 г. хорошо видна его структура и, в особенности, наиболее опасный атмосферный фронт в его южной части, возле турецкого побережья. На границе этого фронта скорость приводного ветра изменяется в зоне протяженностью 5 - 10 км с 2 - 3 м/с до более чем 20 м/с, что очень опасно для морских судов. Приведенные в [204] данные скаттерометра спутника ADEOS дают существенно сглаженное поле ветра и не показывают эту опасную зону.

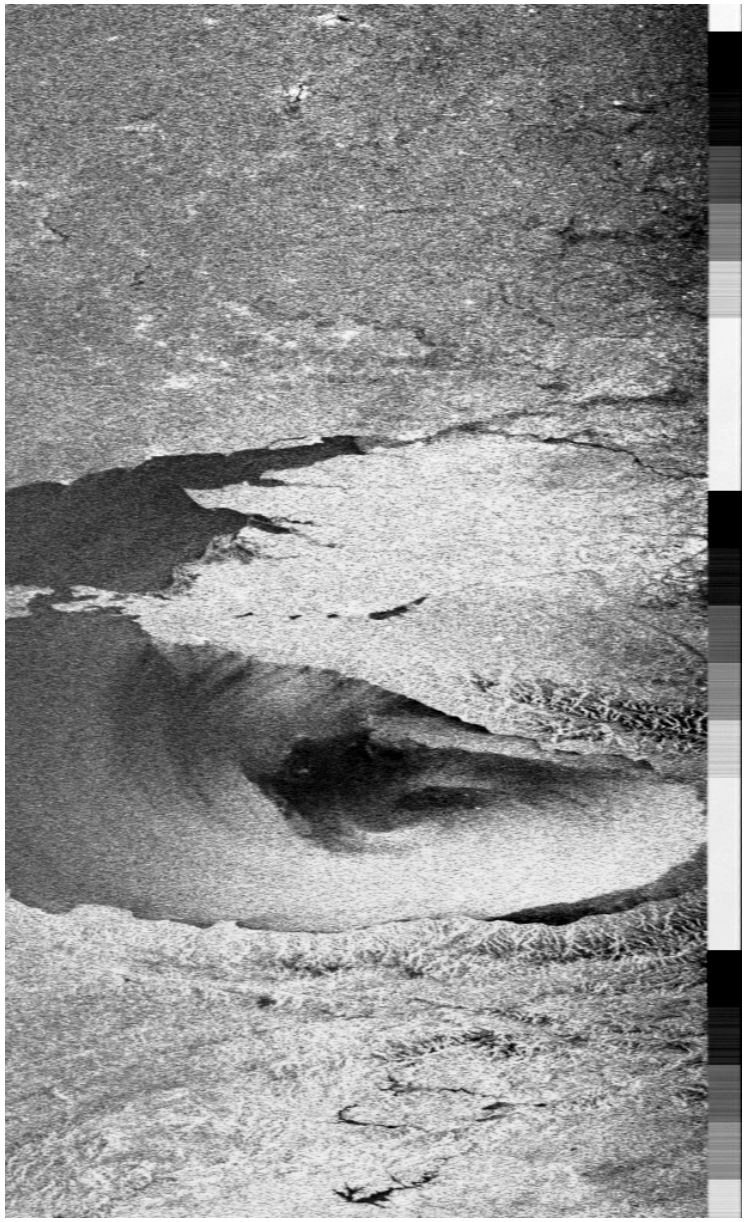


Рис. 3.26. РБО (ИСЗ "Сич-1", виток №6226) изображение циклона в восточной части Черного моря. На границе атмосферного фронта в его южной части возле турецкого побережья скорость приводного ветра резко возрастает с 2 - 3м/с до более чем 20 м/с. Эта зона чрезвычайно опасна для мореплавания.

В прибрежных районах Мирового океана, окраинных и внутренних морях встречается еще целый ряд опасных атмосферных процессов, которые практически не удается наблюдать космическими скаттерометрическими, да и другими традиционными системами глобального наблюдения (оптическими и ИК). В то же время эти явления хорошо наблюдаются на изображениях космических РБО. Это т.н. сгоновые ветры, формирующиеся в прибрежной зоне, примером которых может служить знаменитая "бора" в районе порта Новороссийск. Также весьма опасны зоны шквальных ветров (зачастую превышающие 20 - 25 м/с), сопровождающие атмосферные фронты. На рисунках 3.27 и 3.28 представлены примеры таких явлений в Черном море.

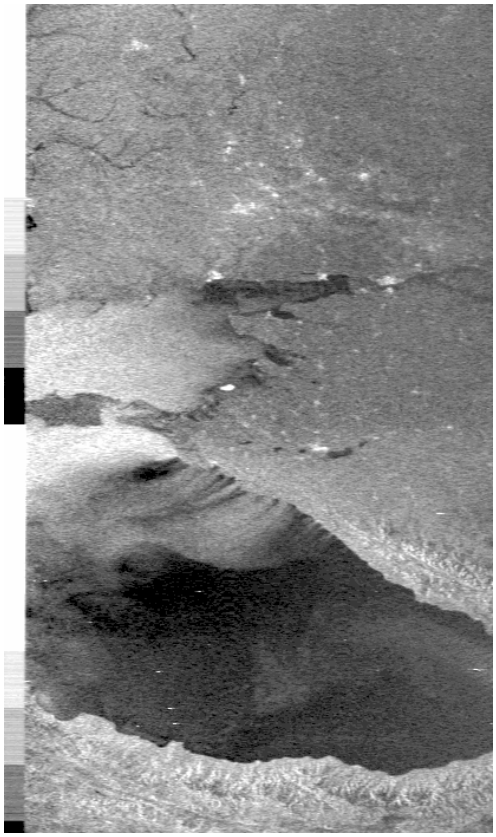
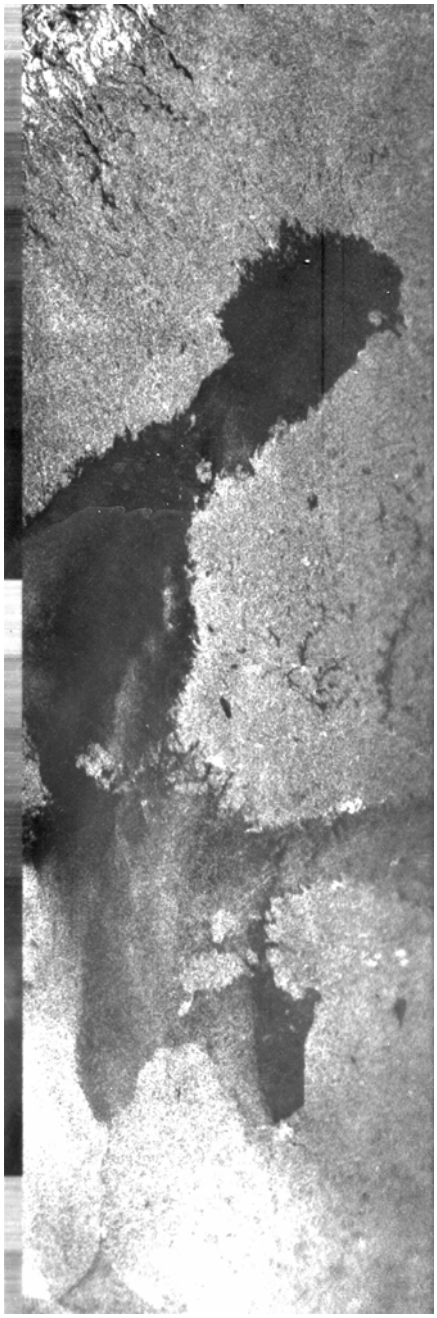
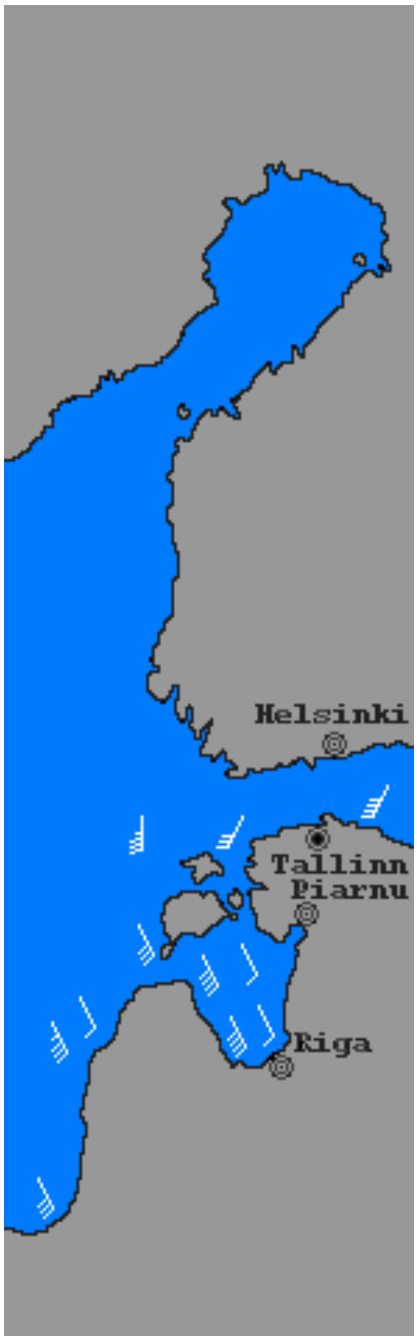


Рис. 3.27. РБО изображение (ИСЗ "Сич-1", виток 1487, 10.12. 95 г.) восточной части Черного моря. Хорошо наблюдаются струи сгоновых ветров в районе Новороссийск - Туапсе, скорость которых превышает 17 м/с. Зона сгоновых ветров распространяется в море более чем на 150 км.

Рис. 3.28. РБО изображение восточной части Черного и Азовского морей (ИСЗ "Сич-1", виток 3809, 15.05.96 г.). На акваториях Азовского и Черного морей наблюдаются зоны ( размерами 10 - 30 км) шквальных ветров скорость которых превышает 17 - 20 м/с. Эти зоны эффективно наблюдаются и идентифицируются из космоса при помощи РБО.

В качестве примера опасности игнорирования особенностей активных атмосферных процессов в прибрежной зоне внутренних морей мы приведем ситуацию, которая иллюстрируется изображением рис. 3.29, полученным РБО ИСЗ "Космос-1766" (а) и его тематической интерпретацией (б).






а б

Рис. 3.29. РБО (слева, а) изображение части Балтийского моря, Рижского залива и Ботнического залива (ИСЗ "Космос-1766", 26.07.88 г.). На акватории Рижского залива хорошо наблюдается граница атмосферного фронта, вызванного мощным циклоном. Интерпретация этого изображения (справа, б) показывает , что в зоне этой границы ветер резко усиливается с 5 м/с до более чем 20 м/с.

В это время в акватории Рижского залива проводилась традиционная регата по маршруту Пярну - Рига. К сожалению, организаторы регаты пренебрегли спутниковой информацией, и в результате ночью возле Риги, прямо перед финишем яхты, участвовавшие в ней, внезапно оказались в зоне мощного атмосферного фронта, который двигался в восточном направлении. Сильный неожиданный ветер перевернул и утопил десятки яхт, погибли люди, спасение которых в ночное время было сопряжено с практически непреодолимыми трудностями. При своевременном использовании спутниковых РБО данных этой катастрофы можно было бы избежать.

## §3.6 Особенности использования многочастотной радиолокационной информации для мониторинга состояния взволнованной морской поверхности

Наблюдение морской поверхности радиолокационными системами, использующими различные длины радиоволн зондирующих сигналов, позволяет существенно расширить объем получаемой информации. Это объясняется тем, что различные участки спектра поверхностного морского волнения, являющиеся основными рассеивателями радиоволн различной длины, по-разному реагируют на приводный ветер, поверхностно-активные вещества, разлитые на поверхности, а также на подповерхностные образования. Так, например, на рис. 3.30а [141] представлено радиолокационное изображение поверхности Тихого океана возле о. Беринга, полученное в СМ диапазоне радиоволн авиационным комплексом МАРС, а на рис. 3.30б - синхронное радиолокационное изображение поверхности Тихого океана возле о.Беринга, полученное в ДМ диапазоне радиоволн тем же авиационным комплексом МАРС. На рис. 3.30в представлена интерпретационная карта, построенная по многочастотной радиолокационной информации комплекса МАРС.

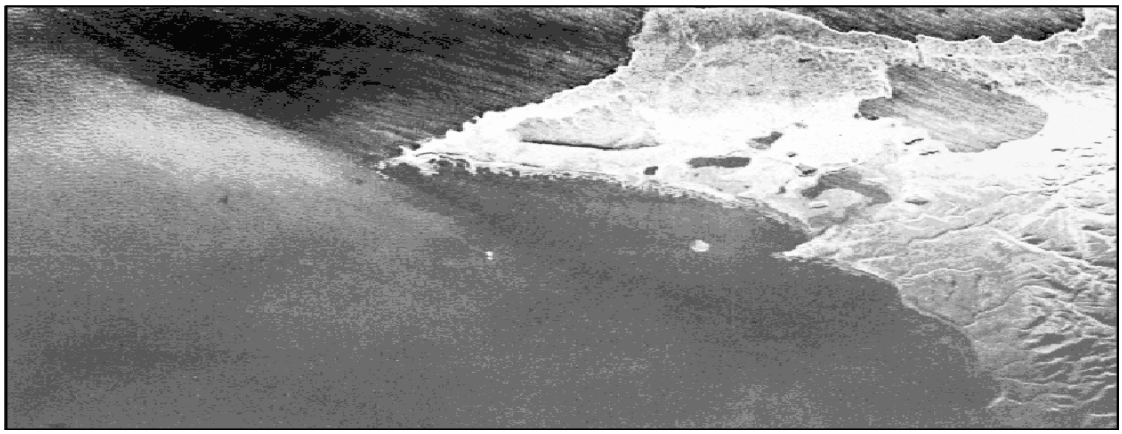


Рис. 3.30а. Радиолокационное изображение поверхности Тихого океана возле о. Беринга, полученное в СМ диапазоне радиоволн авиационным комплексом МАРС. Хорошо наблюдаются проявления поля приводного ветра, атмосферный фронт и струи сгонового ветра.

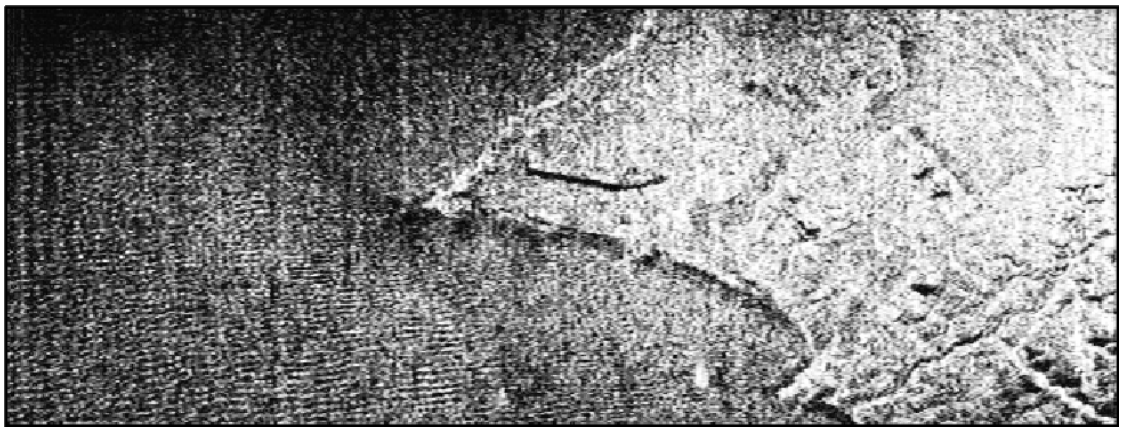


Рис. 3.30б. Радиолокационное изображение поверхности Тихого океана возле о. Беринга, полученное в ДМ диапазоне радиоволн авиационным комплексом МАРС. Практически не наблюдаются неоднородности поля ветра, но хорошо наблюдаются крупные морские волны.

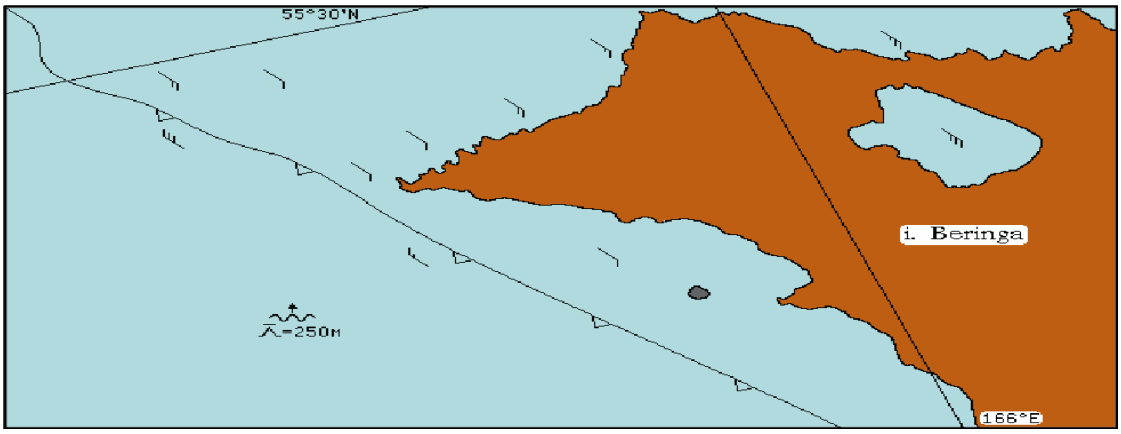



Рис. 3.30в. Интерпретационное изображение, построенное на основе синхронных радиолокационных изображений поверхности Тихого океана возле о. Беринга, полученных в СМ и ДМ диапазонах радиоволн авиационным комплексом МАРС. Использование синхронных многочастотных радиолокационных данных позволяет определять как особенности структуры и скорости приводного ветра, так и длину и направление крупных морских волн.

Таким образом видно, что совместное использование оптимально подобранных по длине волны радиолокационных систем ДЗЗ позволяет получать значительно больший (по сравнению с одночастотными системами) объем данных о состоянии морской поверхности. При использовании одновременно сантиметрового диапазона, радиоволны которого рассеиваются в основном морской рябью (длиной 1,5 - 2 см), которая непосредственно (и с малой инерционностью) связана с приводным ветром, а также дециметрового диапазона, радиоволны которого рассеиваются более длинными морскими волнами (длиной 10 - 15 см), которые более инерционны и не сразу реагируют на пространственные флуктуации приводного ветра (их вариации более связаны с модуляцией крупными волнами), открывается возможность одновременно получать данные и о поле приводного ветра, и о крупном морском волнении. А такая оперативная информация очень необходима при судовождении, т.к. позволяет существенно оптимизировать маршруты, уменьшить время и затраты на транспортировку при повышенном уровне безопасности.

# ГЛАВА 4. ОПЕРАТИВНЫЙ РАДИОЛОКАЦИОННЫЙ МОНИТОРИНГ МОРСКИХ ЛЬДОВ. ОБЕСПЕЧЕНИЕ НАВИГАЦИИ В ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЯХ

## § 4.1 Экспериментальные исследования характеристик обратного рассеяния СВЧ радиоволн морскими льдами

Важным этапом разработки методов и средств радиолокационного дистанционного зондирования природной среды Земли из космоса являются самолетные исследования, основная цель которых - отработка методов дистанционной радиолокационной диагностики и проверка принципов построения аппаратуры, реализующей эти методы.

Рассмотренные выше результаты [64-66,69 и др.], а также многолетний опыт использования самолетных РБО для ледовой разведки [70] свидетельствуют об эффективности радиолокационных методов дистанционной диагностики морских льдов. Тем не менее, данные об энергетических характеристиках обратного рассеяния СВЧ радиоволн ледяными покровами морей и океанов весьма ограничены. Так, значительный объем наледных и вертолетных измерений проведен в [66,69] в диапазоне 1-17 ГГц и на различных поляризациях, однако при этом ограниченный район исследований не охватывал всех возможных ситуаций наблюдения, возникающих в натурных условиях. В то же время, различие в результатах измерений УЭПР достигает 7-10 дБ (см. напр. [64,66,69]). Столь значительный разброс результатов измерений может быть связан не только с особенностями калибровки аппаратуры и погрешностью измерений, а и с достаточно грубым описанием характеристик исследуемого ледяного покрова и вариациями УЭПР льдов одного и того же возраста, что отмечается при анализе многочисленных РЛИ, получаемых в процессе эксплуатации РБО «Торос» [70]. Однако количественные данные о пространственных вариациях УЭПР морских льдов к моменту начала создания РБО «Космос-1500» отсутствовали.

Все это привело к необходимости постановки специальных исследований характеристик обратного рассеяния СВЧ радиоволн морскими льдами в натурных условиях в различных районах Арктического бассейна с целью получения данных, необходимых для разработки методик обработки и интерпретации информации космических РБО. Учитывая удаленность и труднодоступность районов экспериментов, проведение измерений в натурных условиях возможно было лишь с борта самолета. Кроме того, самолетный комплекс РФА «Аналог», являясь аналогом космических РБО, обеспечивал проведение совместных космических и самолетных измерений при калибровке РБО и отработке методик интерпретации спутниковой информации.

РБО самолета-лаборатории обеспечивал возможность как картографирования, так и получения количественной информации о рассеивающих свойствах подстилающей поверхности в широкой полосе обзора. Выходная информация РБО при этом представляется в виде двумерных радиолокационных изображений интенсивности радиолокационных отражений от исследуемой поверхности в системе координат: путевая дальность, горизонтальная дальность. Яркость РЛИ пропорциональна интенсивности принятого сигнала.

При проведении экспериментальных работ с РБО особое внимание уделялось вопросам проведения измерений абсолютных значений УЭПР.

Как было показано выше, наиболее точным является относительный метод калибровки, который предполагает сравнение мощности рассеянных сигналов с

мощностью сигнала, принятого от эталонного отражателя в сочетании с непрерывной внутренней калибровкой трактов РБО. В целом ошибка в определении УЭПР методом сравнения с эталонным отражателем не превышает 2-3 дБ [60,94].

Весьма эффективной при проведении длительных беспосадочных полетов в полярных ледовых условиях оказалась также калибровка аппаратуры РБО с использованием отражений от водной поверхности на углах, близких к вертикальным [60,205].

Калибровка аппаратуры по гладкой водной поверхности обеспечила точность измерений при экспериментах в бассейне не хуже 2дБ. При измерениях с борта самолета предпочтительней проводить калибровку по взволнованной водной поверхности при волнении, не превышающем 3-4 балла, так как в натурных условиях, как правило, не удается выбрать достаточно протяженный участок гладкой водной поверхности.

При калибровке потенциала проводились измерения относительной мощности $P_{ПР}(\theta)/P_0(0^0)$ и рассчитывалась зависимость $\sigma^0(\theta)/\sigma^0(0^0)$. Полученная зависимость в соответствии с (1.40) описывалась функцией:

$$\frac{\sigma^0(\theta)}{\sigma^0(0^0)} \cong \cos^4\theta \exp\left[\frac{-tg^2\theta}{2\bar{\gamma}^2_{ЭФ}}\right], \tag{4.1}$$

что позволило определить величину $\gamma^2_{ЭФ}$. Затем находилось значение

$$\sigma^0(0^0) = \left|K_f\right|^2 / 2\gamma^2_{ЭФ}, \tag{4.2}$$

Уровень принятого сигнала, соответствующий $\sigma^0(0^0)$, принимался в качестве эталонного и использовался в дальнейших измерениях УЭПР.

Рассмотренный метод позволяет обеспечить точность измерений УЭПР, немногим уступающую точности калибровки по эталонному отражателю, однако значительно упрощает организацию и проведение измерений с борта самолета [60]. Следует, однако, отметить, что при калибровке по отражениям от водной поверхности следует учитывать анизотропию азимутальной зависимости УЭПР.

Таким образом, при измерениях с борта самолета-лаборатории во время длительных полетов в арктических условиях приемлемой оказалась калибровка РБО по взволнованной морской поверхности. В этом случае, выражение для $\sigma^0(\theta)$ можно представить в виде

$$\sigma^0(\theta) \quad \frac{\Delta L(0^0)G^2(\theta_K)H_u^3}{\Delta L(\theta)G^2(\theta_u)H_k^3 COS^3\theta} \quad \frac{p_{пр}(\theta)}{p_{прк}}\sigma^0(0^0), \tag{4.3}$$

где $\Delta L$ - размер элемента разрешения в плоскости, перпендикулярной направлению полета; $G(\theta_K), G(\theta_u)$ значения нормированной диаграммы направленности антенны в угломестной плоскости, соответствующие $\theta = 0^0$ при калибровке и $\theta$ при измерениях; $H_K$, $H_u$ - высота полета при калибровке и измерениях.

Проведенные экспериментальные работы показали, что среднеквадратическая ошибка оценки УЭПР не превышала 3,5 дБ. При этом погрешность калибровки приемо-передающего тракта - менее 0,7 дБ, а ошибки определения радиолокационных контрастов - не более 1,2 дБ.

Как будет проиллюстрировано ниже на примере данных МРЛК «МАРС», весьма эффективным является применение многочастотного радиолокационного зондирования морских льдов.

Одной из важных задач, решенной комплексом РФА «Аналог», явилось проведение исследований характеристик обратного рассеяния радиоволн морскими льдами в натурных условиях. При этом важным представлялось получение данных о характеристиках радиолокационных отражений ледяными покровами морей и океанов в различных районах и на разных стадиях льдообразования. Это необходимо было как для разработки космических радиолокационных систем бокового обзора, так и методик интерпретации спутниковой информации.

Измерения характеристик рассеяния радиоволн морскими льдами с борта самолета связаны с определенными трудностями. Как следует из материалов, рассмотренных в I главе, ледяные покровы морей представляют собой совокупность отдельных льдин (ледяных полей) различного возраста, отличающихся широким спектром размеров и многообразием форм, находящихся, как правило, в сморози. Основной характеристикой, определяющей толщину льда, а также обобщающей его физико-химические и электрофизические свойства, является возраст льда. Интенсивность рассеянных морскими льдами радиосигналов также целесообразно связывать с их возрастом. Вариации структуры и свойств льда должны приводить к значительным пространственным флуктуациям интенсивности радиолокационных сигналов, что необходимо было учитывать при постановке экспериментов и обработке получаемых данных.

На рис. 4.1, 4.2 приведены примеры трассовых записей радиолокационных сигналов, рассеянных морскими льдами различного возраста, полученные РБО «Аналог» в осенне-зимний период года в Арктическом бассейне. Записи производились при горизонтальном полете на высоте 7000м, путевая скорость составляла $\approx$ 140 м/с, полоса фильтра НЧ - 0,6 Гц.

Приведенные примеры охватывают основные виды дрейфующих льдов в Арктическом бассейне в соответствии с классификацией [48,49]. Как видно из представленных записей, флуктуации УЭПР морских льдов значительно превышают флуктуации УЭПР однородной морской поверхности.

Вариации УЭПР связаны как с особенностями пространственной структуры исследуемого участка ледяного покрова, так и с пространственной неоднородностью УЭПР льда одного и того же возраста. Так, вариации интенсивности радиолокационных сигналов при измерениях на участках с ниласовыми и серыми льдами достигают 15-20 дБ и более (см. рис. 4.1а). В районах с тонкими однолетними льдами могут наблюдаться трещины с серым и серо-белым льдом, УЭПР которых на 5-10 дБ выше, чем у однолетних льдов (см. рис. 4.1б, 4.1в). В то же время, как видно из этих трассовых записей, значения УЭПР достаточно однородных участков тонкого однолетнего льда отличаются на 4-6 дБ. Приведенные на рис. 4.2а, 4.2б трассовые записи свидетельствуют также о пространственной неоднородности радиолокационных сигналов, рассеянных толстыми однолетними и многолетними льдами. Следует также отметить, что при самолетных измерениях не всегда возможно идентифицировать флуктуации трассовой записи с неоднородностями исследуемого ледяного покрова, наблюдаемыми визуально. Как отмечалось ранее, задача идентификации неоднородностей существенно упрощается при наличии радиолокационных изображений исследуемой поверхности. В этом случае при измерениях и обработке возможно использование пространственных корреляционных свойств РЛ - изображений.

Учитывая результаты трассовых наблюдений, при проведении самолетных измерений предварительно выбирался район исследований по данным ледовой разведки (данные ледовой разведки уточнялись при полете на малой высоте). Затем проводилось картографирование выбранного района с синхронной трассовой записью радиолокационного сигнала. Участок ледяного покрова, на котором проводились измерения, выбирался с учетом оперативного анализа полученных РЛИ и трассовых записей.

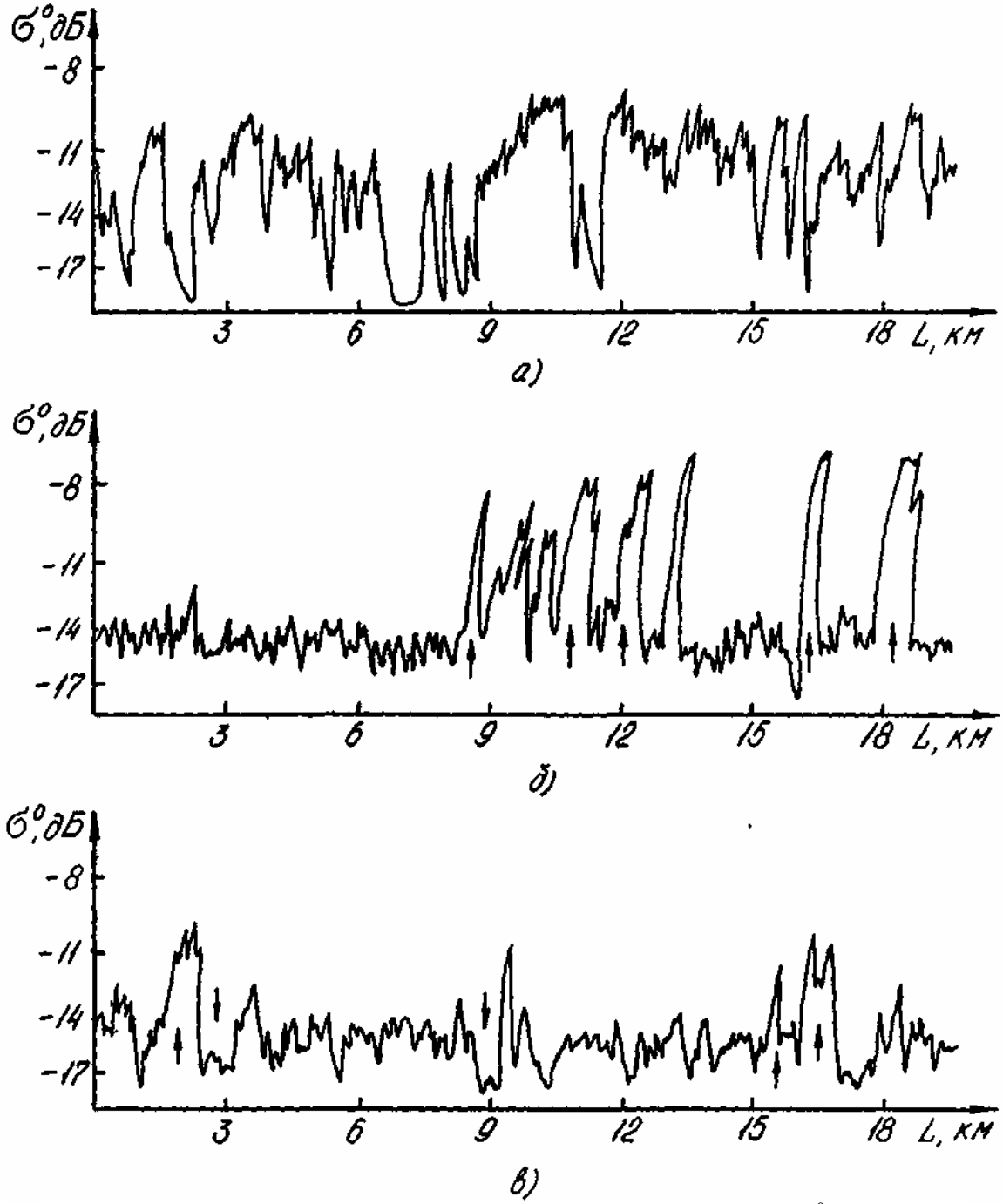



Рис. 4.1. Трассовые записи радиолокационных сигналов, $\theta$=40$^0$; а - нилас, серый лед; б, в - тонкий однолетний лед. Стрелками отмечены трещины, покрытые ниласом и молодым льдом.

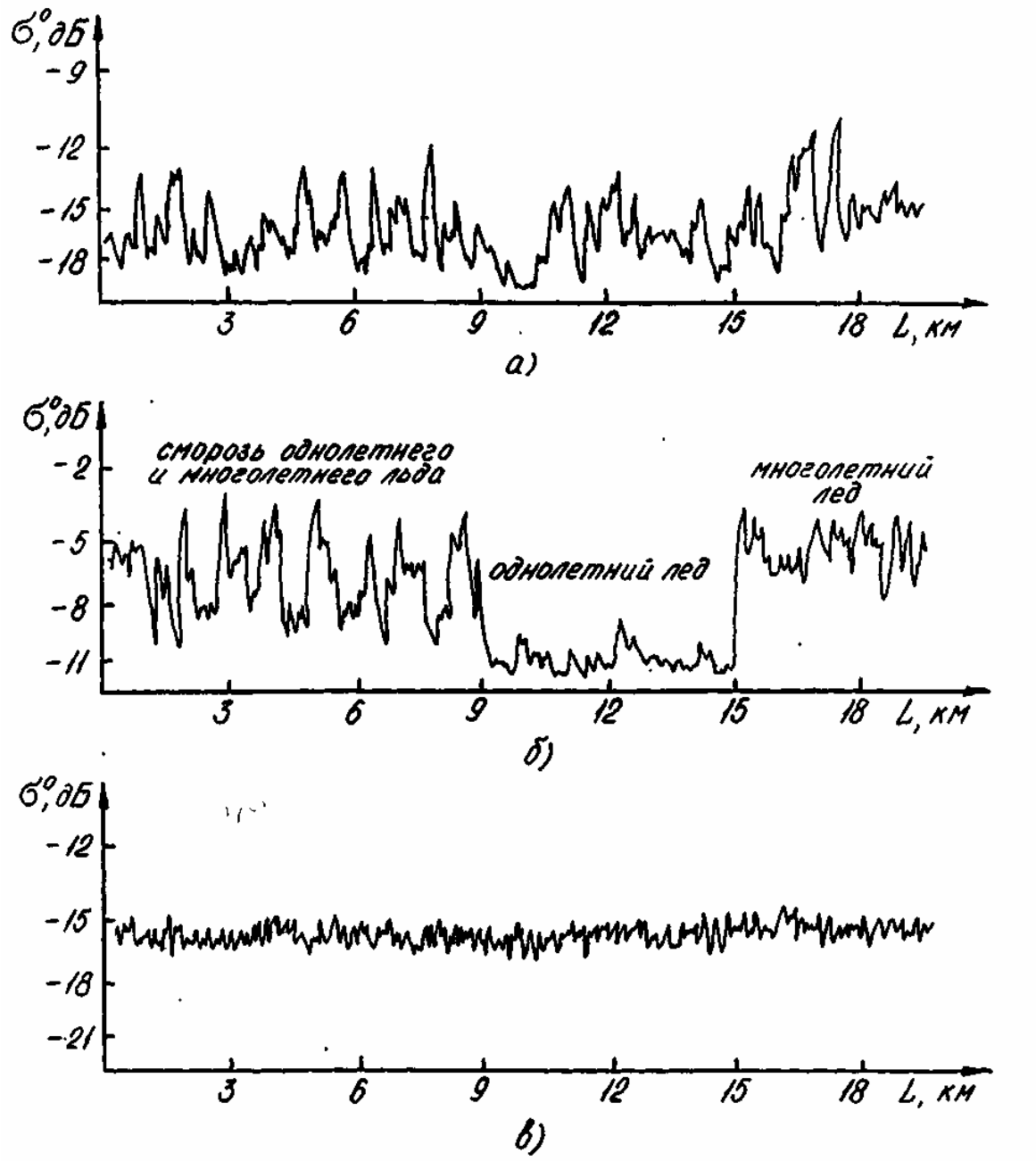



Рис. 4.2. Трассовые записи радиолокационных сигналов, $\theta$=40°; а - толстый однолетний лед; б - участок с однолетним и многолетним льдом; в - взволнованная морская поверхность, волнение ~ 3 баллов.

Многообразие факторов, влияющих на характеристики радиолокационных сигналов, рассеянных морскими льдами, а также ограниченность априорных данных затрудняют разработку общих рекомендаций по обработке результатов радиолокационных измерений. Поэтому при обработке необходимо учитывать особенности характеристик рассеяния и связи этих характеристик со свойствами конкретного вида ледяного покрова.

С учетом изложенных соображений остановимся на основных результатах самолетных исследований характеристик обратного рассеяния основными видами дрейфующих льдов в Арктическом бассейне.

Как отмечалось в [70], изображения ниласовых льдов занимают значительный диапазон яркости РЛИ, что наблюдалось и при наших измерениях. Размах флуктуаций средних значений интенсивности радиолокационных сигналов, рассеянных ниласовыми льдами, достигает 15-20 дБ и более (см. напр. рис. 4.2а). При этом вариации УЭПР ниласовых льдов перекрывают интервал изменений абсолютных значений $\sigma^0$, характерных для основных видов морского льда. Поэтому проведение измерений целесообразно на ранних стадиях льдообразования. В этом случае районы исследований определяются по данным визуальных наблюдений и ограничиваются зонами распространения ниласовых льдов.

Радиолокационное изображение ниласовых льдов, полученное РБО «Аналог» в осенний период, приведено на рис. 4.3. Как видно, интенсивность радиолокационных сигналов изменяется практически во всем интервале яркости РЛИ. Результаты наземной обработки данного РЛИ показали, что размах флуктуаций интенсивности достигает 20 дБ в секторе углов $20^0 \le \theta \le 60^0$.

Наблюдающиеся в зонах формирования ледяного покрова вариации средних значений интенсивности радиолокационных сигналов могут быть связаны со следующими обстоятельствами. Как следует из материалов, рассмотренных в первой главе, при отсутствии наслоений микрорельеф верхней поверхности ниласовых льдов объединяет мелкие (по крайней мере, по сравнению с толщиной ниласа) неровности, а элементы макрорельефа формируются в результате воздействия крупномасштабных составляющих морского волнения. Последние могут иметь характер зыби или индуцироваться ветровым полем над океаном, покрытым слоем ниласа. В реальных условиях температура верхней границы ниласа достаточно высокая и слабо зависит от температуры окружающего воздуха (см. §1.3 рис. 1.14), при этом эффективные величины показателя преломления и удельного затухания достигают n = 3,2 и N = 10,5 дБ/см соответственно [206]. В этом случае для описания процессов рассеяния однородными участками ниласа возможно использование модели избирательного рассеяния, которая ранее эффективно использовалась для описания рассеивающих свойств морской поверхности [8]. Как следует из [7], величина УЭПР ниласа на углах, отличных от вертикальных:

$$\sigma^0(\theta) \approx \left| F(\dot{\varepsilon},\theta) \right|^2 S(\vec{\Lambda}), \tag{4.4}$$

Известно также, что в реальных условиях поверхность ниласовых льдов может быть покрыта пленкой рассола. Наличие пленки рассола на поверхности льда приводит к уменьшению спектральной плотности мелкомасштабных составляющих неровностей поверхности, а при достаточной толщине пленки высокочастотные составляющие спектра поверхности $S(\vec{\Lambda}) \to 0$. Изменения $\left| F(\dot{\varepsilon},\theta) \right|^2$ незначительны

при величинах $\dot{\varepsilon} = 10 + 3{,}7i$ и $\dot{\varepsilon}_p = 41 + 40i$, характерных для ниласа и рассола соответственно [54,82]; поэтому флуктуации интенсивности радиосигналов, рассеянных ниласовыми льдами, могут быть связаны в первую очередь с пространственной неоднородностью $S(\vec{\Lambda})$. Заметим, что именно наличием пленки рассола на поверхности объясняются вариации яркостной температуры ниласовых льдов [207,208].

В натурных условиях в пределах элемента разрешения могут присутствовать участки с различной спектральной плотностью неровностей. В этом случае при интерпретации данных радиолокационного зондирования может быть использована феноменологическая модель, описывающая рассеяние радиоволн неоднородной морской поверхностью [209].

С учетом этих представлений, интенсивность рассеянных ниласовыми льдами радиосигналов будет зависеть как от интенсивности отражений от различных участков, так и от соотношения размеров элемента разрешения и размеров участков, покрытых пленкой рассола. В рамках такой модели, максимальные значения интенсивности будут соответствовать отражениям от участков поверхности, свободных от пленки рассола, размеры которых больше элемента разрешения. УЭПР таких участков будет определяться величиной эффективной диэлектрической проницаемости льда и характерным спектром мелкомасштабных неровностей поверхности.

В натурных условиях для недеформированных участков ниласовых льдов, свободных от пленки рассола, можно предположить, что относительный спектр микрошероховатостей слабо изменяется в процессе роста льда. Здесь следует подчеркнуть, что нарастание льда происходит на нижней границе, а влияние термических факторов при характерных для осенне-зимнего периода отрицательных температурах сводится, в основном, к опреснению верхних слоев льда. Вследствие этого, вариации УЭПР ниласовых льдов, поверхность которых свободна от пленки рассола, можно связать с изменением их диэлектрической проницаемости.

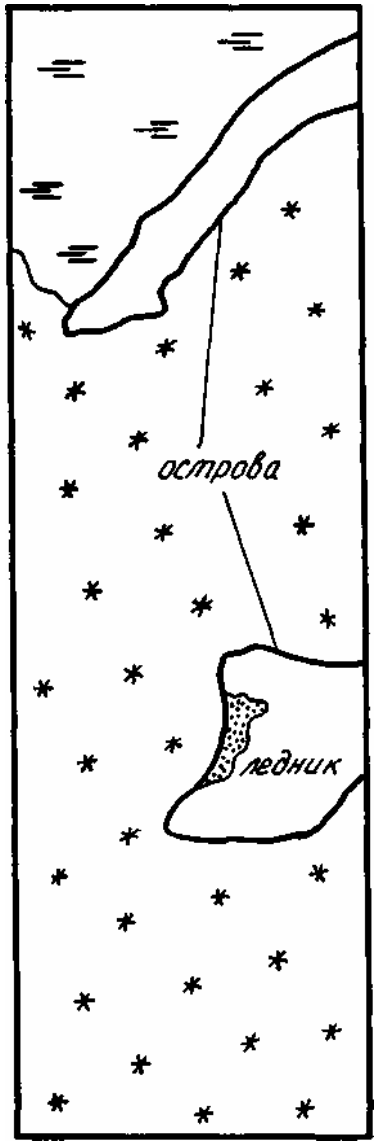
Хотя ограниченность априорной информации не позволяет описать все возможные ситуации, возникающие при самолетных экспериментах в натурных условиях, однако с учетом высказанных предположений оказалось возможным определение величин УЭПР, характерных для ниласовых льдов при отсутствии на их поверхности пленки рассола (рис. 4.4). В этом случае при обработке трассовых записей определялись величины средней интенсивности сигнала в интервале $\lfloor J_{CP_{\max}}, 0.63 J_{CP_{\max}} \rfloor$, после чего проводилось усреднение получаемых значений в пределах реализации. Указанный интервал значений выбран, исходя из возможных изменений $\dot{\varepsilon}$ ниласовых льдов. Так из (4.4) следует, что при фиксированном угле в секторе $10^0 \le \theta \le 70^0$

$$\frac{J(\dot{\varepsilon}_2)}{J(\dot{\varepsilon}_1)} \approx \frac{\left|F(\dot{\varepsilon}_2)\right|^2}{\left|F(\dot{\varepsilon}_1)\right|^2} \approx 0{,}63 \qquad (4.5)$$

Здесь использованы эффективные значения $\dot{\varepsilon}_1$=9,97 + 3,7i и $\dot{\varepsilon}_2$= 4,8 + 1,7i, заимствованные из измерений [55].

Весьма важным представляется анализ изменений УЭПР льдов осеннего и зимнего происхождения в процессе их роста. С учетом этого, результаты измерений

УЭПР ниласовых и молодых льдов приведены совместно с результатами измерений молодых и однолетних льдов.




а) б)

Рис. 4.3. Радиолокационное изображение ниласовых льдов - а; б - карта-схема района измерений. * - нилас.

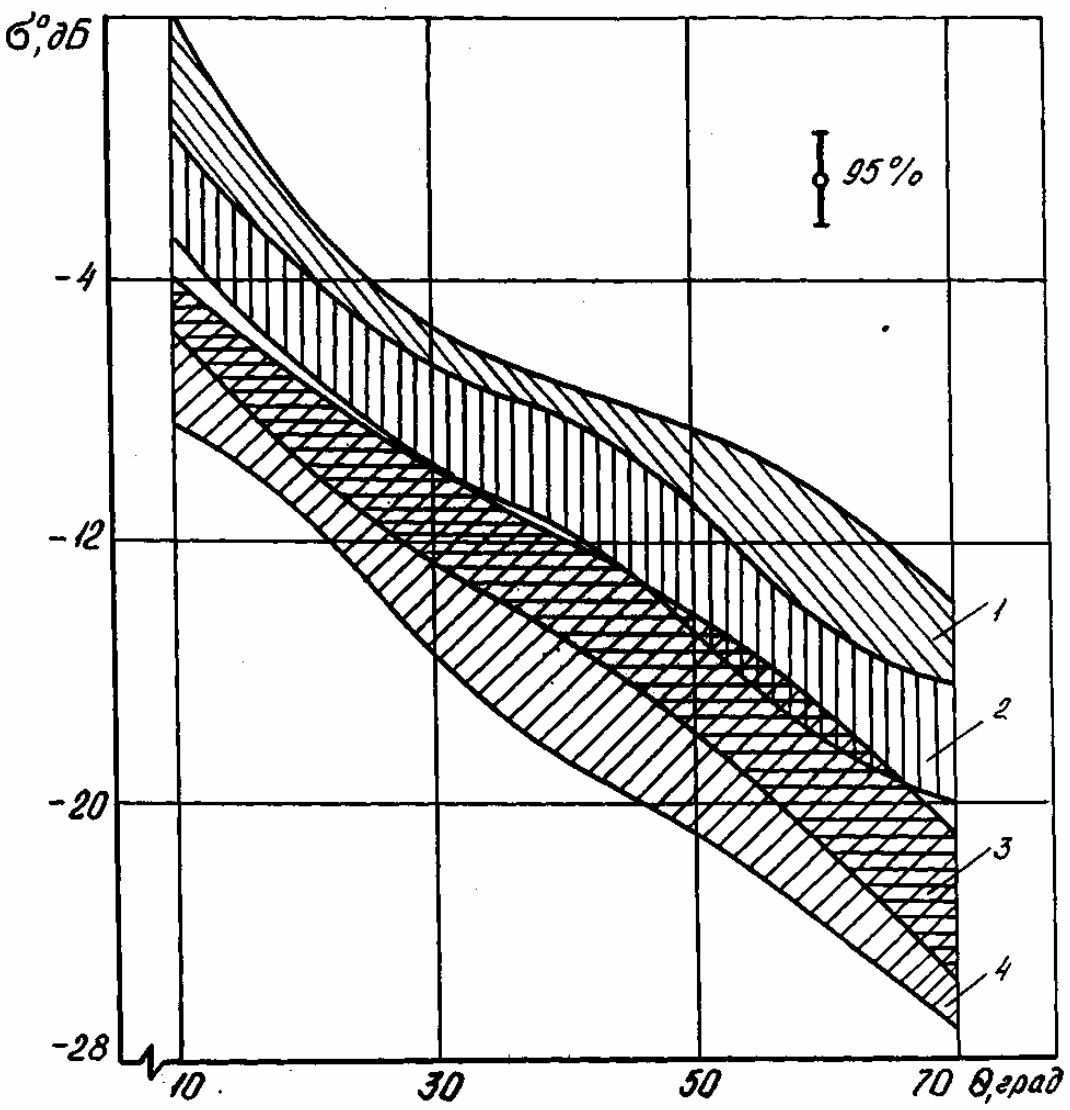
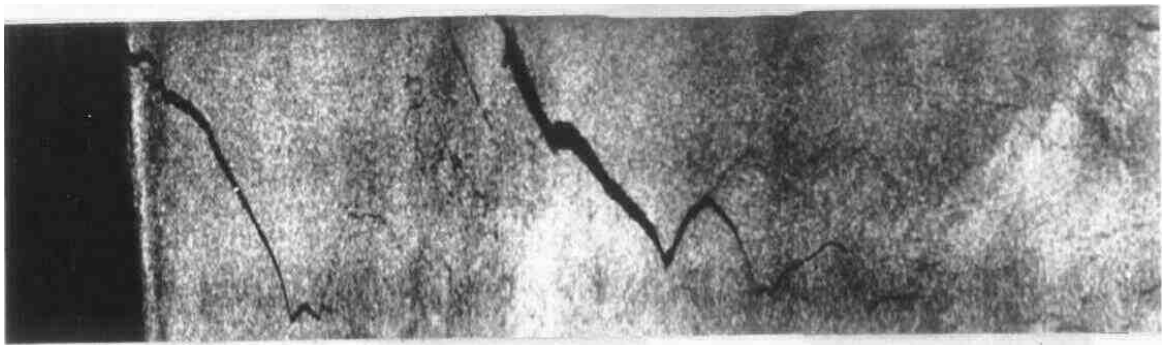



Рис. 4.4. Зависимость удельной ЭПР для льдов осеннего и зимнего происхождения, данные РБО "Аналог". 1 - нилас; 2 - молодой лед; 3 -тонкий однолетний лед; 4 - толстый однолетний лед.

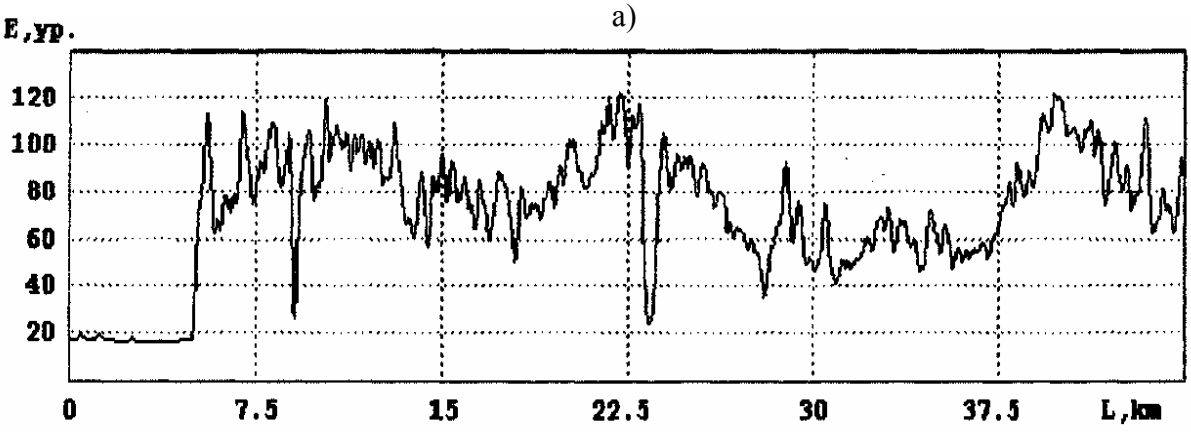
В отличие от зон формирования ледяного покрова, вариации средних значений интенсивности радиолокационных сигналов, получаемых в районах измерений с молодыми и однолетними льдами, как правило, не превышают 10 - 12 дБ. Исключение составляют участки со свежими трещинами, покрытыми ниласом или с открытой водой. Интенсивность отражений в этом случае, как было показано выше, определяется величиной $S(\vec{\Lambda})$ и может быть как выше, так и ниже отражений от соседних участков ледяного покрова.

На рис. 4.5 приведены радиолокационное изображение молодых льдов и синхронная трассовая запись ($\theta$=40$^0$), полученные РБО «Аналог» в зимний период года. На РЛИ контрастно наблюдаются свежие трещины с открытой водой или ниласом, поверхность которого покрыта пленкой рассола. В пределах рассматриваемого участка наблюдаются также крупномасштабные вариации интенсивности рассеянных сигналов. Совместный анализ РЛИ и трассовой записи

позволяет выделить достаточно однородные участки, в пределах которых можно провести дополнительное усреднение для повышения точности определения УЭПР, а также учесть влияние неоднородностей, связанных с деформацией ледяного покрова (трещины, разводья и т. д. при обработке не рассматриваются).



а)




б)

Рис. 4.5. Радиолокационное изображение молодых льдов - а; б - синхронная трассовая запись столбца РЛИ, отмеченного стрелками.

Примеры радиолокационных изображений однолетних льдов, приведены на рис. 4.6. На РЛИ тонких и средних однолетних льдов (рис. 4.6а, 4.6б) можно выделить трещины, покрытые ниласом или с открытой водой (темные участки РЛИ), а также трещины с молодым льдом и зоны свежего торошения - светлые участки РЛИ. Темные участки РЛИ толстых однолетних льдов (рис. 4.6в) соответствуют достаточно гладким участкам ледяного покрова, более светлые - зонам торошения на границах однородных полей. Сравнивая РЛИ тонких, средних и толстых однолетних льдов (рис. 4.6), можно отметить отличие структуры РЛИ указанных видов льда.

Вместе с тем, как свидетельствует анализ данных радиолокационного зондирования однолетних льдов [70], несмотря на изменения характера РЛИ при переходе однолетних льдов из одной возрастной градации в другую, определение возраста льда в этом случае затруднительно. Поэтому район измерений характеристик обратного рассеяния однолетних льдов, в основном, выбирался по данным ледовой разведки, а обработка производилась в пределах однородных участков РЛИ.

Обобщенные результаты измерений [63,210,211] УЭПР морских льдов осеннего и зимнего происхождения приведены на рис. 4.4. Как видно, в процессе

роста толщины льда наблюдается уменьшение УЭПР (с учетом высказанных выше соображений о влиянии пленки рассола на результаты зондирования ниласовых льдов).

а) б) в)

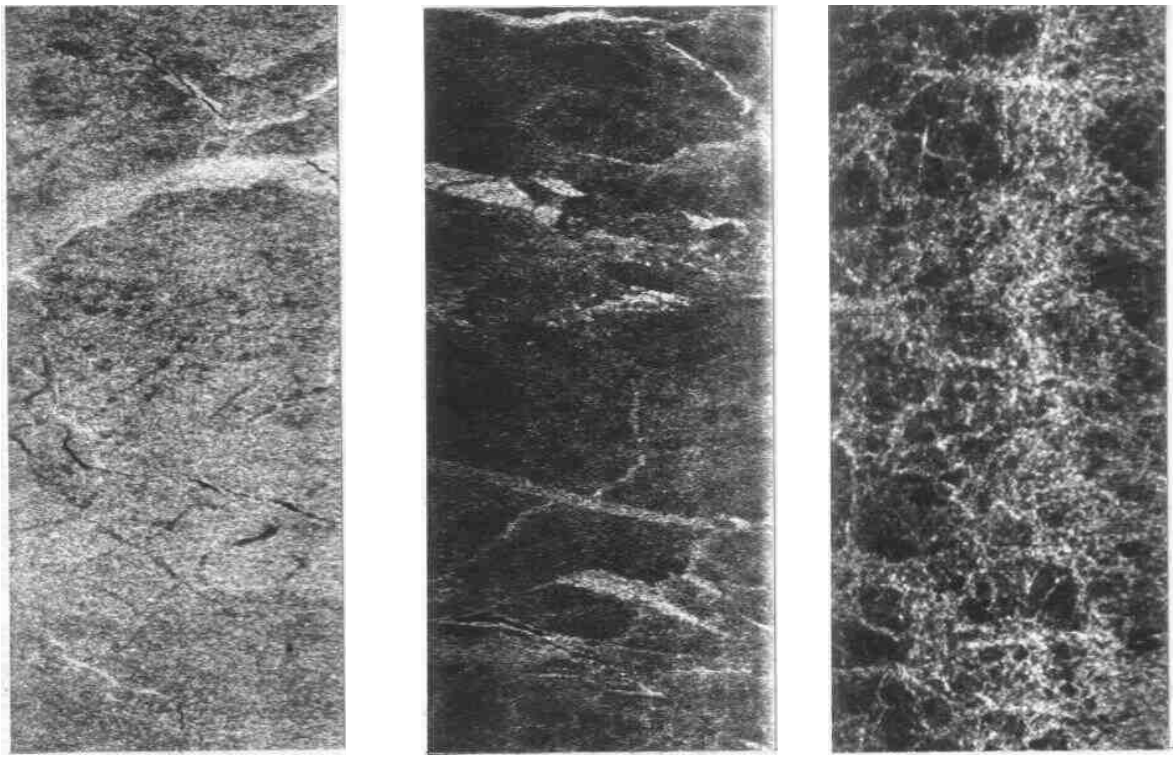


Рис. 4.6. Радиолокационные изображения однолетних льдов; а - тонкий однолетний лед; б - средний однолетний лед; в - толстый однолетний лед.

С учетом точности измерений (при оценке точности измерения УЭПР, указанной на рис. 4.4, не учтена погрешность абсолютной калибровки РБО; погрешность абсолютной калибровки при сравнении результатов измерений, проводившихся одной и той же аппаратурой, можно рассматривать как систематическую ошибку, учет которой приводит к изменению начала отсчета шкалы абсолютных значений УЭПР) области значений УЭПР при переходе из одной возрастной градации в другую перекрываются. В свою очередь, тонкие и толстые однолетние льды имеют значительную общую область значений УЭПР. Эти обстоятельства во многом объясняют сложности, возникающие при дешифрировании РЛИ льдов осеннего и зимнего образования в переходных стадиях роста, а также при определении возраста однолетних льдов, отмечающиеся в [70].

Наиболее распространенным видом дрейфующих морских льдов в Арктическом бассейне являются многолетние льды. Как отмечено в гл. I, физико-химические свойства многолетних льдов во многом связаны с циклическим воздействием термических факторов. Процессы летнего таяния на различных элементах макрорельефа происходят, как правило, неравномерно. Так, например, таяние льда в снежницах происходит интенсивнее, чем на ровных участках [51]. При последующем замерзании структура верхних слоев многолетнего льда отличается существенной неоднородностью. В этих слоях наблюдается большое

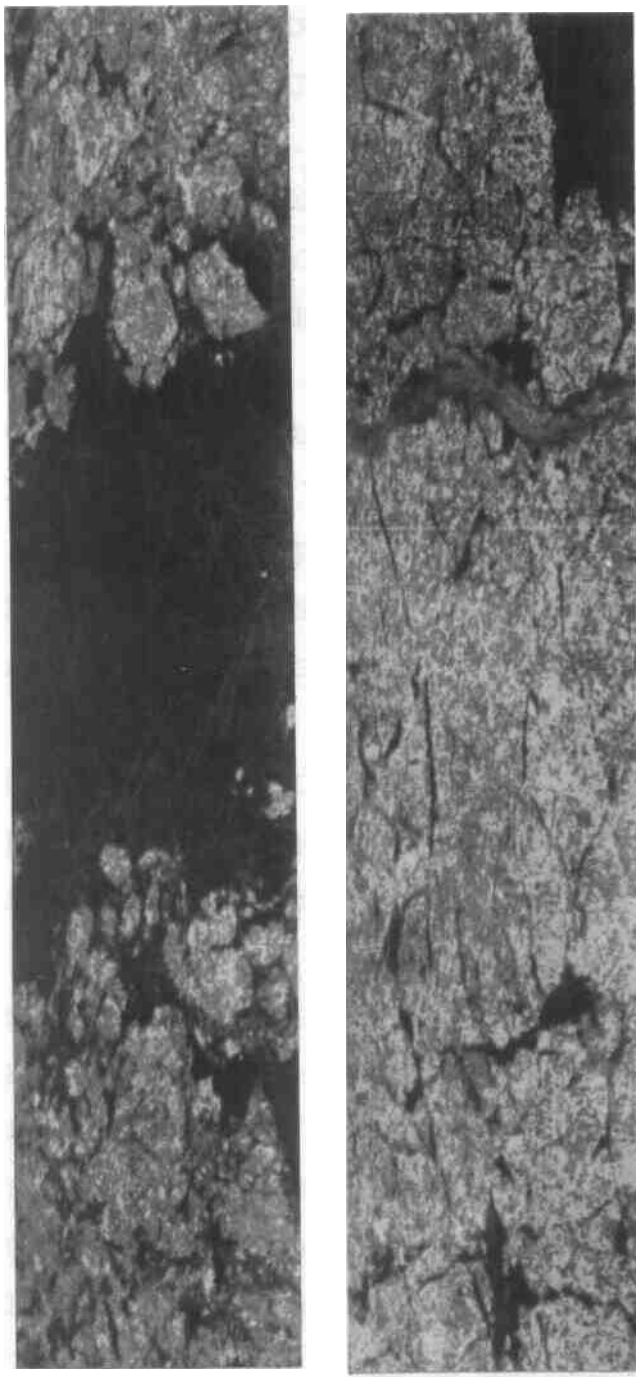
количество воздушных включений, проявление прослоек льда различной плотности и т.д. [45]. Неоднородности структуры верхних слоев проявляются и на РЛИ многолетних льдов [70].

Кроме того, в массивах многолетних льдов наблюдаются трещины и разводья, покрытые льдами осеннего и зимнего происхождения. Такие образования могут быть достаточно просто идентифицированы на РЛИ, учитывая значительные контрасты радиолокационных отражений от многолетних и однолетних льдов. Примером могут служить РЛИ, приведенные на рис. 4.7. Темные участки РЛИ соответствуют зонам с однолетним ледяным покровом, а наблюдающаяся в средней части РЛИ (рис. 4.7б) трещина покрыта молодым и однолетним льдом.

Вместе с тем, на РЛИ наблюдаются вариации интенсивности, которые могут быть связаны с пространственной неоднородностью структуры многолетних льдов. Учет пространственной неоднородности рассеянных многолетними льдами радиосигналов возможен с использованием полуавтоматических (интерактивных) методов обработки радиофизической информации (некоторые особенности такого подхода при интерпретации данных дистанционного зондирования природной среды Земли обсуждаются в [212]). В этом случае в интересующей области РЛИ выбираются однородные по яркости участки, в пределах которых проводится дальнейшая обработка.

Результаты измерений УЭПР многолетних льдов приведены на рис. 4.8. Как видно, вариации УЭПР многолетних льдов в зимний период года составляют 4 - 6 дБ. Сравнение зависимостей для однолетних и многолетних льдов (рис. 4.4, 4.8) подтверждают наличие устойчивых радиолокационных контрастов в секторе углов падения $10^0 \le \theta \le 70^0$.

Результаты самолетных экспериментов, проведенных в различных районах Арктического бассейна, вполне удовлетворительно согласуются с данными наледных и вертолетных измерений [65,66,69], что свидетельствует об отсутствии региональных зависимостей в характере рассеяния радиоволн морскими льдами.



а) б)

Рис. 4.7. Радиолокационные изображения многолетних льдов.

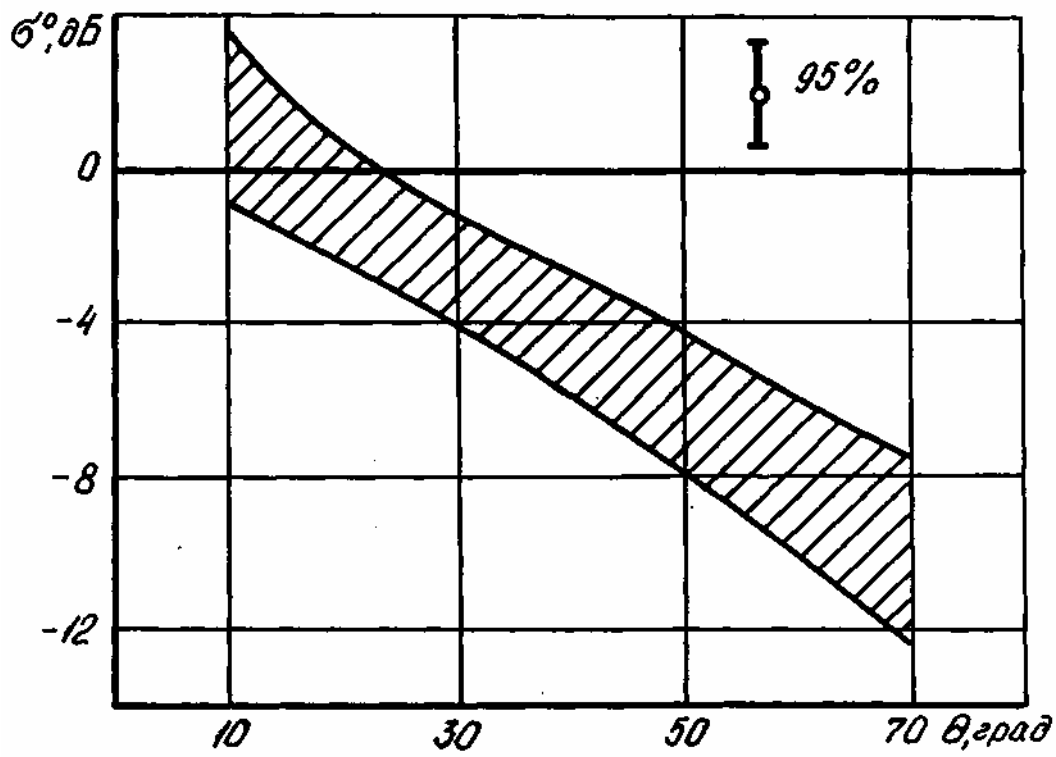



Рис. 4.8. Зависимость удельной ЭПР многолетних льдов, данные РБО "Аналог".

## § 4.2 Связь характеристик СВЧ радиосигналов, рассеянных морскими льдами, с их физико-химическими и электрофизическими свойствами

Результаты радиолокационных исследований ледяных покровов морей и океанов, рассмотренные выше, позволили установить усредненные связи УЭПР морских льдов с их возрастом. Вместе с тем, возрастные характеристики морских льдов в большой степени обобщают физико-химические и электрофизические свойства и не всегда однозначно описывают физическое состояние ледяного покрова. Так, наблюдающиеся в экспериментах по дистанционному зондированию вариации УЭПР могут быть связаны не только с возрастом льда, а и с изменением структурно-физических и электрических характеристик, а также с особенностями внутренней структуры ледяного покрова.

Анализ некоторых теоретических работ, посвященных проблеме рассеяния электромагнитных волн ледяными покровами Земли, был проведен в § 1.3. Однако адекватное сопоставление результатов расчетов и экспериментальных данных о сечениях обратного рассеяния весьма затруднительно, что связано со следующими обстоятельствами. Для проведения строгих расчетов необходимо задание ряда параметров, описывающих рассеивающие свойства льда: статистика поверхностей; размеры и форма объемных рассеивателей, а также их распределения; параметры функций, описывающих флуктуации диэлектрической проницаемости и т.д. Такие данные по большинству типов льда в настоящее время весьма ограничены. Естественно, что соответствующий выбор этих параметров позволяет приблизиться к объяснению частных экспериментов, однако, учитывая многопараметрический характер задачи, результаты расчетов далеко не всегда оказываются однозначными.

Поэтому важным представлялся анализ результатов измерений, проведенных в натурных условиях, в рамках известных моделей рассеяния с учетом общих закономерностей, описывающих изменения физических и физико-химических свойств в процессе роста морских льдов.

Представленные в §1.3 материалы свидетельствуют о существенном отличии структурно-физических и электрофизических характеристик морских льдов, образовавшихся в осенне-зимний период года и просуществовавших в течение одного сезона (ниласовые, молодые, однолетние льды) и многолетних льдов, подвергшихся циклическим воздействиям термических факторов (летнее таяние и последующее зимнее замерзание).

В верхней части многолетних льдов расположен деятельный слой, представляющий собой пресный рыхлый слой, образовавшийся в результате смерзания пропитанного водой снега и не имеющий четкой границы со льдом. Толщина деятельного слоя составляет порядка 50 - 70 см, а размеры воздушных пор достигают 1 см. Ниже, как правило, наблюдается рекристаллизованный лед толщиной до 10 - 30 см с хаотически расположенными воздушными включениями овальной, сферической или нитевидной формы диаметром до 1 см. В дальнейшем этот слой плавно переходит в лед с шестоватоволокнистой структурой, подобной структуре однолетнего льда [40,42,45,58].

Показатель преломления верхних слоев многолетнего льда плавно увеличивается от $n \sim 1.1$ до $n \sim 1.8$ в области рекристаллизованного льда, а удельное затухание $N \sim 0.01 - 0.1$ дБ/см и несколько повышается в слое, граничащем с рекристаллизованным льдом (рис.1.20б) [58]. Характерная глубина проникновения достигает в 3 см диапазоне порядка 1.5 м и сравнима с общей толщиной льда [58,59].

С учетом отмеченных особенностей структурно-физических и диэлектрических свойств многолетних льдов в [81,82] были проведены количественные оценки угловых зависимостей удельной ЭПР в диапазоне частот 9 - 17 ГГц. Расчеты проводились в соответствии с выражениями для коэффициента рассеяния бесконечной случайно-неоднородной среды, полученными в борновском приближении, с гауссовыми функциями корреляции диэлектрической проницаемости [83] :

$$\sigma_{BB}^{0} = \frac{(R_e k_1)^4 k^2 r^3 \delta_\varepsilon \cos^2\theta}{2|d_0|^2 J_m d_0 (1+4k_1^2 r^2)^2} \cdot \left| \frac{4\varepsilon k d_0 \cos\theta}{(d_0 + \dot{\varepsilon} k \cos\theta)^2} \right|, \qquad (4.6)$$

где $d_0 = (k_1^2 - k^2 \sin^2\theta)^{1/2}$, $k = \dfrac{2\pi}{\lambda}$, $k_1 = 2\pi\sqrt{\dot{\varepsilon}}/\lambda$, r - радиус неоднородностей, $\delta_\varepsilon$ - безразмерный параметр.

Расчетные кривые вполне удовлетворительно описывают экспериментальные зависимости $\sigma^0(\theta)$ [65] и качественно совпадают с результатами измерений удельной ЭПР многолетних льдов, проведенными РБО «Аналог». При этом, использованные в расчетах параметры модели $\dot{\varepsilon} \approx 1.6\text{-}0.005i$ и характерный размер неоднородностей r$\cong$2 мм соответствует общим представлениям о структурно-физических и диэлектрических свойствах многолетних льдов [40,42,45].

В отличие от многолетнего ледяного покрова, для льдов, образовавшихся в осенне-зимний период года, характерно наличие выраженной верхней границы. Эта граница прослеживается как на вертикальных распределениях плотности и солености, так и на соответствующих зависимостях показателя преломления и удельного затухания (рис.1.3.3, 1.3.4, 1.3.7а). Диэлектрические свойства указанных видов ледяного покрова в большой степени определяются содержанием жидкой фазы (ячейками с рассолом) в толще льда. Ячейки с рассолом имеют форму вытянутых вертикальных цилиндров диаметром порядка 0.05 - 0.1 мм. При этом наблюдаются как изолированные ячейки длиной до 1 см, так и сообщающиеся с водой капилляры с рассолом. Объемное содержание жидкой фазы для начальных видов морского льда и ниласа достигает порядка 50% и уменьшается до 2 - 5 % в верхних слоях однолетнего льда. Кроме того, в толще льда наблюдаются воздушные включения (пузырьки воздуха), образовавшиеся из растворенного в воде воздуха при замерзании и в результате дренирования рассола из верхних слоев льда. Размеры воздушных включений, как правило, сравнимы с размерами капилляров с рассолом [39,42,57].

Глубина проникновения радиоволн, определяемая как $\delta = (\lambda\sqrt{\varepsilon'})/(2\pi\varepsilon'')$, в 3см диапазоне составляет порядка $\delta \approx 0.5$ см для начальных видов льда и ниласа и увеличивается до $\delta \approx 5$ - 10 см для однолетнего льда.

Таким образом, при описании рассеивающих свойств соленых морских льдов, образовавшихся в осенне-зимний период года, необходимо решать задачу рассеяния ограниченной случайно-неоднородной средой с шероховатыми границами. Объемные неоднородности в слое льда обусловлены, в основном, ячейками с рассолом и воздушными включениями. Диаметр этих неоднородностей существенно меньше длины радиоволны, а концентрация относительно высока и изменяется в значительных пределах (от 2–5 % до $\cong$ 50 %). Строгое решение задачи рассеяния радиоволн подобными средами вызывает значительные трудности, поэтому при анализе данных самолетных экспериментов целесообразным представлялось выделение тех параметров, которые в наибольшей степени

определяют рассеяние. Подобный упрощенный подход может позволить качественно объяснить имеющиеся экспериментальные результаты.

Ранее отмечалось, что вид угловой зависимости удельной ЭПР ограниченной среды с объемным поглощением и случайно-неровными границами существенным образом зависит от поглощения в среде [75,78-80].

Представленные в [75,79] расчеты свидетельствуют, что при коэффициенте поглощения в слое $\gamma L \geq$2-3 характер рассеяния определяется, в основном, диэлектрической проницаемостью слоя и шероховатостью верхней границы. Указанные выше значения коэффициента ослабления характерны для морских льдов, образовавшихся в осенне-зимний период года [54,214]; при этом толщина слоя, определяющего рассеяние, оказывается меньше общей толщины льда и сравнима с длиной радиоволны СМ диапазона.

Вместе с тем, в верхних слоях льда наблюдаются объемные неоднородности диэлектрической проницаемости. Влияние этих неоднородностей на характеристики рассеянных радиосигналов может быть учтено введением эффективной шероховатости поверхности. В этом случае рассеивающие свойства реального льда будут описываться средней величиной комплексной диэлектрической проницаемости слоя, определяющего рассеяние, и параметрами эффективных шероховатостей, учитывающих как объемные неоднородности, так и неровности верхней границы. Возможность такого подхода была рассмотрена в работах [215-217].

В натурных условиях на недеформированных участках морского льда, как правило, наблюдаются мелкомасштабные неровности верхней поверхности. Кроме того, принимая во внимание, что глубина проникновения электромагнитного излучения меньше или по крайней мере сравнима с длиной радиоволны, можно предположить, что наибольшее влияние на характеристики рассеяния будут оказывать неоднородности верхних слоев. При этом относительно небольшими будут и масштабы изменения диэлектрической проницаемости в плоскости роста льда. При малой спектральной плотности эффективных шероховатостей рассеивание может быть рассмотрено в рамках метода малых возмущений [8]. В этом случае для углов $\theta$, отличных от вертикальных, удельная ЭПР определяется как [8,85]:

$$\sigma^0 = 4\pi k^4 \cos^4\theta \left|F(\dot{\varepsilon},\theta)\right|^2 S_{эф}(\vec{\Lambda}), \tag{4.7}$$

где $\vec{\Lambda} = 2\vec{k}\sin\theta$, а множитель $\left|F(\dot{\varepsilon},\theta)\right|^2$ определяется соотношениями:

для горизонтальной поляризации:

$$\left|F_{гг}(\dot{\varepsilon},\theta)\right|^2 = \left|\frac{\dot{\varepsilon}-1}{(\cos^2\theta + \sqrt{\dot{\varepsilon}-\sin^2\theta})^2}\right| \tag{4.8}$$

для вертикальной поляризации:

$$\left|F_{вв}(\dot{\varepsilon},\theta)\right|^2 = \left|\frac{(\dot{\varepsilon}\ \ 1)(\dot{\varepsilon}\sin^2\theta + \dot{\varepsilon} - \sin^2\theta)}{(\dot{\varepsilon}\cos^2\theta + \sqrt{\dot{\varepsilon}\ \ \sin^2\theta})^2}\right| \tag{4.9}$$

Характерные спектры эффективных шероховатостей, определяющие рассеяние в рамках метода малых возмущений, формируются уже на ранних

стадиях льдообразования, так как глубина проникновения электромагнитного излучения для начальных видов льда и ниласа составляет порядка 0.1 - 0.2. Увеличение спектральной плотности эффективных шероховатостей может быть учтено в рамках двухмасштабной модели [8], а также с использованием методов, предложенных в [91,218]. Однако, принимая во внимание относительно небольшое увеличение глубины проникновения $\delta$, а также отсутствие существенных изменений в характере угловых зависимостей $\sigma^0(\theta)$ (§4.1, рис. 4.4) с ростом льда, для недеформированных участков ледяного покрова ограничимся анализом в рамках метода малых возмущений.

С учетом высказанных соображений, в соответствии с (4.6), (4.7) нами были проведены расчеты УЭПР морских льдов осеннего и зимнего происхождения. Необходимые для вычислений спектры эффективных шероховатостей задавались степенной функцией в виде:

$$S_{эф}(\Lambda) \cong C \cdot \Lambda^{-n} \tag{4.10}$$

и были определены расчетным путем из экспериментальной зависимости $\sigma^0(\theta)$, полученной в процессе проведения самолетных измерений ниласовых льдов (верхняя кривая рис. 4.4). При этом учитывались результаты работ [90,219], где в рамках двухмасштабной модели анализируется возможность определения пространственного спектра шероховатостей и диэлектрической проницаемости поверхности по данным измерений угловых и частотных зависимостей УЭПР.

Результаты расчетов при $C = 1{,}6 \cdot 10^{-2}$ и показателе степени n=2 приведены на рис. 4.9. Там же для сравнения представлены экспериментальные данные, полученные при измерениях с борта самолета-лаборатории. При вычислениях использованы данные о диэлектрической проницаемости морских льдов, заимствованные из работ [53,54,58,207]; для ниласа - $\dot{\varepsilon} = 10 + 3{,}7i$; однолетнего льда - $\dot{\varepsilon} = 3{,}3 + 0{,}16i$. Величина $\dot{\varepsilon} = 1{,}7 + 0{,}14i$ получена в результате измерений [58] для слоя сморози снега и однолетнего льда.

Как видно из рис. 4.9, результаты расчетов вполне удовлетворительно согласуются с экспериментальными данными, что подтверждает справедливость высказанных предположений и позволяет объяснить вариации УЭПР, наблюдающиеся в экспериментах по дистанционному зондированию льдов осеннего и зимнего образования. С момента образования ниласовых льдов до достижения толщины $\geq 30$ - 70 см, характерной для тонких однолетних льдов, диэлектрическая проницаемость изменяется от $\left|\dot{\varepsilon}\right| \approx 10$ до $\left|\dot{\varepsilon}\right| \approx 3{,}3$, что приводит к уменьшению величины $\sigma^0$ на 6 - 8 дБ. В дальнейшем, с ростом толщины существенных изменений диэлектрической проницаемости льда в зимний период года не наблюдается. Вместе с тем, как отмечалось в §1.3, снежный покров на ниласовых и молодых льдах, как правило, отсутствует, а толщина снежного покрова на однолетних льдах составляет от 3 - 5 см до 20 - 30 см [51,52], кроме того, в Арктическом бассейне встречаются и абсолютно бесснежные льды. Так как диэлектрическая проницаемость снега меньше, чем у льда, снежный покров является согласующим слоем, что приводит к уменьшению эффективной диэлектрической проницаемости заснеженного однолетнего льда [209,220]. Таким образом, вариации УЭПР однолетних льдов могут быть вызваны согласующим влиянием снежного покрова, что подтверждается расчетами (кривая 3 рис. 4.9), а также пространственными флуктуациями спектральных характеристик

эффективных шероховатостей. Весьма важным представляется также сравнение полученных результатов с известными данными измерений характеристик обратного рассеяния морских льдов в СВЧ диапазоне.

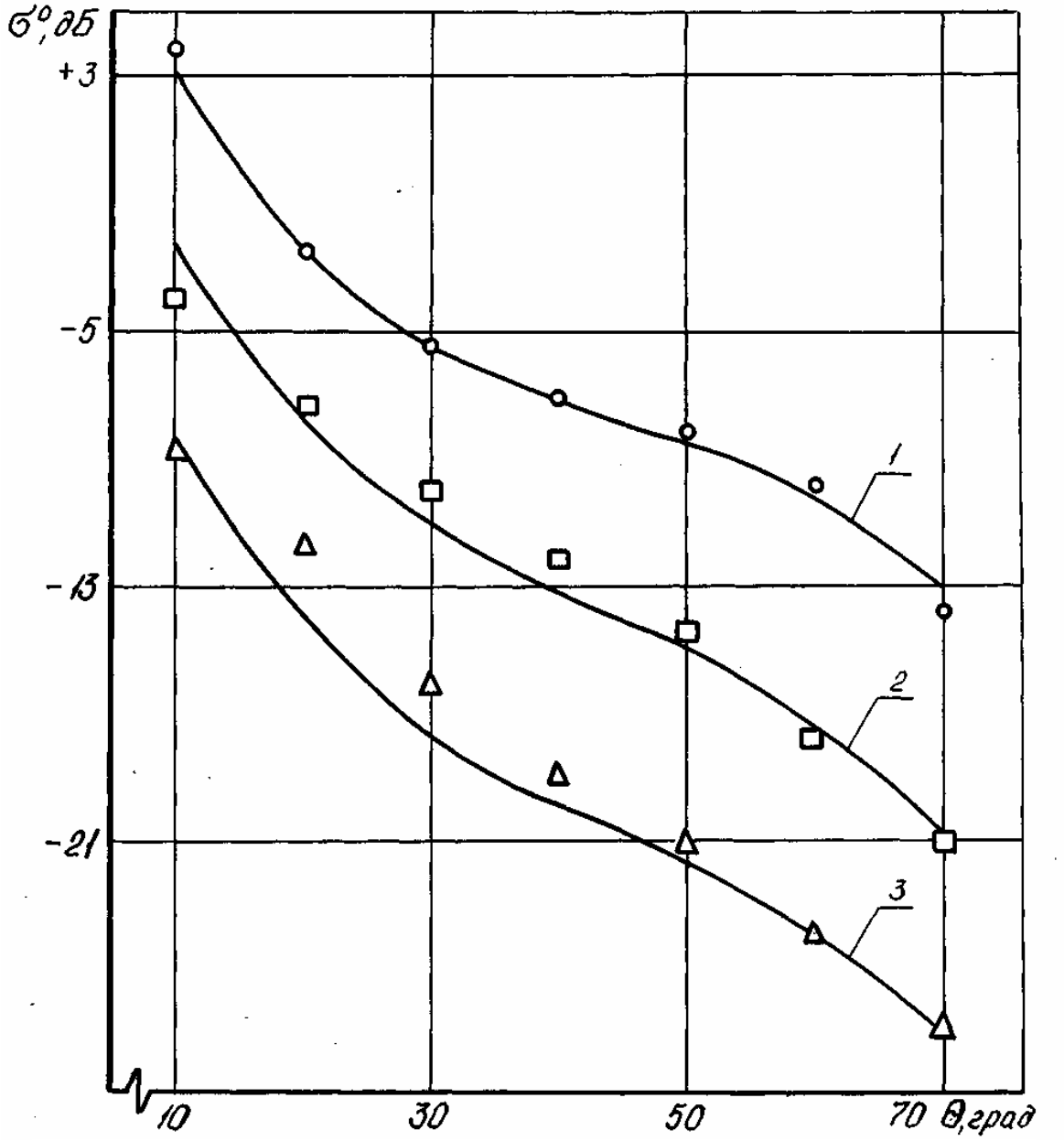



Рис. 4.9. Расчетная зависимость удельной ЭПР для вертикальной (ВВ) поляризации при $\varepsilon = 10+3.71 - 1$; $\varepsilon = 3.3 + 0.161 - 2$; $\varepsilon = 1,7 + 0,141 - 3$; и данные РБО "Аналог": о - нилас; □- тонкий однолетний лед; Δ - толстый однолетний лед.

На рис. 4.10 приведены данные наледных измерений УЭПР образцов практически бесснежного однолетнего льда на частотах 9 ГГц и 17 ГГц [67] и результаты расчетов в соответствии с (4.2), (4.4), (4.5). Как и в случае бесснежного однолетнего льда (кривая 2 рис. 4.9), расчеты проводились при $\varepsilon = 3,3 + i \cdot 0,16$ и n=2. Величина коэффициента С в (4.5) была выбрана $C = 0,64 \cdot 10^{-2}$. Расчетные кривые

достаточно хорошо описывают экспериментальные зависимости [67] на частотах 9 - 17 ГГц. Отметим также, что результаты, полученные РБО «Аналог» (кривая 2 рис. 4.2), и данные измерений [66] на частоте 9 ГГц (кривая 2 рис. 4.10) совпадают с точностью до постоянного коэффициента С. Наблюдающееся отличие составляет 3 - 4 дБ и имеет систематический характер, что может быть связано с погрешностями абсолютной калибровки аппаратуры.

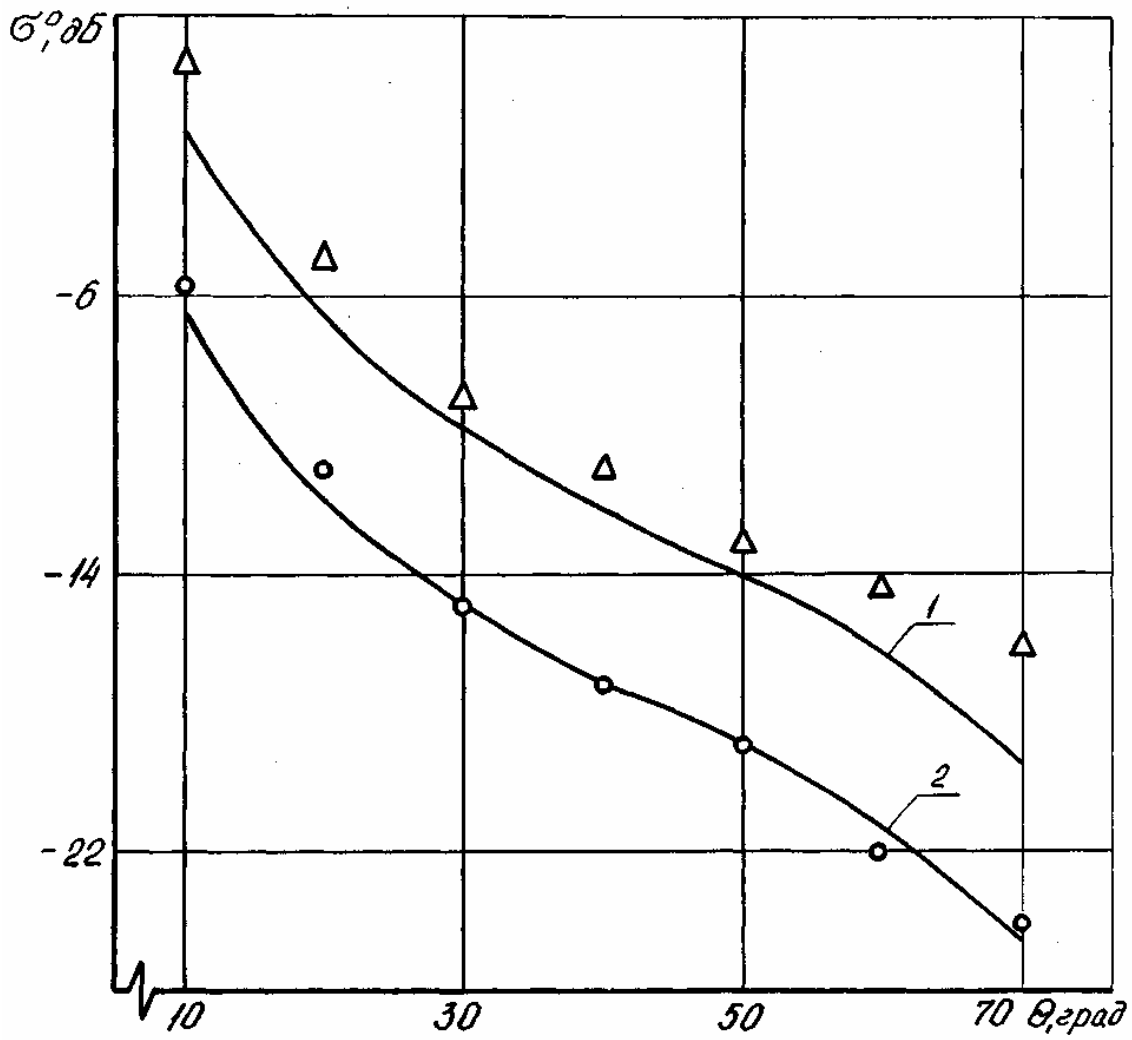



Рис. 4.10. Расчетная зависимость удельной ЭПР для вертикальной (ВВ) поляризации на частотах 17 ГГц - 1; 9 ГГц - 2; и данные измерений толстых однолетних льдов [66]: Δ - частота 17 ГГц; о - частота 9 ГГц.

Таким образом, рассеивающие свойства морских льдов, образовавшихся в осенне-зимний период года, могут быть объяснены на основе использования эффективных шероховатостей, учитывающих как неровности верхней границы, так и неоднородности диэлектрической проницаемости верхних слоев льда. Угловые зависимости удельной ЭПР недеформированных участков ледяного покрова в диапазоне частот 9 - 17 ГГц и секторе углов падения $10^0 \le \theta \le 70^0$ вполне удовлетворительно описываются в рамках метода малых возмущений степенными спектрами эффективных шероховатостей. Изменения УЭПР, наблюдающиеся в

процессе роста ледяного покрова, связаны, в основном, с уменьшением диэлектрической проницаемости в верхних слоях льда. В свою очередь, эффективная диэлектрическая проницаемость является функцией температуры и солености льда. Последние обстоятельства свидетельствуют о принципиальной возможности использования радиолокационных данных для определения температуры и солености однолетних морских льдов.

## § 4.3 Методические особенности тематической обработки информации о ледовых покровах, получаемой космическими РБО

К числу важнейших проблем, требующих для своего решения применения методов и средств дистанционного радиолокационного зондирования природной среды Земли, относятся исследования природных льдов. Обширные площади полярных морей, океанов, а также внутренних водоемов покрываются слоем льда различной толщины, образующимся при замерзании морской воды.

Как отмечалось ранее, решение ряда практических задач дистанционной диагностики, таких как гидрометеорологическое обеспечение мореплавания, климатические и режимные исследования и др., требует высокой оперативности получения и обработки радиолокационной информации. Условия мореплавания в ледовых районах в значительной степени определяются состоянием ледяного покрова на этих акваториях, вследствие чего возникает постоянная необходимость в текущей и прогностической ледовой информации на региональном уровне. В связи с этим, представляет интерес оперативная обработка радиолокационных изображений, направленная на оценку состояния ледяных покровов и морской поверхности непосредственно по РЛИ, получаемым на наземных пунктах приема информации.

Проведенный выше анализ свойств рассеяния радиоволн морскими льдами свидетельствуют о достаточно высокой чувствительности изменений УЭПР с возрастом льда, его физико-химическими и электрофизическими свойствами и т.д. Вследствие чего, радиолокационные изображения, получаемые космическими РБО, содержат значительный объем информации о состоянии и структуре ледяного покрова.

В отличие от морской поверхности, представляющей собой однородную в диэлектрическом смысле среду, характеристики рассеяния которой определяются прежде всего состоянием (статистическими свойствами) лишь поверхности, лед представляет собой чрезвычайно сложную систему. Диэлектрические свойства льда определяются условиями образования, температурой, соленостью, возрастом (толщиной) и заметно изменяются во времени. Многообразие физических свойств и трудности, возникающие при решении задач рассеяния радиоволн ледяными покровами, не позволяют создать единую модель, адекватно описывающую процессы рассеяния, поэтому основу методов интерпретации результатов зондирования льдов составляют обобщенные экспериментальные данные.

При интерпретации данных радиолокационного зондирования из космоса наиболее распространенными являются методы, основанные на обобщенных результатах экспериментальных исследований [63,137,211].

Многолетние самолетные исследования, проводившиеся в ИРЭ НАН Украины и затем в ЦРЗЗ НАН Украины и НКА Украины, позволили накопить банк данных о характеристиках радиолокационных отражений ледяными покровами морей и океанов в различных районах Арктики и Антарктики и в акваториях замерзающих морей средних широт на разных стадиях льдообразования. Это необходимо как для разработки космических и самолетных радиолокационных систем, так и методик интерпретации информации.

Обобщенная зависимость УЭПР от возраста льда, построенная по данным [65,66,69,211,220] и результатам натурных экспериментов, проведенных в ИРЭ НАН Украины и ЦРЗЗ НАН Украины и НКА Украины, представлена на рис. 4.11.

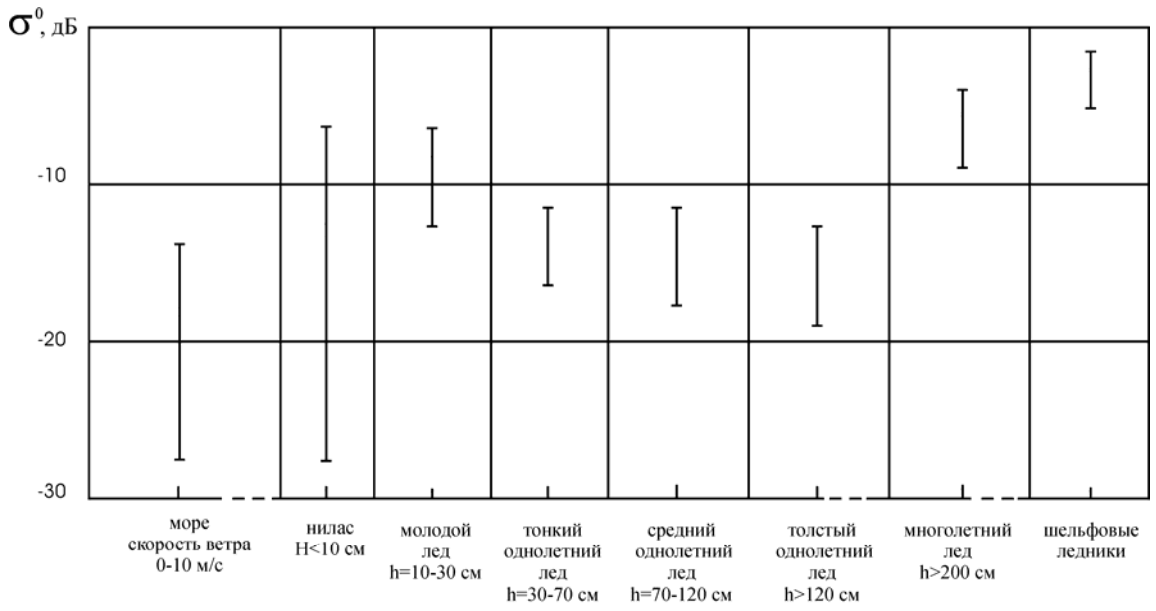



Рис. 4.11. Обобщенная зависимость удельной ЭПР морского льда от возраста (толщины).

Приведенная зависимость в общем виде характеризует изменение УЭПР с возрастом морского льда и составляет основу методов интерпретации космической радиолокационной информации [171].

С учетом особенностей льдообразования и температурного режима эти данные могут быть использованы и для интерпретации результатов радиолокационной съемки в замерзающих акваториях внутренних морей средних широт, например, Азово-Черноморского бассейна.

Как указывалось ранее, методы качественного анализа РЛИ успешно применяются в практике ледовых наблюдений самолетными РБО [70]. Рассмотренные в [70] дешифровочные признаки морских льдов и методы интерпретации, основанные на сравнении получаемых РЛИ с эталонными, характерными для конкретного типа ледяного покрова, могут быть использованы и при интерпретации информации космических РБО.

Отметим также, что обобщенные данные (рис. 4.11), как и приведенные в [70] дешифровочные признаки, не охватывают всего многообразия ситуаций, возникающих при наблюдениях в натурных условиях, поэтому при интерпретации радиолокационных изображений необходимо привлекать дополнительную информацию (данные о гидрометеорологическом режиме в районе наблюдений, сопутствующую метеорологическую информацию и т. д.) [49,70].

Кроме того, космические РБО обеспечивают возможность наблюдения одних и тех же участков ледяного покрова, что позволяет использовать при обработке информации как существующие модели роста ледяного покрова [221], так и данные об изменениях УЭПР с ростом льда, полученные в результате натурных экспериментов.

Принимая во внимание изложенные соображения, рассмотрим возможности решения задач дистанционной диагностики ледяных покровов Земли космическими РБО.

## § 4.4 Дистанционная диагностика морских льдов космическими РБО

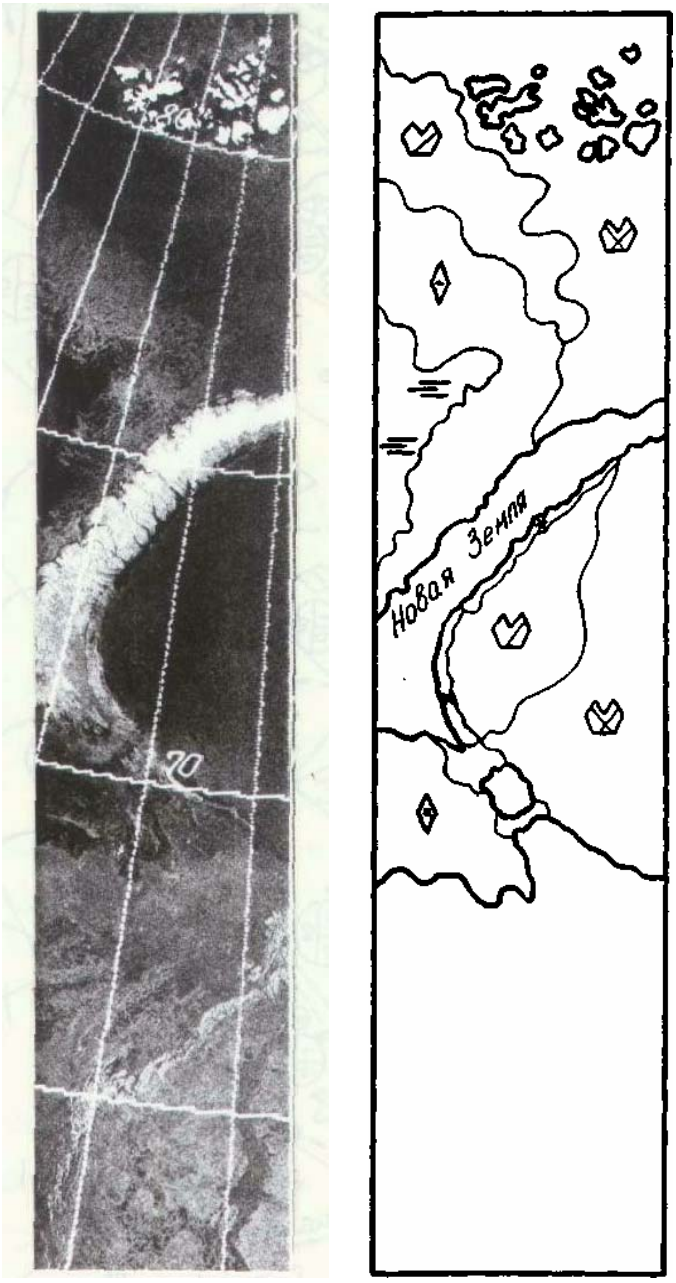
Решение ряда практических задач дистанционной диагностики, таких как гидрометеорологическое обеспечение мореплавания, климатические и режимные исследования и др., требует высокой оперативности получения и обработки радиолокационной информации. В связи с этим, представляет интерес оперативная обработка радиолокационных изображений, направленная на оценку состояния ледяных покровов и морской поверхности непосредственно по РЛИ, получаемым на наземных пунктах приема информации.

Остановимся на ряде примеров решения задач дистанционной диагностики ледяных покровов Земли космическими РБО ИСЗ типа «Космос-1500»/ «Океан»/ «Сич».

Значительный научный и практический интерес представляют исследования пространственного распределения толщины морского льда в зимний период года. Как показано выше, связи УЭПР морского льда с его возрастом (толщиной) могут быть использованы для решения этих задач радиофизической аппаратурой космического базирования.

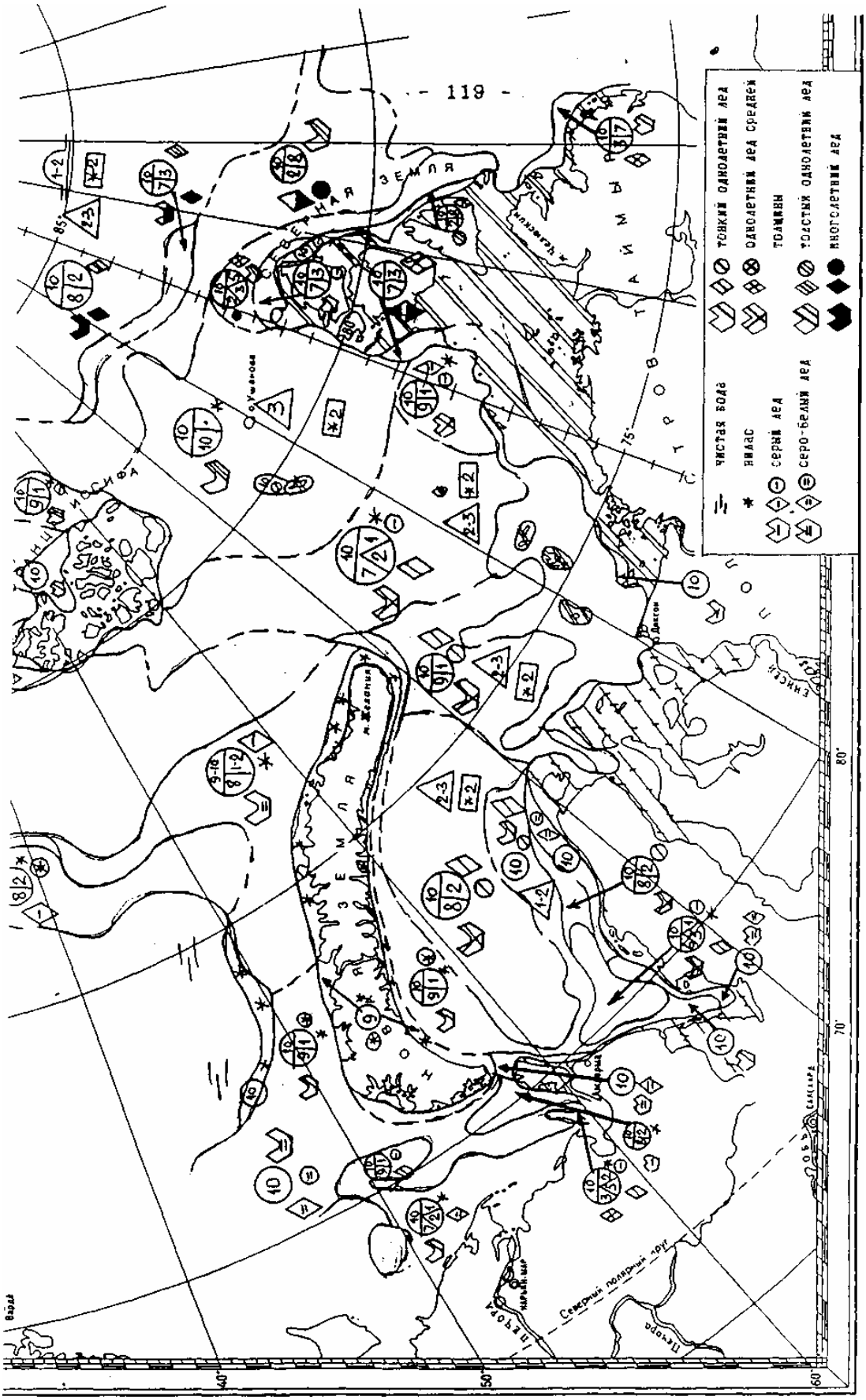
На рис. 4.12 приведено радиолокационное изображение Карского моря и Северного Ледовитого океана. РЛИ охватывает обширный район занятый ледовыми покровами различного возраста. На РЛИ возможно выделение участков с морскими льдами, отличающихся яркостью, а, следовательно, и УЭПР. Основываясь на обобщенных связях УЭПР морского льда с его возрастом и принимая во внимание особенности гидрометеорологического режима в рассматриваемом районе, возможно построение карты распределения ледяного покрова.

Карта-схема и пространственное распределение возраста ледяного покрова, построенная в результате анализа РЛИ (рис. 4.12а) представлена на рис. 4.12б. Результаты анализа РЛИ, в целом, удовлетворительно соответствуют данным о распределении льда за вторую декаду февраля 1985 года (рис. 4.13), что подтверждает возможность использования информации космических РБО для определения, по крайней мере, 3 - 4 возрастных градаций льда и построения обзорных карт ледовой обстановки. Кроме того, при последовательных наблюдениях возможно также исследование динамических процессов, что необходимо для составления ледовых прогнозов.




а) б)

Рис. 4.12. РЛ-изображение Карского моря и Северного Ледовитого океана за 20.02.85 г., "Космос-1500" – а; б - карта-схема района.


- 119 -
ЗЕМЛЯ
ЧИСТАЯ ВОДА
ЛЕДЯНАЯ ШУГА
СЕРЫЙ ЛЕД
СЕРО-БЕЛЫЙ ЛЕД
ТОНКИЙ ОДНОЛЕТНИЙ ЛЕД
ОДНОЛЕТНИЙ ЛЕД СРЕДНЕЙ ТОЛЩИНЫ
ТОЛСТЫЙ ОДНОЛЕТНИЙ ЛЕД
МНОГОЛЕТНИЙ ЛЕД
Северный полярный круг
Печора
Обь
Енисей
Лена
Колыма
Чукотка
Вайгач
Новая Земля
Земля Франца Иосифа
Земля Александры
Земля Короля Георга
Земля Бенетта
Земля Врангеля
Земля Уилкинса
Земля Принцессы Елизаветы
Земля Королевы Мод
Земля Эндерби
Земля Адэли
Земля Уилкса
Земля Виктории
Земля Короля Эдуарда VII
Земля Маккензи
Земля Грейгема
Земля Грейвса
Земля Грейвса
Земля Грейвса

Карты ледовой обстановки были представлены Арктическим и Антарктическим НИИ г. Санкт-Петербург.

Пример использования РБО ИСЗ “Сич-1” для изучения пространственного распределения морского льда приведен на монтаже РЛИ Аляски и прилегающих районов Северного Ледовитого океана (рис. 4.14). РЛИ охватывает обширный район ледовых покровов различного возраста. В рассматриваемом районе, возможно выделение зон распространения многолетнего льда, однолетнего припая, зон торосистого однолетнего припая, заприпайную полынью.

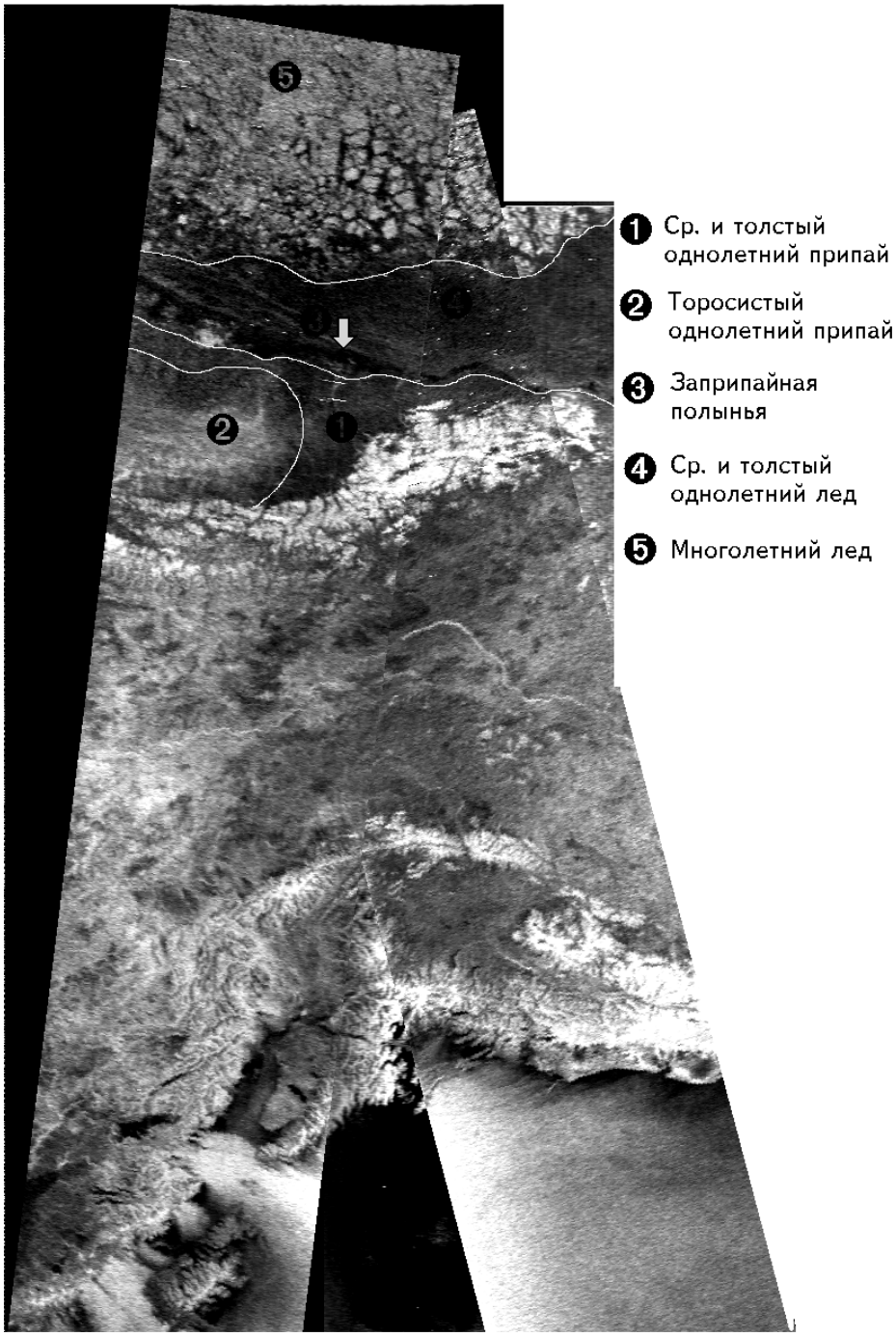
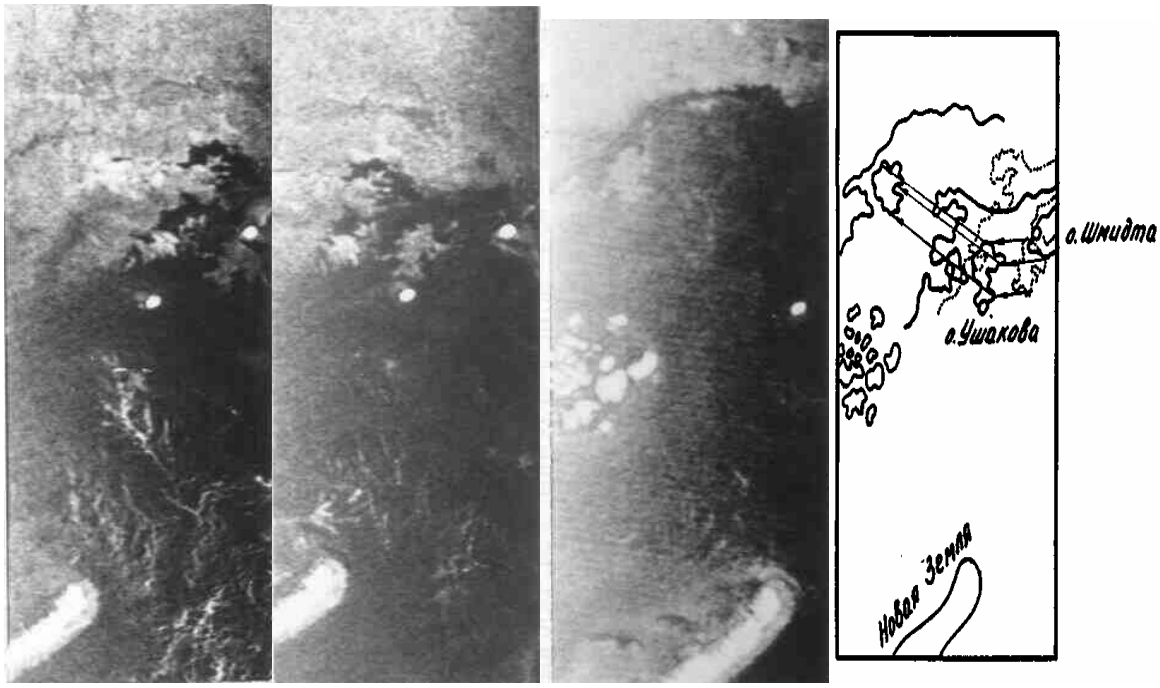



Рис. 4.14. Монтаж РЛИ Аляски ИСЗ “Сич-1”, (Виток 1759), (Виток 1949), 12.01.1996 (Виток 1971).

Регулярные наблюдения ледовой обстановки позволяют также определять вектор дрейфа отдельных полей многолетнего льда и прослеживать динамику изменчивости границы многолетних льдов [63,210]. На рис. 4.15 приведены РЛИ Карского моря и многолетних льдов в районе Северного полюса, полученные 25.11.83 г., 12.12.83 г. и 14.03.84 г. На всех РЛИ отчетливо видна граница многолетних и однолетних льдов. На РЛИ (рис. 4.15а) в районе о-ва Шмидта наблюдается гигантское поле многолетнего льда, имеющего характерный размер ~ 80 км. Радиоизображения, приведенные на рис. 4.15, позволяют проследить дрейф этого поля, а также изменчивость границы многолетних льдов; так граница многолетних льдов за период с 25.11.83 г. по 14.03.84 г. сместилась на север на расстояние 400км, а поле многолетнего льда - от о-ва Шмидта на расстояние 300 км к северо-западу. Средняя скорость дрейфа границы паковых льдов по данным длительных наблюдений, примеры которых представлены на рис. 4.15, составляет около 6 см/с. Векторы дрейфа многолетних льдов в период с ноября 1983 г. по март 1984 г. показаны на рис. 4.15г. Возможность определения скорости дрейфа различных участков ледяных полей и образований позволяет использовать информацию космических РБО для непрерывного построения карт течений и дрейфа льдов, что является важной задачей изучения полярных районов.

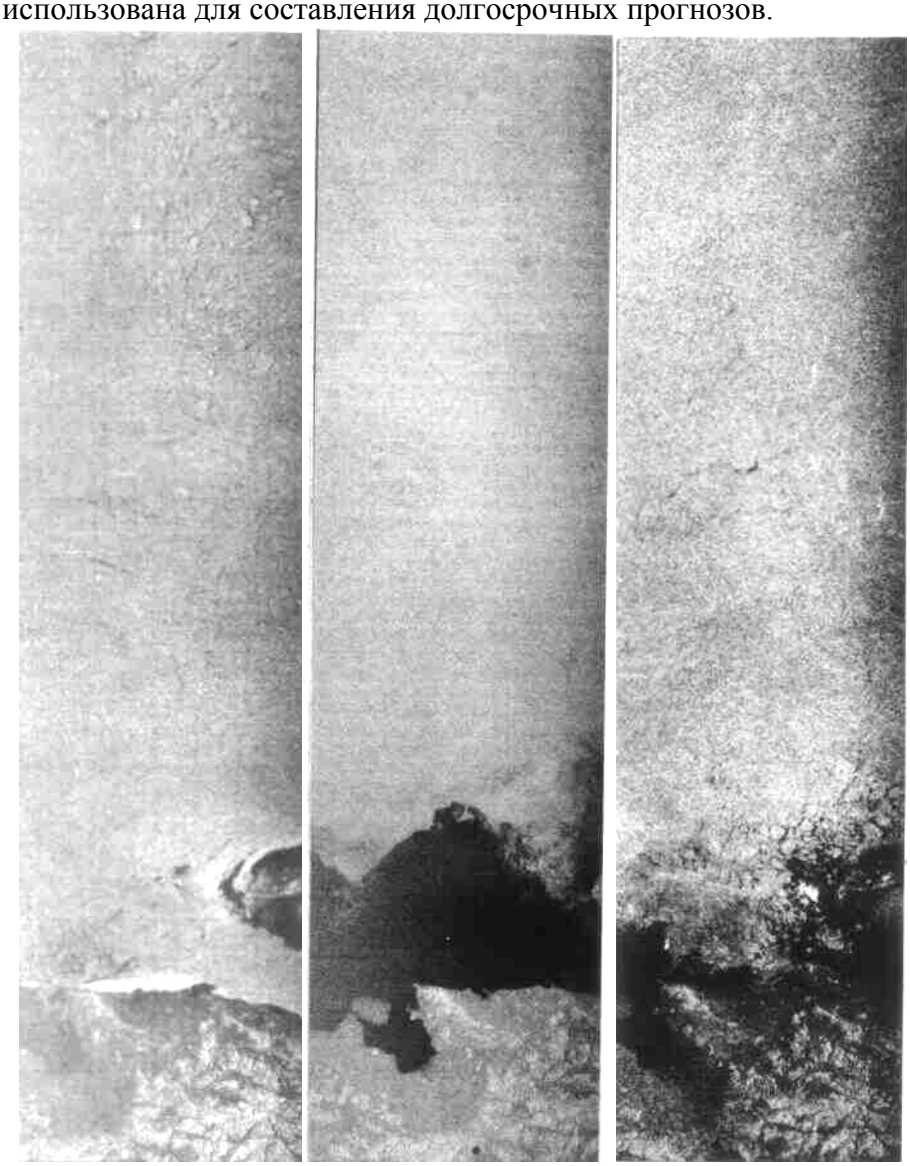



а) б) в) г)

Рис. 4.15. РЛ-изображения Карского моря и многолетних льдов в Арктическом бассейне за 25.11.83 г. (а), 12.12.83 г. (б) и 14.03.85г. (в), "Космос-1500"; г - положение границы однолетних и многолетних льдов.

Весьма перспективным представляется использование космической радиолокационной информации для проведения региональных исследований особенностей ледового режима Арктических морей. На рис. 4.16 представлены РЛИ одного и того же района Чукотки и Северного Ледовитого океана, полученные в осенний период с разницей во времени около года. Сравнение радиоизображений (рис. 4.16а-4.16в) свидетельствует о существенном отличии ледовой обстановки в районе пролива Лонга. На РЛИ (рис. 4.16а) отчетливо видна структура многолетних льдов, которые осенью 1983 г. распространялись до побережья Чукотки. В сентябре

1984 г. граница многолетних льдов находилась севернее о-ва Врангеля (рис. 4.16б), а в сентябре 1885 г. в проливе Лонга наблюдались многолетние льды различной сплоченности (рис. 4.16в). Приведенные на рис. 4.16 примеры подтверждают возможность проведения исследований изменчивости ледовой обстановки на региональном уровне, а при систематических наблюдениях подобная информация может быть использована для составления долгосрочных прогнозов.



а) б) в)

Рис. 4.16. РЛ-изображения Чукотки и Северного Ледовитого океана за 24.11.83 г. (а), 14.09.84 г. (б), 19.09.85 г. (в), "Космос-1500".

Большое практическое значение представляет информация о границе лед - вода. Определение границы многолетних льдов и открытой воды в холодный период года, как правило, не вызывает затруднений (см. напр. рис. 4.16в). Однако, некоторые трудности возникают при определении границы море-лед на открытых акваториях при достаточно развитом волнении. Радиолокационные контрасты на границе лед - вода могут быть неоднозначными, поэтому при интерпретации РЛИ

необходимо учитывать дополнительные данные (характерную структуру волнения, сопутствующую оптическую информацию, данные контактных измерений и т.д.).

Пример наблюдения границы лед-вода в Норвежском море представлен на рис. 4.17.

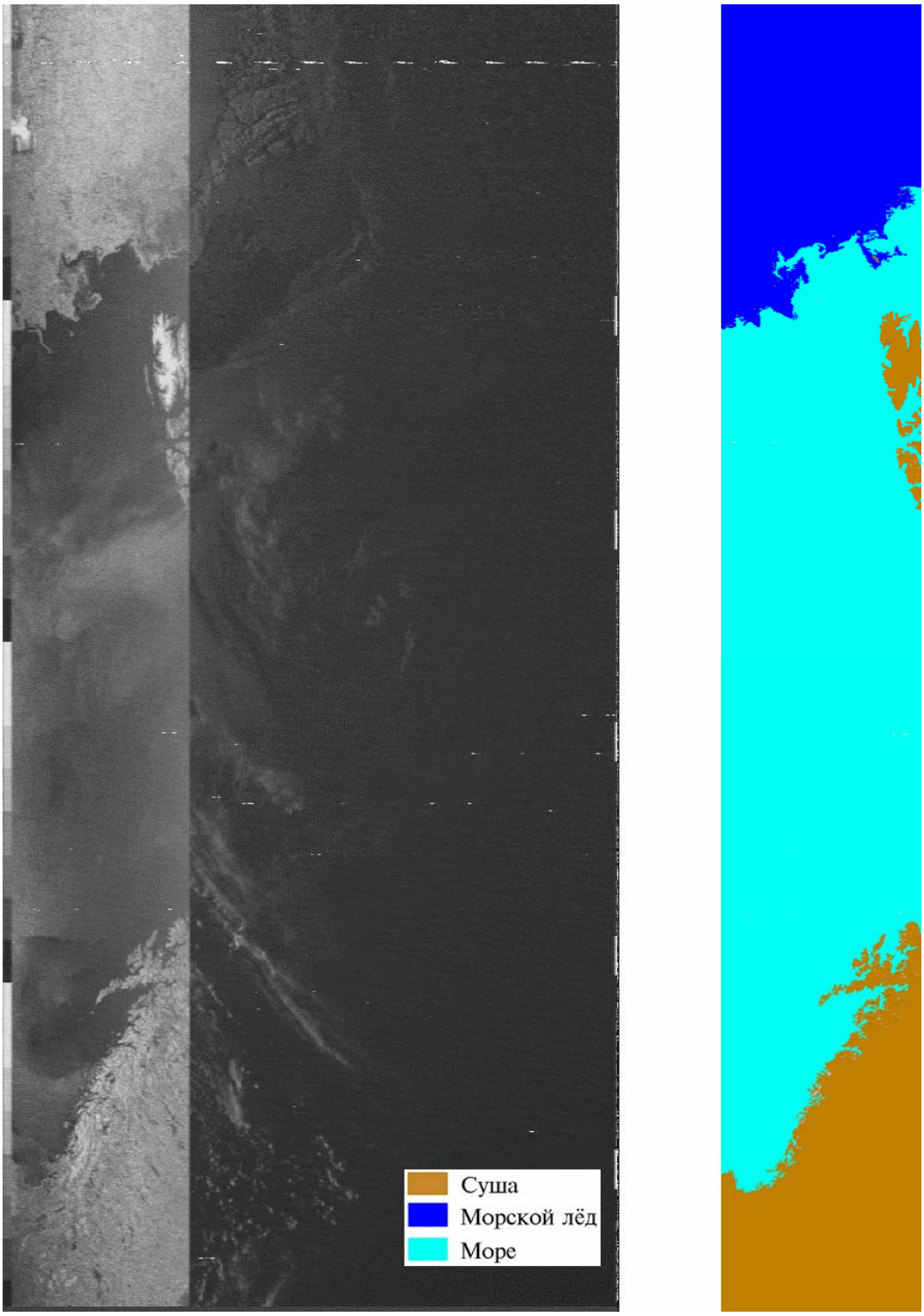



Рис. 4.17. а) синхронные РЛ и оптическое изображения Норвежского моря, ИСЗ “Січ-1”, 2.10.1996 г.; б) результаты тематической обработки.

При последовательной радиолокационной съемке из космоса информация о положении кромки лед - вода может быть использована для контроля зон распространения дрейфующих льдов в Арктическом бассейне.

Наряду с исследованиями морских льдов в Арктике, большой интерес представляет использование космических радиолокационных средств для изучения Антарктического ледяного покрова. Морфологическая структура антарктических дрейфующих льдов может отличаться от соответствующей структуры ледяного покрова арктических морей, что связано с особенностями льдообразования льдов в Антарктике. Процессы формирования и роста антарктических льдов, как правило, происходят при сильном ветре и обильных снегопадах, вследствие чего в верхних слоях может образовываться смерзшаяся смесь снега с морской водой. Кроме того, под весом снежного покрова поверхность льда может опускаться ниже уровня моря, что приводит к просачиванию морской воды через лед в толщу снега. В результате смерзания образуются слои инфильтрационного льда, которые в осенне-зимний период могут образовываться неоднократно [221].

Влияние особенностей структуры антарктических морских льдов на свойства рассеяния радиоволн этими образованиями до настоящего времени практически не исследовались, однако анализ радиоизображений, полученных космическими РБО свидетельствует о возможности использования космической радиолокационной информации для дистанционной диагностики дрейфующих льдов в Антарктике [63,81,171,211].

На рис. 4.18 приведены примеры РЛИ участка Антарктического полуострова, полученные в зимний период года. Как видно, на РЛИ достаточно контрастно выделяется граница распространения льда. Кроме того, на РЛИ наблюдаются изменения интенсивности радиолокационных отражений, которые могут быть обусловлены как отличиями физических и физико-химических свойств, так и с особенностями структуры ледяного покрова. Отметим также наличие контрастной границы между шельфовым ледником и морскими льдами.

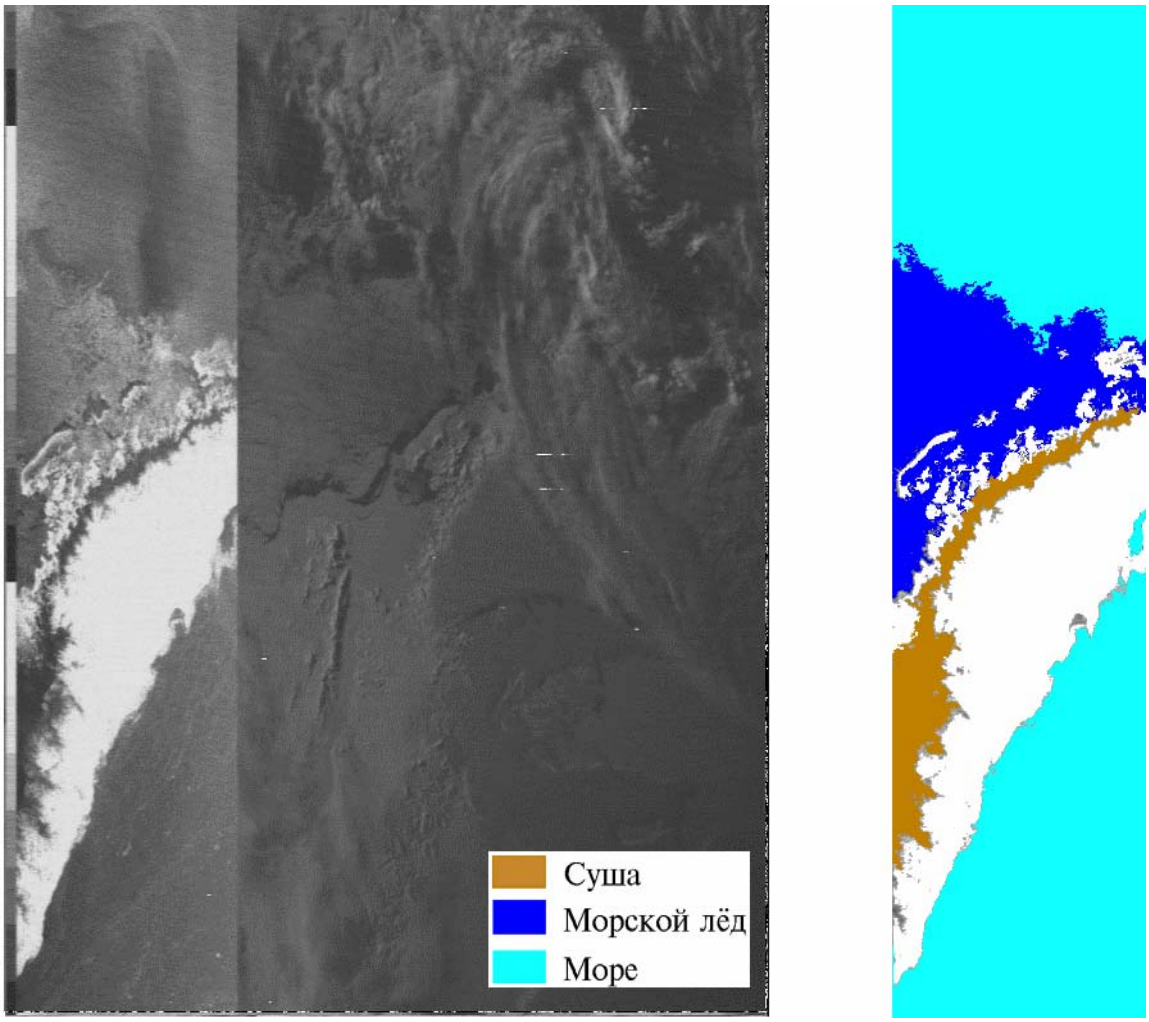
На рис. 4.19 представлены результаты съемки района Антарктического полуострова в период антарктического лета 1996 г. Анализ РЛ-съемки и синхронное изображение МСУ-М позволяет без особого затруднения выделить границы распространения морских льдов в этом районе.

Способность космических радиолокационных систем определять пространственную структуру морских льдов в полярных районах Арктики и Антарктики может использоваться для обеспечения морских операций в этих районах. При этом, особенно важной представляется возможность космических РБО обнаруживать крупномасштабные каналы и разводья в морских льдах [171,211]. Так, на РЛИ района о.Врангеля (рис. 4.16а) можно выделить каналы и трещины в многолетних льдах (темные полосы на РЛИ). Эти каналы с молодым льдом или водой имеют характерную ширину 3 - 5 км и являются достаточно устойчивыми. Подобная информация о наличии трещин была использована при выводе каравана судов, следующего в Певек в октябре 1983 г.

Одной из задач исследований ледяных покровов является контроль за формированием и дрейфом айсбергов, которые образуются из льда наземных и шельфовых ледников в полярных районах, особенно тех, которые связаны с Гренландией и Антарктидой.

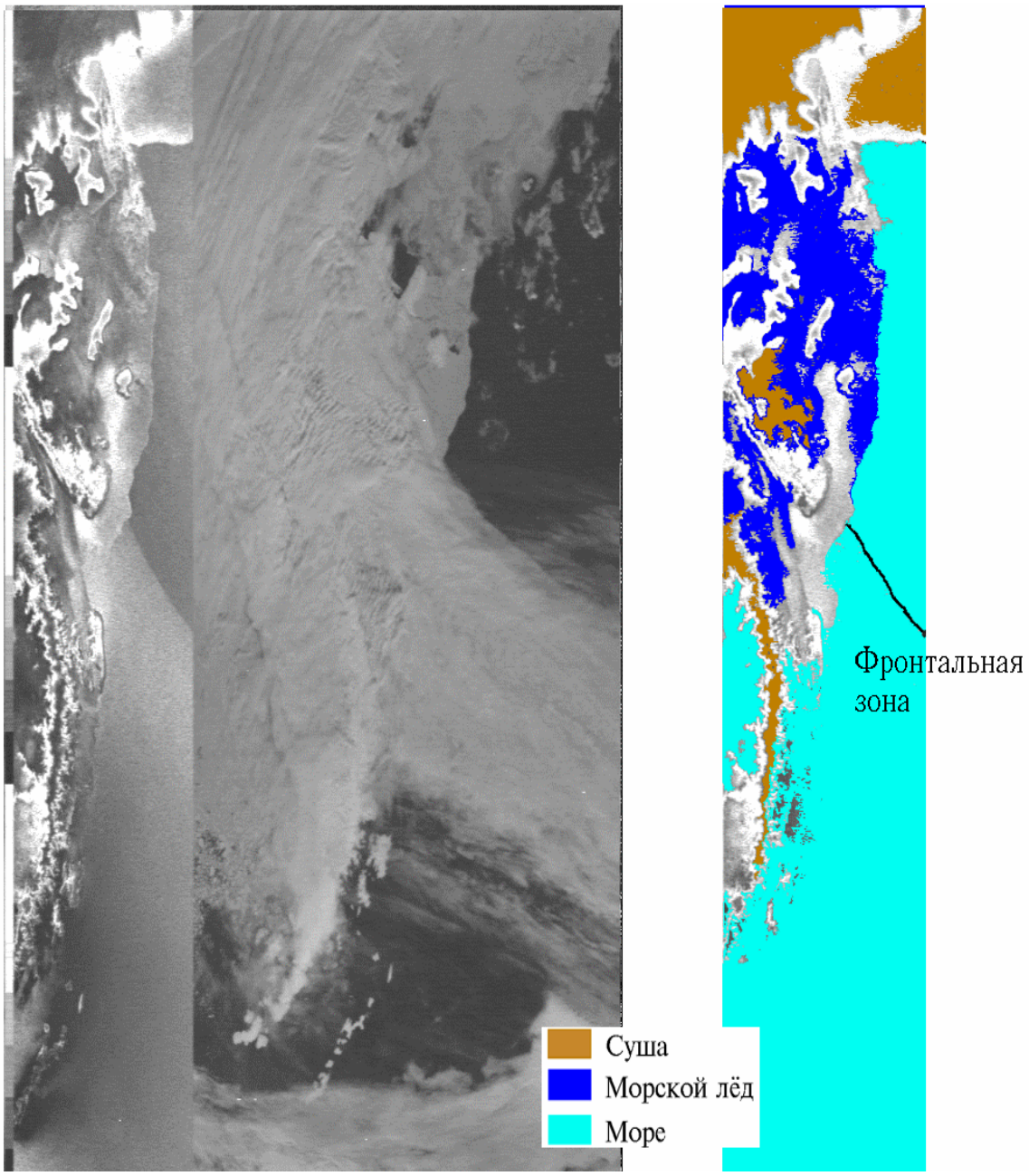
Возможность обнаружения айсбергов радиолокационными методами во многом обусловлена особенностями рассеяния радиоволн ледниковыми покровами. Влияние внутренней структуры ледниковых покровов на характеристики радиолокационных отражений рассмотрено в [171,223,224]. Здесь же отметим, что

шельфовые ледники Антарктиды и ледниковые купола на островах Арктического бассейна характеризуются большими значениями УЭПР (светлые участки на РЛИ), что позволяет уверенно идентифицировать их на фоне других типов поверхности [81,210,211,223].




а) б)

Рис. 4.18. а) синхронные РЛ (слева) и оптическое изображения Антарктического п.-ова, ИСЗ “Сич-1”, 17.10.1996 г.; б) результаты тематической обработки.



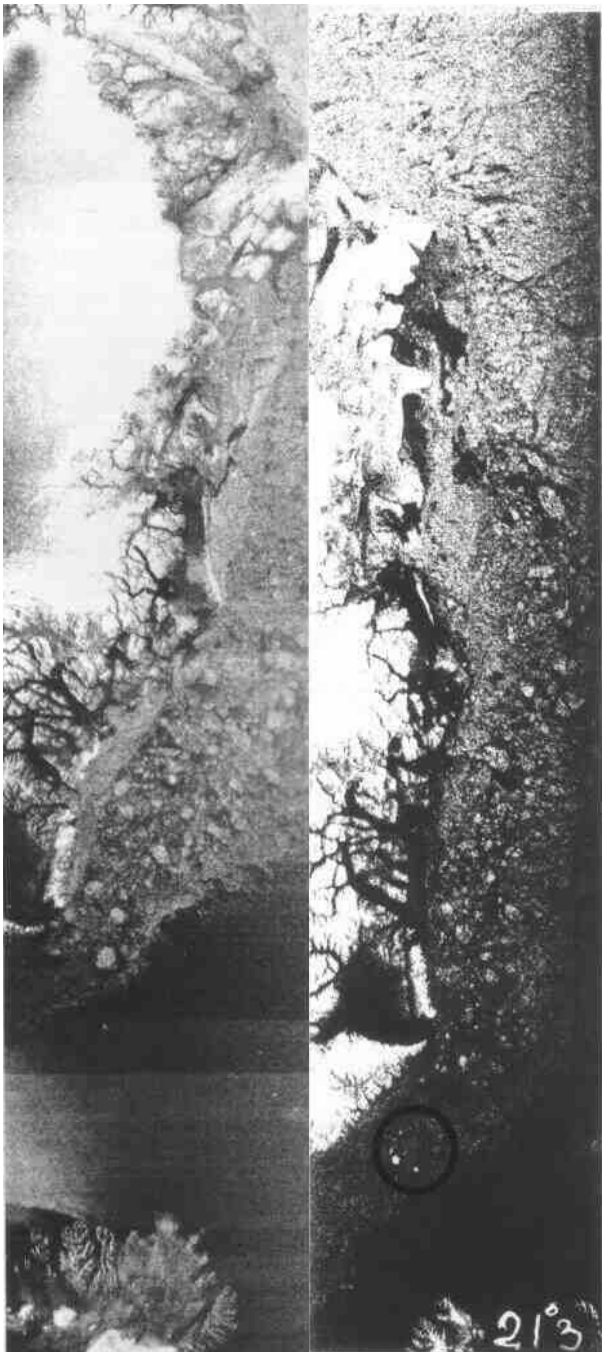

а) б)

Рис. 4.19. а) синхронные РЛ (слева) и оптическое изображения Антарктического п-ова, ИСЗ “Сич-1”, 6.02.1996 г.; б) результаты тематической обработки.

Примером могут служить радиоизображения ледниковых покровов, полученные в различных районах Арктики и Антарктиды в осенне-зимний период. На РЛИ (рис. 4.18) контрастно выделяются шельфовые ледники Антарктиды, а на РЛИ (рис. 4.20а, 4.20б) - ледниковый покров Гренландии. Также контрастно наблюдаются и ледниковые купола на островах Н.Земля и Шмидта (рис. 4.15). Рассмотренные примеры подтверждают возможность идентификации шельфовых

ледников Антарктиды и ледниковых куполов на островах Арктического бассейна в осенне-зимний период.

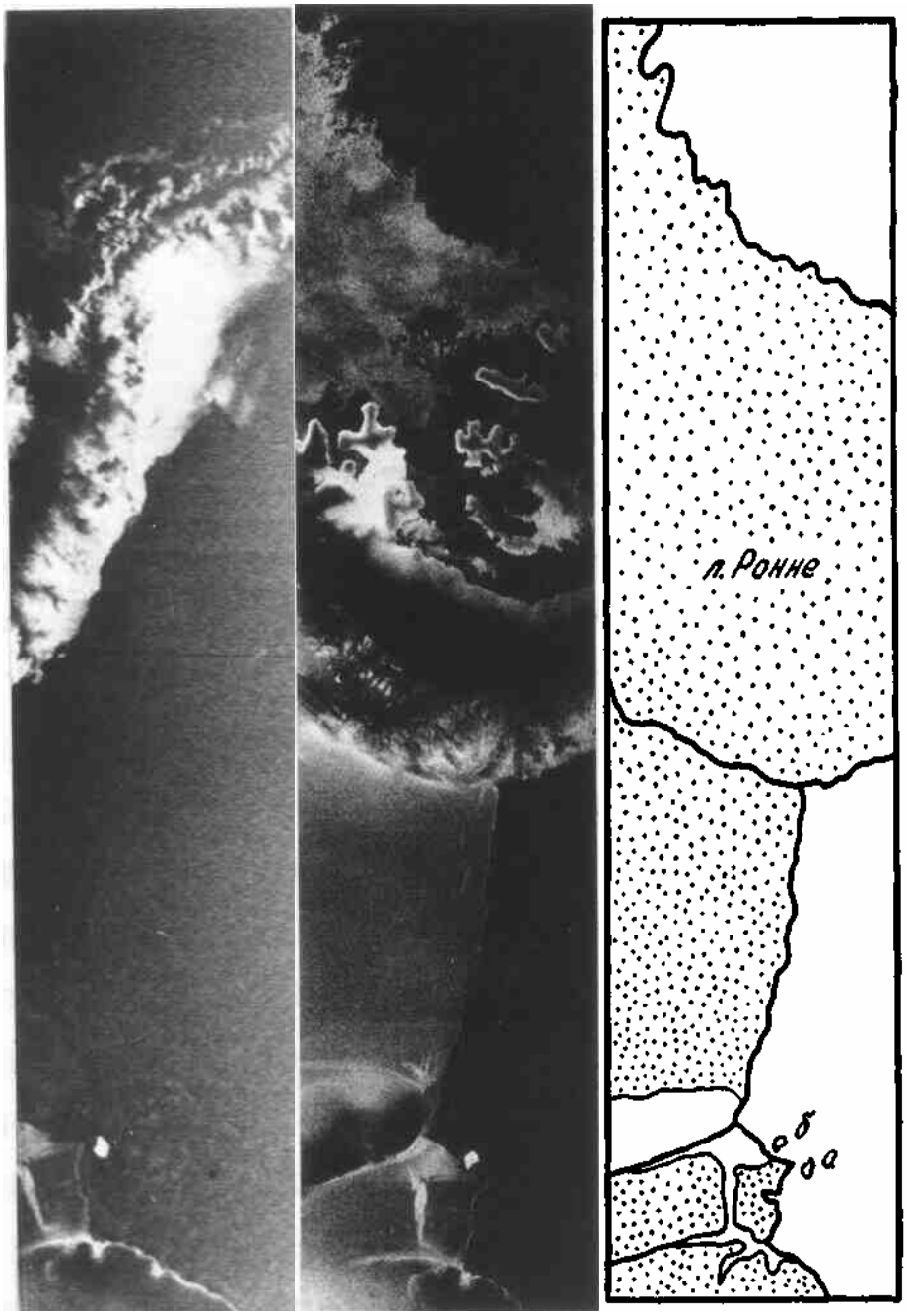
Представленные на рис. 4.20 радиоизображения позволяют наблюдать границу распространения дрейфующих льдов и их структуру, а также структуру ледникового покрова у восточного побережья Гренландии. Вместе с тем, выделенные среди массива дрейфующего льда образования с характерным размером 3 - 10 км (рис. 4.20), УЭПР которых значительно превышает УЭПР окружающих льдов, могут быть идентифицированы как ледяные острова (айсберги).




а) б)

Рис. 4.20. РЛ - изображения Гренландии за 29.11,83 г. (а) и 29.12.85 г. (б), "Космос-1500".

Дрейф гигантского айсберга у побережья Антарктиды можно проследить на РЛИ, приведенных на рис. 4.21а, рис. 4.21б. Схематически движение этого айсберга показано на рис. 4.21в.




а) б) в)

Рис. 4.21. РЛ-изображения Антарктики за 8.12.83 г. (а) и 5.01.84 г. (6), "Космос-1500’’; в - карта-схема района.

Наряду с исследованиями ледяных покровов в геофизических масштабах весьма эффективным является и использование данных обзорных РБО типа "Сич-1" и для решения региональных задач гидрометеорологического обеспечения мореплавания и в замерзающих морях умеренных широт. Результаты РЛ-съемки космическими РБО могут быть использованы и для наблюдения процессов

льдообразования в бассейнах Черного и Азовского морей. На рис. 4.22 представлены РЛ изображения Украины и акватории Азовского моря, полученные РБО ИСЗ "Сич-1". Там же приведены результаты тематической обработки, позволяющие проследить динамику изменения ледовой обстановки. Подобная информация представляет несомненный интерес при осуществлении навигации в бассейне Азовского моря.

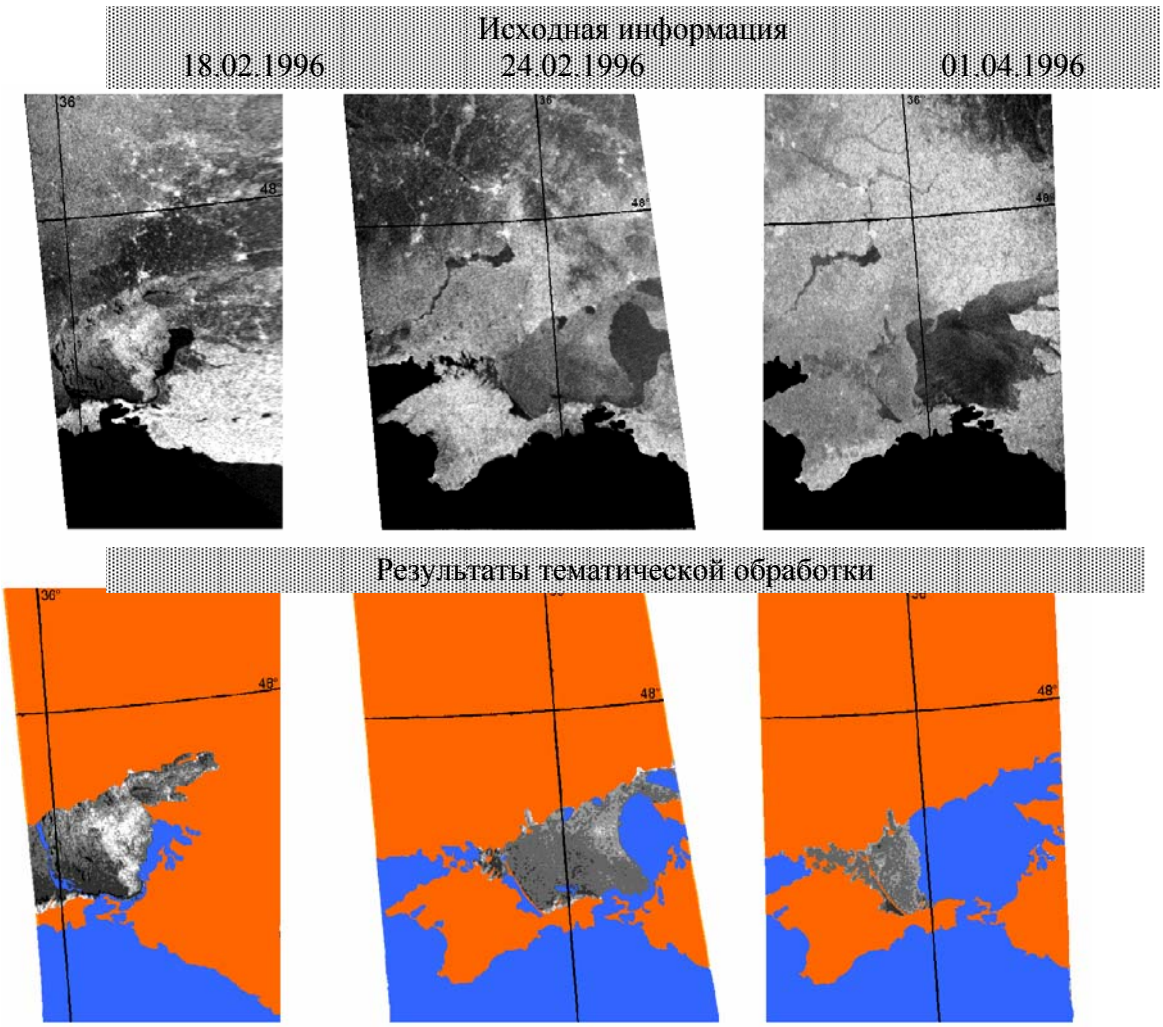



Рис. 4.22. Динамика изменения ледовой обстановки в бассейне Азовского моря по данным радиолокационного зондирования с ИСЗ “Сич-1”.

Таким образом, космические обзорные радиолокационная система дистанционного зондирования позволяют решать ряд важных задач дистанционной диагностики ледяных покровов:

- определение возрастных характеристик и пространственной структуры дрейфующих морских льдов;

- исследование динамики морских льдов (в том числе, изменчивости границы многолетних льдов, определение скорости и направления дрейфа ледяных массивов и т.д.);
- определение границ распространения морских льдов;
- обнаружение трещин и разводий в многолетних льдах;
- обнаружение крупных айсбергов, ледяных островов и многолетних льдин.

Оперативный анализ информации, получаемой космическими РБО, позволяет решать практические задачи гидрометеорологического обеспечения мореплавания в ледовых районах.

## §4.5 Особенности дистанционного зондирования ледяных покровов многочастотными радиолокационными методами

Проведенный выше анализ радиофизических методов исследования ледяных покровов Земли с аэрокосмических носителей, а также опыт эксплуатации самолетных (”Торос”, ”Нить” [70]) и космических - ”Океан”/”Сич-1”, ERS-1,2, RADARSAT, ENVISAT и др. систем свидетельствует о достаточно высокой эффективности радиолокационных методов дистанционной диагностики ледяных покровов. Однако, рассмотренные методы имеют и ряд ограничений. К этим ограничениям относятся неоднозначности, возникающие при интерпретации данных радиолокационного зондирования молодых льдов. Кроме того, наблюдающиеся в СМ диапазоне контрасты молодой - многолетний лед существенно ниже соответствующих значений на границах однолетний - многолетний лед, что затрудняет идентификацию вида льда в трещинах [211].

Одним из путей повышения эффективности радиофизических средств дистанционной диагностики является использование методов многочастотного зондирования. При этом, весьма перспективным может быть комплексирование систем сантиметрового, дециметрового и метрового диапазонов.

Интерес к использованию дм диапазона для исследований морских льдов во многом объясняется существенно большей, чем в СМ диапазоне глубиной проникновения радиоволн в толщу ледяного покрова. Так, если характерные значения удельного затухания радиоволн 3 см диапазона в морских льдах составляют (в зависимости от плотности и солености) - N$\approx$ 0,2 - 2 дБ/см, то в ДМ диапазоне ($\lambda \approx$ 20см) удельное затухание значительно ниже - N $\approx$ 0,02 - 0,3 дБ/см [213].

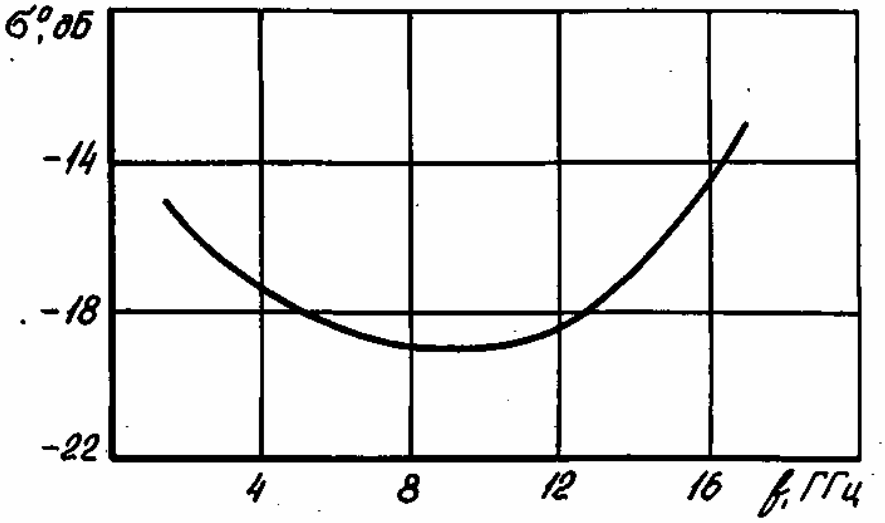
Ввиду достаточно слабого поглощения, толщина слоев, оказывающих влияние на процессы рассеяния радиоволн дм диапазона, может быть близкой к общей толщине льда. Поэтому, учитывая неоднородную вертикальную структуру морского льда, результаты зондирования в СМ и ДМ диапазонах радиоволн имеют ряд существенных отличий.

На рис. 4.23 представлена зависимость УЭПР морских льдов от частоты, полученная по данным экспериментов [66]. Как видно, УЭПР многолетних льдов монотонно увеличивается с ростом частоты и в диапазоне 9 - 17 ГГц на 10 - 14 дБ выше, чем у однолетних льдов. На частоте 1 - 2 ГГц УЭПР однолетних льдов несколько выше соответствующего значения на 9 ГГц и практически совпадает с величиной $\sigma^0$ многолетних льдов.

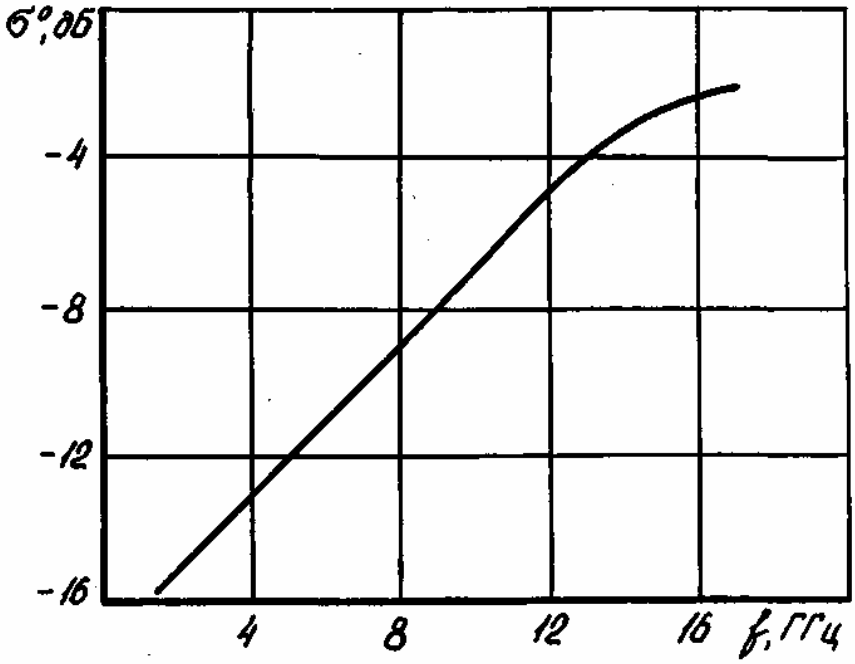
Отмеченные особенности частотных зависимостей УЭПР толстых однолетних и многолетних льдов могут быть связаны со следующими обстоятельствами. Как показано ранее, относительно высокие значения УЭПР многолетних льдов на частотах 9 -17 ГГц объясняются эффектами объемного рассеяния в деятельных слоях многолетнего льда. В ДМ диапазоне влияние рассеяния в деятельных слоях незначительно, так как эти слои имеют достаточно низкую плотность, а характерные размеры неоднородностей существенно меньше длины радиоволны (§. 1.3).

В этом случае интенсивность рассеянных радиосигналов будет определяться электрофизическими параметрами и статистическими характеристиками флуктуаций диэлектрической проницаемости слоев льда, расположенных ниже деятельных. Вместе с тем, как свидетельствуют материалы, рассмотренные в § 1.3, существенного отличия структурно-физических характеристик и вертикальных распределений показателя преломления толстого однолетнего и монолитного

многолетнего льда, расположенного ниже деятельного слоя не наблюдается. Вследствие чего, значения УЭПР многолетних и однолетних льдов на частотах 1-2 ГГц могут быть близкими. При этом величина $\sigma^0$ будет зависеть от статистических параметров неоднородностей диэлектрической проницаемости, а не от возраста льда.




а)




б)

Рис. 4.23. Зависимость удельной ЭПР морских льдов от частоты, $\theta$=40° [66]; а - однолетний лед, б - многолетний лед.

Перспективным представляется также использование многочастотных методов зондирования для диагностики соленых морских льдов осеннего и зимнего образования. Спектральные характеристики неоднородностей диэлектрической проницаемости этих льдов могут оказывать различное влияние на результаты, получаемые в СМ и ДМ диапазонах радиоволн. Несмотря на то, что до настоящего времени данные о спектрах неоднородностей морских льдов практически отсутствуют, определенные выводы могут быть сделаны на основании анализа

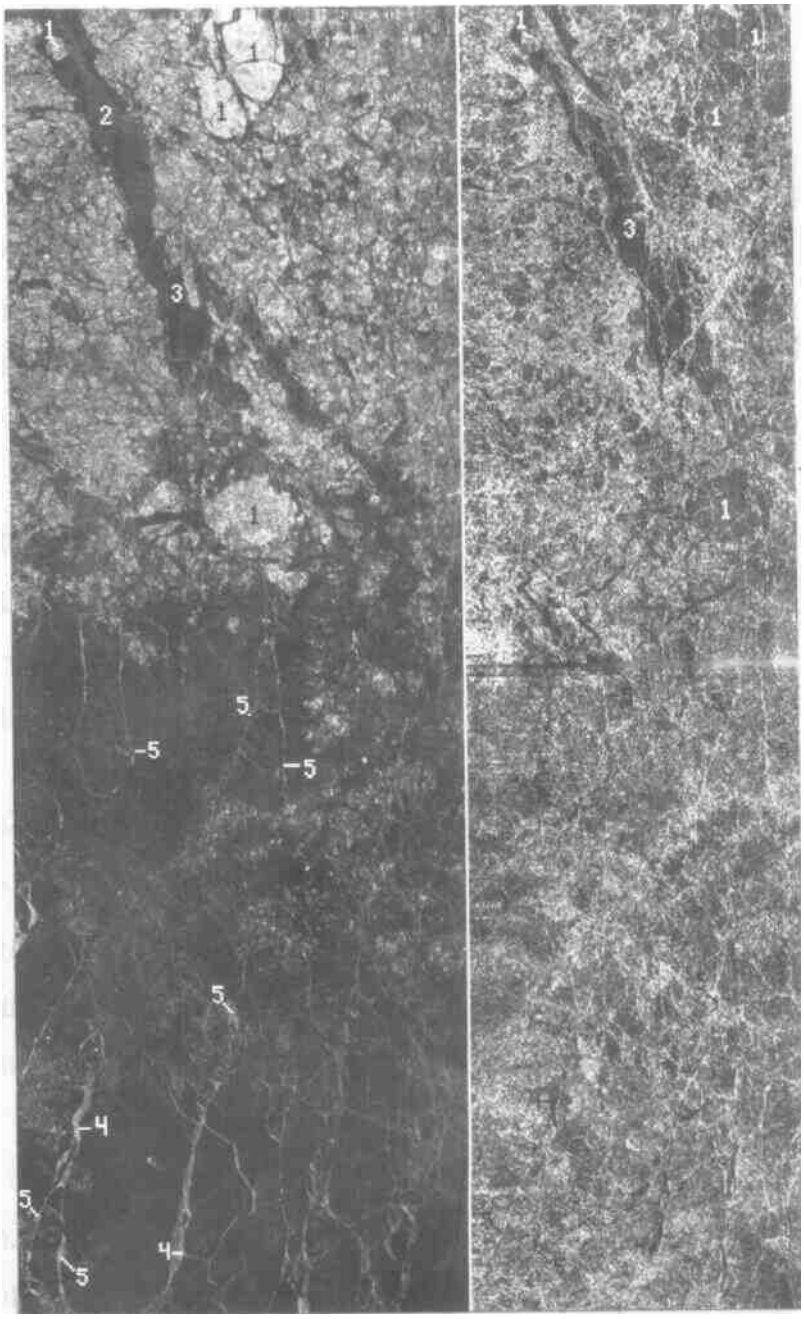
закономерностей изменения структурно-физических и электрофизических параметров ледяного покрова и общих представлений о процессах обратного рассеяния радиоволн случайно-неоднородными средами с шероховатыми границами.

Как показано в § 4.1, интенсивность радиосигналов, рассеянных льдами осеннего и зимнего образования в СМ диапазоне радиоволн, определяется диэлектрической проницаемостью и спектральной плотностью эффективных неровностей верхних слоев льда.

Вместе с тем, представленные в § 1.3 материалы свидетельствуют, что формирование микрорельефа и диэлектрической проницаемости верхних слоев льда в большой степени определяются процессами опреснения (дренированием рассола), которые наиболее интенсивно проходят в надводной части льда. В зависимости от плотности (плотность соленого морского льда ≈ 0,9 - 0,8 г/см [40]), толщина надводной части составляет $h_н \approx$ (0,1 - 0.2)h (h- общая толщина льда). На ранних стадиях льдообразования высота эффективных неровностей верхних слоев ледяного покрова существенно меньше длины радиоволны СМ, а соответственно, и ДМ диапазона, так как лед пропитан морской водой, кроме того его поверхность может быть покрыта пленкой рассола. Поэтому, несмотря на высокие значения диэлектрической проницаемости ($\left|\dot{\varepsilon}\right| > 10$), интенсивность радиосигналов, рассеянных в обратном направлении, достаточно низкая. С ростом льда увеличивается толщина его верхнего распресненного слоя, что приводит к увеличению спектральной плотности эффективных неровностей. При этом уже на стадии ниласовых и серых льдов (h~10-15 см) характерная толщина надводной части достигает величины $h_н$ ~ 1 - 3 см и оказывается сравнимой с длиной радиоволны см диапазона. Вследствие того, что диэлектрическая проницаемость верхних слоев ниласовых и серых льдов сохраняется достаточно высокой ($\left|\dot{\varepsilon}\right| \approx 6$ - 10), рост их толщины приводит к увеличению интенсивности рассеянных радиосигналов. При дальнейшем увеличении толщины льда снижается диэлектрическая проницаемость верхних слоев, в результате чего наблюдается уменьшение интенсивности радиолокационных сигналов.

В то же время толщина надводной части ниласовых и молодых льдов существенно меньше длины радиоволны ДМ диапазона и только для толстых однолетних льдов (h~120см) величина $h_н$ ~24см оказывается сравнимой с длиной радиоволны. Учитывая слабое затухание ДМ радиоволн, интенсивность их рассеяния определяется слоями с повышенным содержанием жидкой фазы. Эти слои расположены в подводной части льда и характеризуются незначительными изменениями диэлектрической проницаемости с ростом толщины льда. Происходящее при этом увеличение спектральной плотности эффективных неровностей приводит к повышению интенсивности рассеянных радиосигналов дм диапазона, по крайней мере, на стадиях молодых и тонких однолетних льдов (h~70см).

О качественном отличии радиолокационной информации, получаемой в СМ и ДМ диапазонах, свидетельствуют примеры синхронных радиоизображений дрейфующих морских льдов, представленных на рисунках 4.24, 4.25. Съемка производилась в зимний период года самолетным многоцелевым радиолокационным комплексом (МРЛК) [141]. В состав этого комплекса входят РСА 23 см и РСА 1.8 м, а также РБО 8мм и 3 см диапазонов.



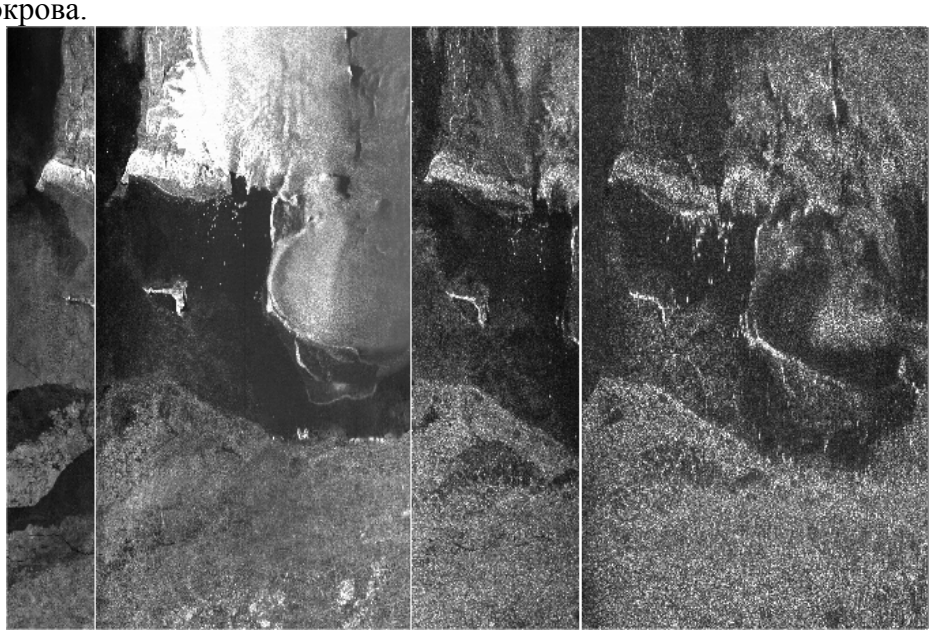

а) б)

Рис. 4.24. РЛ-изображения Северного Ледовитого океана в районе границы однолетних и многолетних льдов, полученные синхронно в сантиметровом (а) и дециметровом (б.) диапазонах радиоволн. 1 - поля многолетнего льда; 2 - трещины с торосистым однолетним льдом; 3 - трещины с гладким однолетним льдом; 4 - трещины с молодым льдом; 5 - зоны свежего торошения.

На РЛИ (рис.4.24) СМ диапазона достаточно просто обнаружить отдельные льдины и поля многолетнего льда, а также выделить границу распространения многолетних льдов, что практически невозможно, основываясь на информации, полученной в ДМ диапазоне. Вместе с тем, наблюдающиеся в ДМ диапазоне вариации интенсивности рассеянных радиосигналов, величина которых достигает 10 - 12 дБ и более, связаны с особенностями структуры льда (торосистостью, неоднородностью плотности и диэлектрической проницаемости и т.д.). Относительно слабые уровни радиолокационных отражений от больших полей

многолетнего льда в ДМ диапазоне свидетельствуют об однородной пространственной структуре этих полей. В верхней части РЛИ наблюдается трещина, покрытая торосистым однолетним льдом, о чем свидетельствуют пониженные уровни отражений в СМ и повышенные уровни сигналов в дм диапазонах.

На участке РЛИ с однолетними льдами наблюдаются протяженные трещины, покрытые молодыми льдами, интенсивность отражений от которых в СМ диапазоне значительно выше, чем интенсивность отражений от соседних участков однолетнего льда, однако в ДМ диапазоне уровни отражений от этих трещин в нижней части РЛИ меньше, чем соответствующие значения для окружающего льда. Эти образования могут быть идентифицированы как трещины с ниласовыми или молодыми льдами. В свою очередь, повышенные уровни отражений в верхней части этих образований на РЛИ дм диапазона могут объясняться сжатием и торошением ледяного покрова.



а) б) в) г)

Рис. 4.25. РЛ изображения в районе одного из островов архипелага Земля Франца-Иосифа, полученные синхронно в миллиметровом (а) сантиметровом (б), дециметровом (в) и метровом (г) диапазонах радиоволн.

Как видно на РЛИ (рис. 4.25) наблюдаются существенные отличия в структуре радиоизображений одних и тех же участков морского льда и ледникового покрова острова, полученных в различных частотных диапазонах. Наблюдающиеся отличия в структуре радиоизображений связаны с различной глубиной проникновения зондирующих радиоволн в ледяные покровы. Последнее обстоятельство свидетельствует о возможности использования результатов синхронной радиолокационной съемки для изучения как поверхностной, так и внутренней структуры морских льдов и ледников.

Кроме того, при совместном использовании радиофизических средств СМ и ДМ диапазона исключается неоднозначность интерпретации данных зондирования ниласовых и молодых льдов. При этом возможно получение дополнительной информации о состоянии однолетнего и многолетнего ледяного покрова [225-227]. Кроме того, при использовании многочастотных данных возможно применение автоматических методов классификации ледяных покровов, эффективность которых обсуждается в [228,229].

## § 4.6 Спасение каравана судов в проливе Лонга при помощи данных РБО ИСЗ «Космос-1500»

Одной из наиболее интересных и поучительных в мировой практике ДЗЗ была история успешного применения РБО ИСЗ «Космос-1500» для спасения каравана из 22-х судов, затертых тяжелыми льдами в проливе Лонга возле северного побережья Чукотки осенью 1983 года. Этот караван, который вез множество абсолютно необходимых грузов (продовольствие, горючее и т. п.) для жителей Чукотки, в начале октября 1983 года попал в ледовую ловушку из-за стечения ряда неблагоприятных факторов. Из-за типичных для СССР того периода организационных трудностей и неразберихи была допущена непростительная задержка более чем на месяц с формированием и погрузкой каравана. В это время произошла неожиданная подвижка многолетних полярных льдов на юг, к северному побережью Чукотки. И традиционный маршрут движения судов в восточном секторе Арктики вдоль северного побережья Чукотского полуострова, по которому в это время двигался караван, оказался забит непроходимыми для него «тяжелыми» льдами многометровой толщины.

На помощь каравану были срочно переброшены с других секторов Арктики самые мощные атомные ледоколы, самолеты ледовой разведки. Однако ситуация с каждым днем становилась все более критической. Более четырех недель караван практически дрейфовал в тяжелых льдах. Ледоколы оказались практически бессильными против многометровых полярных льдов, они пытались брать льды, что называется с разбегу. Но все чаще они, по словам очевидцев, напоминали «игрушки у которых закончился завод» бессильно ломая винты и упираясь в ледовые поля.

Самолеты ледовой разведки ИЛ-14 в условиях полярной ночи проводили традиционную визуальную разведку с высоты 150 – 200 метров, освещая сверху прожекторами небольшие участки льда. Специалисты гидрологи из ААНИИ прямо на борту вручную рисовали карты с результатами ледовой разведки, которые оперативно сбрасывались в капсулах с вымпелами на борт ледоколов. К сожалению, такая разведка в условиях тяжелых льдов оказалась малоэффективной, она не позволяла определить стратегическое направление спасения каравана. На глазах моряков утонул, раздавленный льдами теплоход «Нина Сагайдак», получил повреждения «Коля Мяготин». Казалось весь караван ожидает неминуемая гибель.

Судьбой каравана было очень серьезно обеспокоено высшее руководство СССР, руководство и специалисты администрации Севморпути Минморфлота, вся страна. Гибель, которая реально грозила каравану из 22-х судов с грузом стоимостью более 8 миллиардов долларов, была бы сама по себе трагедией. Но случись эта катастрофа, она повлекла бы за собой еще более сложную и дорогостоящую проблему эвакуации при помощи авиации (т.к. другого способа в зимний период не существовало) многотысячного населения Чукотки, неспособного без продуктов и горючего пережить суровую арктическую зиму. Казалось, выхода не было. Авиационная ледовая разведка продолжала приносить неутешительные новости - вокруг каравана на многие десятки километров непроходимые льды.

В это время специалисты конструкторского бюро "Южное" (Днепропетровск) и Института радиофизики и электроники (ИРЭ) Академии наук УССР (Харьков) приступили к проведению плановых испытаний на орбите комплекса радиофизической аппаратуры (РФА) дистанционного зондирования ИСЗ "Космос-1500", запущенного 28 сентября 1983 года. Этот первый отечественный комплекс дистанционного зондирования был разработан и создан коллективом

украинских ученых под руководством профессора А.И. Калмыкова, в который входили специалисты ИРЭ АН УССР, СКТБ ИРЭ АН УССР и СКТБ МГИ АН УССР, и основным средством ДЗЗ в этом комплексе был радиолокатор бокового обзора РБО.

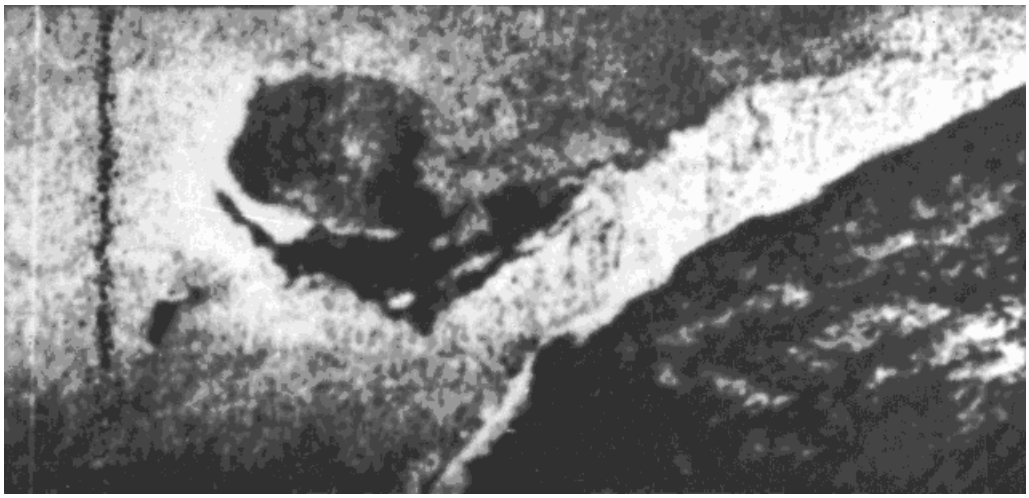
То есть сложилась удивительная ситуация, в то время, когда в проливе Лонга гибли суда с грузом для жителей Чукотки, космический РБО, единственный прибор, который мог определить в условиях полярной ночи путь спасения каравану должен был по предварительно утвержденному плану участвовать в длительных предварительных испытаниях. Эти испытания предназначались для определения реальных информативных возможностей РБО, которые, мы напомним, расценивались до запуска большинством ведущих специалистов СССР того времени в области ДЗЗ как очень низкие. И заключались они в проведении многократной радиолокационной съемки одного и того же полигонного участка морской поверхности возле африканского побережья, контролируемого наземными средствами в самых различных режимах.

В этой ситуации профессору А. И. Калмыкову при поддержке главного конструктора КБ-3 КБ "Южное" Б. Е. Хмырова удалось добиться почти невероятного - срочной отмены плановых испытаний РБО на орбите и "перенацеливания" РБО на регулярную съемку района бедствия каравана судов в проливе Лонга. При этом, для максимальной оперативности получения реальных результатов специалисты ИРЭ АН УССР организовали параллельный прием, обработку и радиофизическую интерпретацию (опыта которой у большинства практических специалистов на тот момент не было) полученной информации на своей территории.

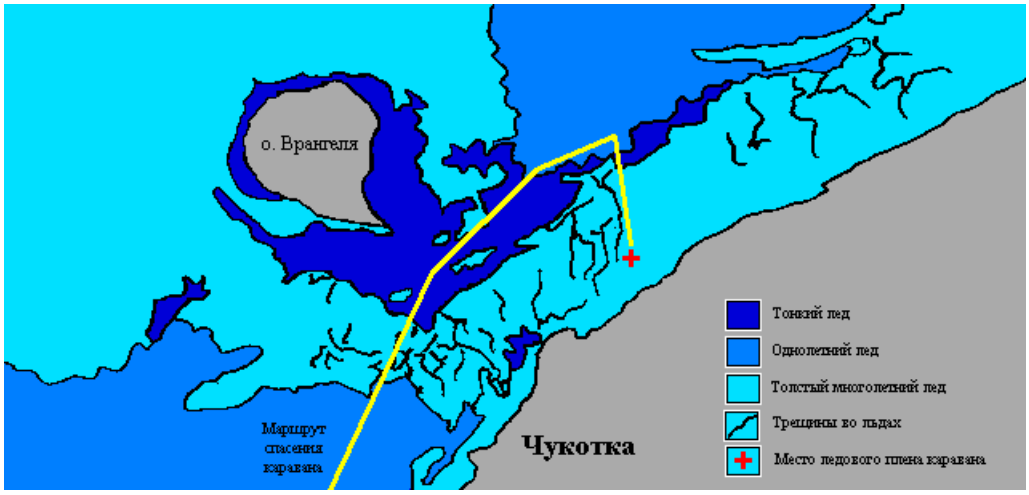
И это тяжело выстраданное решение дало блестящие результаты - уже первые радиолокационные изображения этого района показали путь спасения каравана. На рис. 4.26а представлено одно из первых РБО изображений пролива Лонга, полученное с борта ИСЗ «Космос-1500», на котором хорошо наблюдаются большая полынья у о. Врангеля, расположенная в 100 км севернее места, где был затерт караван, и разломы в многолетних льдах, ведущие к этой полынье.

После получения первых РБО изображений пролива Лонга харьковским радиофизикам, имевшим уже на тот момент опыт дешифровки радиолокационные изображения морских льдов, стало ясно: вокруг места бедствия каравана у северного побережья Чукотки действительно тяжелые льды. Но, к счастью, в 100 км севернее, у острова Врангеля расположена обширная зона, покрытая молодым тонким льдом (т.н. полынья), которая представляла собой удобную и легкую дорогу для каравана. При этом, на радиолокационных снимках были также хорошо наблюдались трещины и разводья в тяжелых многолетних льдах, ориентированные в северном направлении, т.е. представлявшие собой возможный путь к этой полынье у о. Врангеля.

После получения и интерпретации этих первых данных несколько дней руководитель разработки РБО проф. А.И. Калмыков и его представитель в Москве А.П. Пичугин пытались убедить руководство администрации Севморпути обратить на них внимание. Однако представители Севморпути предварительно информированные «доброжелателями» о «низкой информативности данных РБО» не желали обращать внимания на полученные данные. Лишь угроза обратиться с жалобой в ЦК КПСС возымела действие. Руководством Севморпути было решено на всякий случай проверить данные, полученные РБО из космоса. Самолеты визуальной ледовой разведки, которые до этого совершали свои полеты в основном



а




б

Рис. 4.26. а - одно из первых РБО изображений пролива Лонга, полученное с борта ИСЗ «Космос-1500» 20.10.83 г., на котором хорошо наблюдаются большая полынья у о. Врангеля, расположенная в 100 км севернее места, где был затерт караван, и разломы в многолетних льдах, ведущие к этой полынье; б - интерпретационная карта, этого же района, построенная по РБО изображению, отмечены различные типы морских льдов, показан генеральный маршрут спасения каравана.

в районе бедствия каравана и вдоль побережья Чукотки, выискивая малейшие трещины во льдах, ведущие по традиционному маршруту, были направлены на север (в район, указанный РБО) к острову Врангеля. И, к огромному удивлению специалистов по ледовой разведке в штабе проводки, информация РБО полностью подтвердилась. В районе, указанном РБО, действительно располагалась зона молодого льда. За те несколько дней, что прошли после ее обнаружения из космоса, лед в ней несколько окреп, но был все еще пригоден для беспрепятственного прохода каравана. Были зафиксированы и ведущие к этой зоне разводья в тяжелых льдах. Караван судов оперативно изменил генеральное направление движения и пошел по разводьям на север. Сопровождаемый атомными ледоколами он добрался до зоны молодого льда, а далее без особых приключений через несколько дней

благополучно прибыл в порт Певек. Газеты тех времен («Известия» за 06.11.83 г. и «Ленинградская правда» за 16.11.83 г.) сохранили до наших дней ощущение той огромной искренней радости и облегчения, с которым жители порта Певек встречали несущие спасение корабли каравана.

Таким образом, в первый же месяц работы на орбите по данным РБО ИСЗ "Космос-1500" был не только спасен караван судов с грузом стоимостью более 8-ми миллиардов долларов (что более чем в 300 раз превышало все расходы на его создание и запуск на орбиту), предотвращены тяжелейшие последствия для населения Чукотки, но и убедительно подтверждена высокая информативность и практическая полезность космических радиолокационных систем такого типа.

При этом был оперативно опробован совершенно новый метод полярной навигации – по разводьям, полыньям и трещинам в обход тяжелых льдов. Особенностью метода было то, что реализовать его возможно было только имея оперативную и регулярную космическую радиолокационную информацию, поскольку трещины и разводья, пригодные для навигации больших судов, существуют недолго, от десятков часов до нескольких дней.

Такой ошеломительный успех разработки коллектива ученых и специалистов из провинциального Харькова (кстати, никем не превзойденный до настоящего времени) произвел эффект холодного душа на тех, кто до этого открыто и широко высказывал негативную оценку РБО. Но эти люди не смирились, и, поскольку не было реальной возможности опровергнуть очевидный успех, то была организована фактическая информационная блокада этой разработки – около двух лет в центральной прессе о ней больше не упоминалось. И это несмотря на то, что в этот период РБО широко использовался на практике для обеспечения высокоширотной навигации, для мониторинга опасных атмосферных явлений (штормов, циклонов, ураганов и тайфунов) над океаном. Его данные сразу же стали необходимы очень многим - метеорологам, гидрологам, экологам и мн. др. Лишь после успешного завершения в 1985 году операции по спасению экспедиционного судна «Михаил Сомов», затертого льдами в Антарктиде, осуществить которую было бы невозможно без РБО ИСЗ «Космос-1500», эта искусственная информационная блокада рухнула. На страницы отечественной и зарубежной прессы попали десятки статей о результатах, полученных РБО.

## § 4.7 Обеспечение операции по спасению экспедиционного судна «Михаил Сомов», затертого льдами в Антарктиде

История спасения экспедиционного судна «Михаил Сомов», затертого льдами в Антарктиде в 1985 году, в отличие от операции 1983 года по спасению каравана судов в Арктике хорошо известна. О ней много писала мировая и советская пресса.

Научно-экспедиционное судно НЭС прибыло со сменой полярников, а также с грузом продовольствия, топлива и строительных материалов в район антарктической станции Русская с опозданием лишь 9 марта 1985 г. Из-за плохих погодных условий его разгрузка затянулась. А к 12 марта ветер резко усилился до 30 м/с с порывами до 50 м/с. Началась интенсивная подвижка льдов и, в результате, после завершения разгрузки и смены команды зимовщиков на станции Русская 26 марта судно оказалось блокированным полями взломанного припайного льда.

Обратимся к воспоминаниям об этих событиях начальника спасательной экспедиции А. Чилингарова (газета «Правда»): «Попытки освободиться из ледового плена оказались безрезультатными. Гидрометеорологические и ледовые условия у берегов Антарктиды, и особенно в районе станции Русская, меняются быстро. Места здесь слабо изучены. Прогнозировать что-либо практически невозможно даже на короткие сроки.

Проанализировав сложившуюся ситуацию, руководство Госкомгидромета СССР приняло решение оставить судно в дрейфе и организовать научные наблюдения в условиях зимней Антарктики. Из 130 членов экипажа и экспедиции с судна было эвакуировано семьдесят семь человек… Судно, подхваченное льдами тихоокеанского массива, начало дрейфовать в юго-западном направлении. Заторошенный многолетний лед эпизодически подвергался сжатиям. Тем не менее, еще теплилась надежда: подует ветер, образуются разводья, и «Сомов» по ним выйдет на чистую воду. Однако массив не отпускал судно. 25 – 26 мая Антарктида начала так давить, что оказались заклиненными и руль и винт. К тому же в корпусе появилась течь.

Мнение специалистов было единым: в сложившихся условиях нет гарантии благополучного завершения дрейфа, сохранности судна. Особенно волновала безопасность оставшихся на борту 53 человек…».

Несмотря на то, что «Сомов» был затерт мощными льдами, ему на выручку 12 июня решением Минморфлота СССР был направлен относительно маломощный дизельный ледокол «Владивосток». Направление такого ледокола было обусловлено тем, что ближайшие к Антарктиде страны – Австралия и Новая Зеландия присоединились к безъядерной зоне и запретили вход в свои порты судам с ядерными силовыми установками, в том числе и атомным ледоколам. Планировалось подойти «Владивостоком» как можно ближе к «Сомову», а затем через зону мощных льдов (через которые ледоколу не пробиться) эвакуировать людей вертолетом.

Для обеспечения операции на «Владивосток» было погружено большое количество бочек с авиационным керосином и вертолет Ми-8. В состав экспедиции была включена группа высококвалифицированных специалистов Арктического и Антарктического научно-исследовательского института. Ледокол срочно был оборудован станцией приема космической информации с ИСЗ типа «Космос-1500», а также системой связи через ИСЗ «ИНМАРСАТ». С середины марта на регулярной основе было начато радиолокационное зондирование района дрейфа НЭС «М. Сомов» с ИСЗ «Космос-1500».

Пройдя через тяжелейшие условия тропиков, «ревущих сороковых» широт неприспособленный к таким переходам «Владивосток» к 15 июля достиг кромки льдов. За время перехода штормовыми волнами были смыты за борт более 180 бочек с керосином.

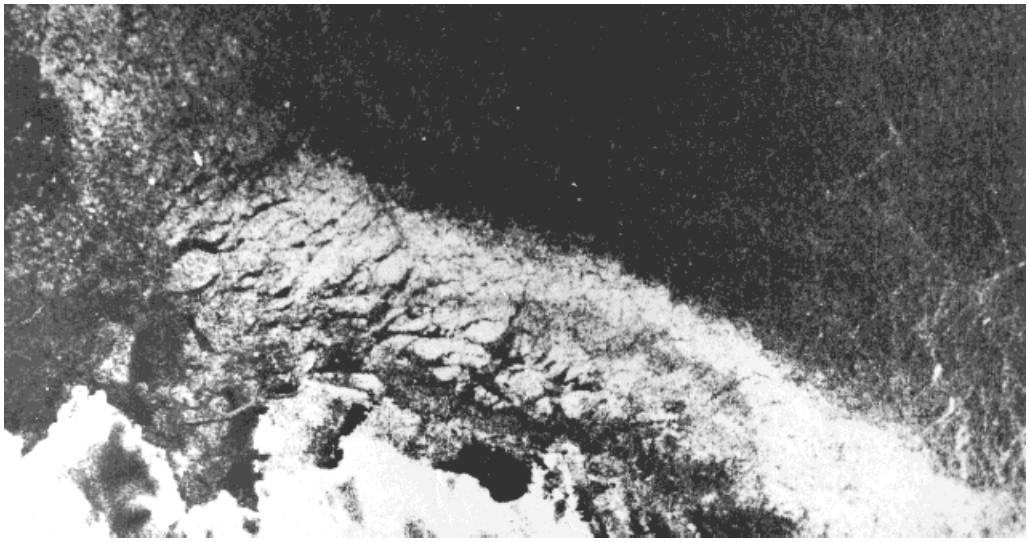
Спутниковый РБО включался над заданными районами 4 – 6 раз в сутки. РБО изображения принимались как непосредственно на борту л/к «Владивосток», так и параллельно в Москве, Харькове, Новосибирске и др. местах. Принятая информация анализировалась специалистами гидрологами как в Антарктиде, так и в Госкомгидромете СССР, где составлялись комплексные карты ледовой обстановки в восточной части моря Росса, куда медленно выносился массив льда вместе с НЭС. Важные в навигационном отношении характеристики ледовой обстановки (границы массивов, расположение айсбергов, трещины и разломы в ледовом покрове) передавались на «М. Сомов» и «Владивосток». Всего за время проведения спасательной операции было составлено 84 карты ледовых условий и передано 18 ледовых обзоров. Для этих целей было обработано 305 снимков, полученных с ИСЗ.

После подхода к ледовой кромке «Владивосток» за неделю прошел через однолетние льды около 600 миль, однако в 90 милях от места дрейфа «М.Сомова» ледяной покров предстал гигантскими заторошенными полями – пройти через них было практически невозможно. Оставалось одно – ждать подвижек льда и образования разломов, ведущих в нужном направлении.

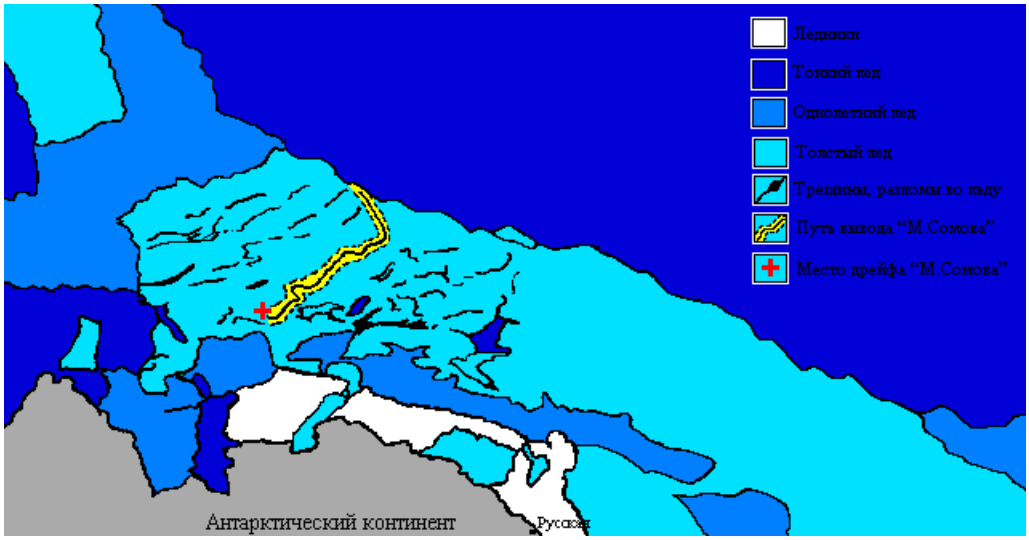
И РБО изображение, полученное ИСЗ «Космос-1500» 24 июля (см. рис. 4.27.а), показало – начали образовываться трещины, через которые можно добраться до дрейфующего «М.Сомова». И л/к «Владивосток» свой шанс не упустил. Упорно пробиваясь по трещинам и, штурмуя зоны преграждающей путь сморози, 26 июля он подошел к «М.Сомову», обколол его от льда, и после короткой задержки на водолазный осмотр подводной части судна, перекачку горючего и радостные приветствия повел его к чистой воде.

Обратная дорога была тоже тяжелой, но приобретенный опыт и достоверная информация космического РБО помогли – через 3 дня суда были уже в зоне однолетних льдов, а к 11 августа они вышли на чистую воду.

После возвращения на Родину руководителя спасательной экспедиции А. Чилингарова по распоряжению руководства СССР была наконец снята информационная блокада РБО ИСЗ «Космос-1500». Впервые о его достижениях и реальных возможностях заговорило центральное телевидение, о них (через два года после успешного начала работы) узнала широкая отечественная и зарубежная общественность.



а




б

Рис. 4.27. а - радиолокационное изображение района моря Росса, полученное РБО ИСЗ «Космос-1500» 24.07.85 г., показавшее, что образовались трещины во льдах, позволяющие л/к «Владивосток» по ним добраться до «М. Сомова» ; б- интерпретационная карта этого же района, построенная по РБО данным.

# ГЛАВА 5. ОПЕРАТИВНОЕ ОБНАРУЖЕНИЕ ПРОЯВЛЕНИЙ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДПОВЕРХНОСТНЫХ МОРСКИХ ПРОЦЕССОВ РАДИОЛОКАЦИОННЫМ МЕТОДОМ

На радиолокационных изображениях морской поверхности часто наблюдаются неоднородности, которые проявляются благодаря изменению в пространстве спектра поверхностных волн, являющихся рассеивателями радиоволн [209]. Кроме рассмотренных выше неоднородностей, связанных с изменениями в пространстве направления и модуля скорости приводного ветра, наблюдаются также неоднородности, вызванные самыми различными поверхностными и подповерхностными морскими процессами. Так подавление высокочастотных составляющих спектра морского волнения, вызванного ветром, происходит под воздействием, например, при растекании на морской поверхности поверхностно-активных веществ (ПАВ). Внутренние океанские волны, мощные морские течения, зоны подповерхностных вихрей и, вызванного ими апвеллинга, районы подводной вулканической деятельности могут как сами служить генераторами широкого спектра колебаний морской поверхности (от капиллярных до гравитационных) [171, 209, 230, 231], так и влиять на пространственный спектр ветровых волн.

Пространственное изменение радиолокационного сигнала в неоднородностях зачастую имеет резкие границы. Протяженность границ, как правило, меньше элемента пространственного разрешения радиолокатора. Это дает возможность представить поле, рассеянное участками морской поверхности с неоднородностями, в виде [171]:

$$P\left(\vec{R},t\right)=\begin{cases}P_0\left(\vec{R},t\right) & \text{при } \vec{R}\notin\vec{R}_S\\ P_S\left(\vec{R},t\right)=E_0\left(\vec{R},t\right)/D & \text{при } \vec{R}\in\vec{R}_S\ ,\end{cases} \tag{5.1}$$

где $P_0\left(\vec{R},t\right)$ - поле, рассеянное однородной морской поверхностью; $P_S\left(\vec{R},t\right)$ - поле, рассеянное участком поверхности с неоднородностью в области пространства $\vec{R}_S$; o, s -индексы однородных участков и участков с неоднородностью, соответственно. D - радиолокационный контраст, определяемый как:

$$D = P_S / P_0 = \sigma_S / \sigma_0 \tag{5.2}$$

где $P_S$ , $P_0$, $\sigma_S$ и $\sigma_0$ - мощности сигналов, принятых от участка с неоднородностью и однородного участка морской поверхности и соответствующие им эффективные поверхности рассеяния.

Такое модельное представление рассеянного от неоднородностей $P_S$ сигнала через рассеяние однородной морской поверхностью $P_0$ с учетом параметров неоднородностей (размер и контраст) учитывает общность механизма рассеяния без детального анализа природы этих образований. Несмотря на это, такая модель является эффективной для решения задач обнаружения неоднородностей, а с учетом анализа природы этих образований - и для оценки их параметров.

Ниже рассмотрены особенности оперативного радиолокационного мониторинга основных типов неоднородностей, возникающих на взволнованной ветром морской поверхности.

## § 5.1 Исследования неоднородностей, вызванных разливами нефтепродуктов

Хорошо известно, что нефть, разливаясь по водной поверхности наносит непоправимый экологический ущерб как самой экосистеме моря, так и прибрежной зоне. При этом нефтяная пленка не диссипирует, а через некоторое время переходит (коагулирует) в новое фазовое состояние, превращаясь в черные шарики диаметром 2-4мм [21], которые оседают на дно. По данным международных экологических служб в настоящее время в результате потерь при добыче, транспортировке, хранении и авариях более 17% дна Мирового океана покрыто такими нефтяными шариками, что по площади равно примерно такому континенту, как Африка. Из-за такой критической ситуации в мире особое внимание уделяется разработке методов оперативного обнаружения разливов нефтепродуктов. Максимальную оперативность обеспечивают дистанционные методы, из которых наиболее перспективными являются радиолокационные, как независящие от погодных условий и условий освещенности морской поверхности [171, 232, 233].

Экспериментальные исследования по радиолокационному зондированию загрязнений поверхности моря нефтепродуктами и другими ПАВ проводятся уже давно (см., например, [23, 35, 232, 233-239]). Основным результатом этих исследований явилось подтверждение эффекта надежного обнаружения ПАВ на морской поверхности при зондировании в сантиметровом и дециметровом диапазонах длин волн. Примером может служить радиолокационное изображение (см. рис.5.1), полученное авиационным комплексом «Аналог» во время мониторинга прибрежного района Одесса-Ильичевск. На радиолокационном изображении отчетливо наблюдаются слики, вызванные нелегальным сливом загрязненных ПАВ-ми вод рядом судов в ночное время.

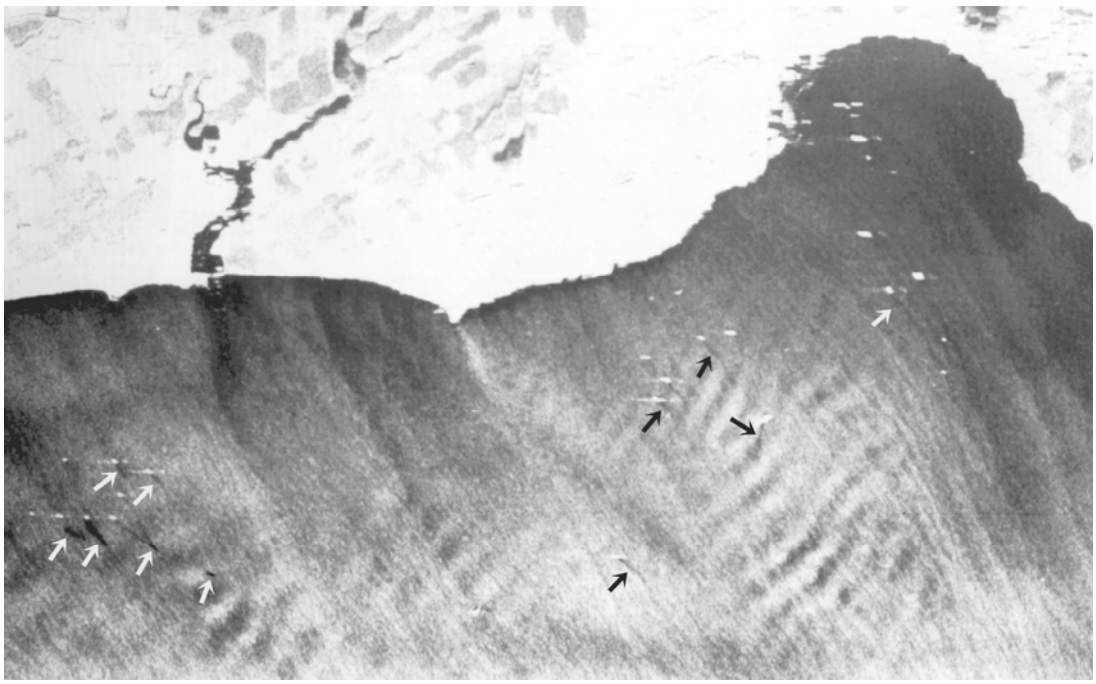


Рис. 5.1. Радиолокационное изображение, полученное авиационным комплексом «Аналог» во время мониторинга прибрежного района Одесса-Ильичевск. На радиолокационном изображении отчетливо наблюдаются слики (отмечены стрелками), вызванные нелегальным сливом загрязненных ПАВ вод рядом судов в ночное время.

При этом наблюдается отсутствие корреляции результатов ряда экспериментов по радиозондированию даже на одних или близких по величине длинах волн [23, 239]. Такое состояние экспериментальных исследований безусловно связано с отсутствием до настоящего времени достаточно полного понимания как механизма влияния ПАВ на морское волнение, так и теории этого явления.

Поэтому одним из направлений исследований, начатых украинскими радиофизиками в ИРЭ АН УССР в 1975-77 г.г., было исследование неоднородностей на морской поверхности, вызванных пленками ПАВ. Эти исследования проводились с помощью 4-х частотного радиолокационного комплекса (рабочие диапазоны длин волн - 8 мм, 3 см, 10 см, 50 см), установленного на берегу Черного моря. Первые данные были получены при гашении ветрового волнения морской поверхности различными маслами и их смесями [23]. На рис.5.2 показаны примеры записей интенсивности радиолокационных сигналов, рассеянных покрытой пятнами масляной пленки поверхностью моря. Измерения проводились радиолокаторами на рабочих длинах волн 3.2 см и 10 см при излучении вертикально поляризованных сигналов и приеме как вертикально-, так и горизонтально поляризованных (ВВ, ВГ), на различных стадиях растекания масляного пятна. Скорость приводного ветра при этом составляла не менее 3 м/с. В этих исследованиях было установлено, что радиолокационный метод позволяет контрастно обнаруживать слики – зоны гашения поверхностного морского волнения, вызванные разливами нефтепродуктов, во всем диапазоне углов зондирования, включая близкие к вертикальным, при различных скоростях ветра, вплоть до штормового. При этом величина измеряемого контраста (т.е. степень уменьшения интенсивности рассеянного радиолокационного сигнала в слике - k, оказалась достаточно велика, например, при измерениях на радиоволне $\lambda \approx 3$ см она составляла k > 10 дБ, что свидетельствует о высокой чувствительности радиолокационного метода. Однако наблюдение пленок в начальной стадии растекания нефтепродуктов на различных длинах волн показало значительные вариации $(1 \div 10)$ измеряемых контрастов, что послужило основанием для дальнейших исследований.

Такие исследования были продолжены с помощью авиационного радиолокационного комплекса "Аналог" [137], состоящем из радиолокатора бокового обзора РБО ($\lambda \approx 3$ см) и сканирующего СВЧ-радиометра ($\lambda \approx 8$мм). При помощи этого комплекса отрабатывались методики обнаружения разливов ПАВ, которые в последующем были использованы при эксплуатации аналогичного по составу космического комплекса радиофизической аппаратуры РФА, установленного на борту ИСЗ "Космос-1500" [135, 171]. Космическим РБО эффективно обнаруживались на морской поверхности крупномасштабные слики поверхностно-активных веществ (ПАВ). Например, с его помощью наблюдался в Красном море аварийный вылив нефти из танкера (см. рис. 5.3). Пятна ПАВ им также были обнаружены в Тихом океане вблизи острова Кюсю (Япония) (см. рис. 5.4).

В первой главе уже отмечалось, что процесс растекания нефтепродуктов по поверхности является многопараметрическим. Поэтому для получения достоверных количественных оценок параметров разлитого ПАВ радиолокационным методом необходимо привлекать большее число данных, например, данные съемок загрязненного участка под различными углами или данные синхронной многочастотной съемки.

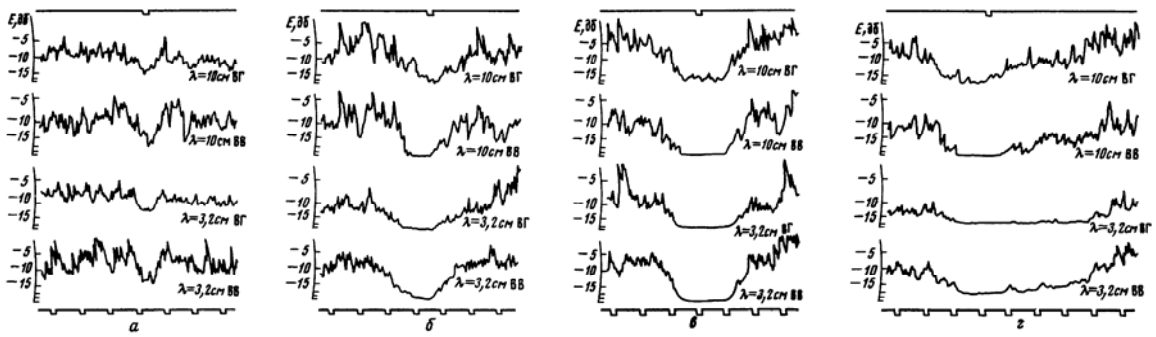



Рис. 5.2. Примеры записей сигналов длин волн 3,2 см и 10 см ВВ и ВГ поляризаций, рассеянных загрязненной нефтепродуктами поверхностью моря, для различных стадий развития масляного пятна (а - г) [24].

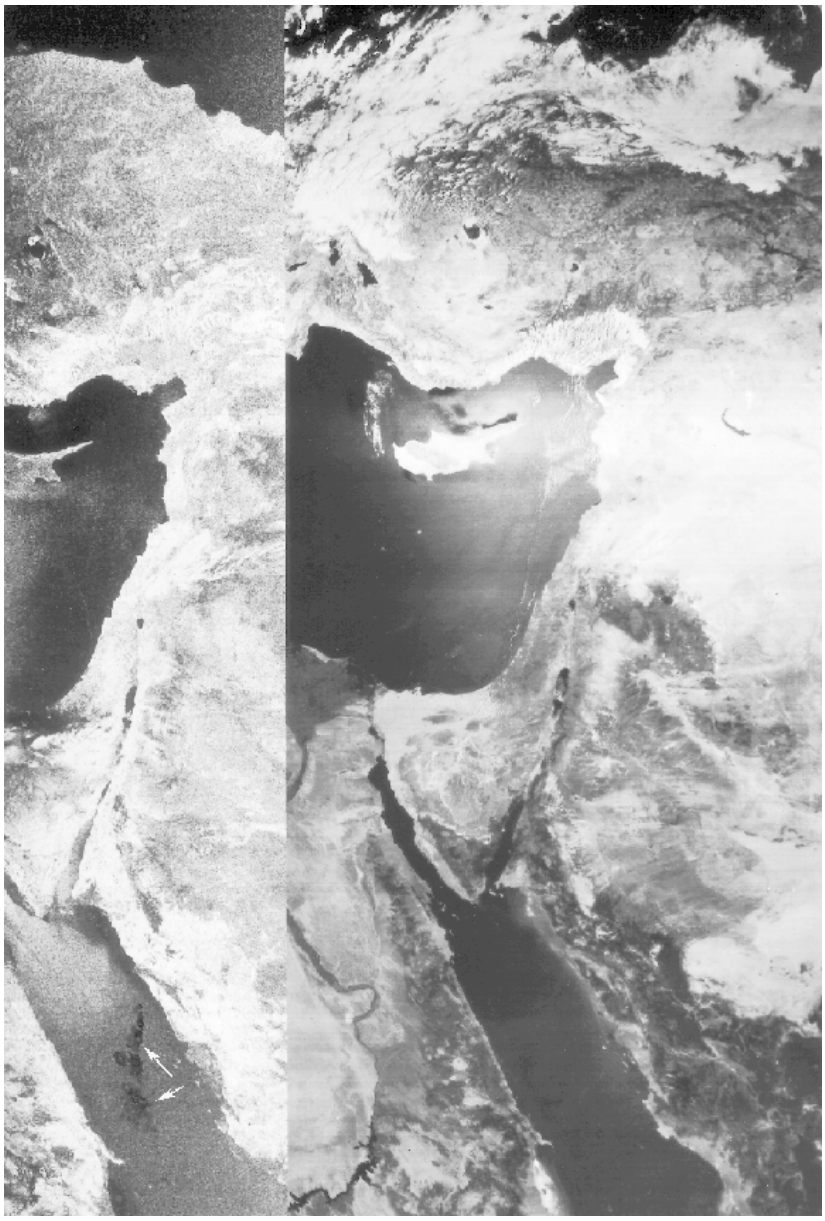


Рис. 5.3. Синхронные радиолокационное (a) и оптическое (b) изображения Красного моря, полученные с помощью систем ДЗЗ ИСЗ "Космос – 1500". Стрелками указаны пятна разлитой нефти.

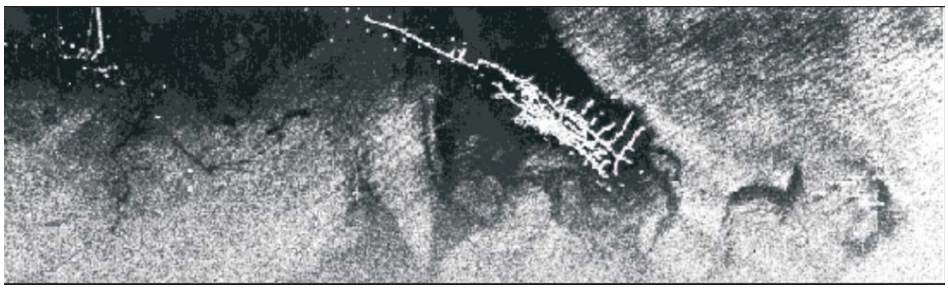
Рис. 5.4. Радиолокационное изображение участка Тихого океана вблизи острова Кюсю (Япония), полученное с помощью РБО ИСЗ "Космос – 1500. Стрелкой показан вынос шлейфа ПАВ.

Первые практически значимые оценки толщины разлитой нефти были нами выполнены на основании данных синхронного двухчастотного зондирования в сантиметровом и дециметровом диапазонах длин волн авиационного многочастотного радиолокационного комплекса (МРЛК) "МАРС" [141,240-242], в состав которого входят два РБО ($\lambda_1 \approx 8$ мм, $\lambda_2 \approx 3$ см) и два РСА ($\lambda_3 \approx 23$ см, $\lambda_4 \approx$ 180 см). Оценки были выполнены в соответствии со сложившимся на то время представлениями с использованием декремента затухания высоты волн Q:

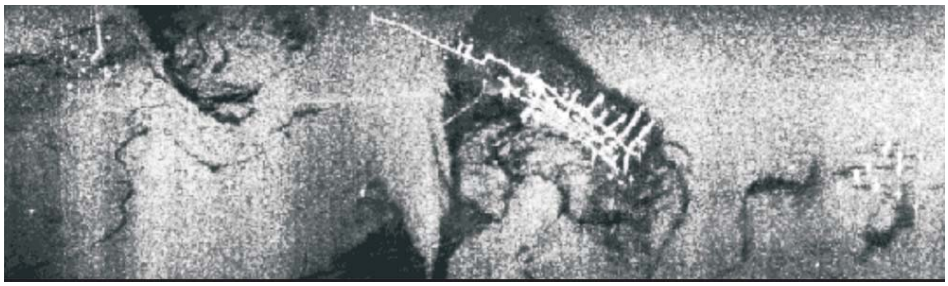
$$Q = \sqrt{\pi \cdot \nu \cdot F} / \Lambda \qquad (5.3)$$

где $\nu$ - кинематическая вязкость, F и $\Lambda$ - частота и длина поверхностной волны, соответственно. Видно, что при определенной вязкости $\nu$ более короткие волны $\Lambda$ гасятся сильнее, чем длинные. На рис.5.5 приведены синхронные радиолокационные изображения участка добычи нефти "Нефтяные камни" в Каспийском море, полученные с помощью МРЛК "МАРС". На РЛИ сантиметрового диапазона длин волн (см. рис.5.5а) на морской поверхности хорошо выделяется область нефти разлитой в результате крупной аварии на нефтедобывающих платформах. Разлитая нефть, которая покрыла десятки квадратных километров морской поверхности, выглядит на высокочастотном радиолокационном изображении темной, т.к. она демпфирует ("гасит") морское волнение. При этом одинаково темными выглядят участки, покрытые как тонкой

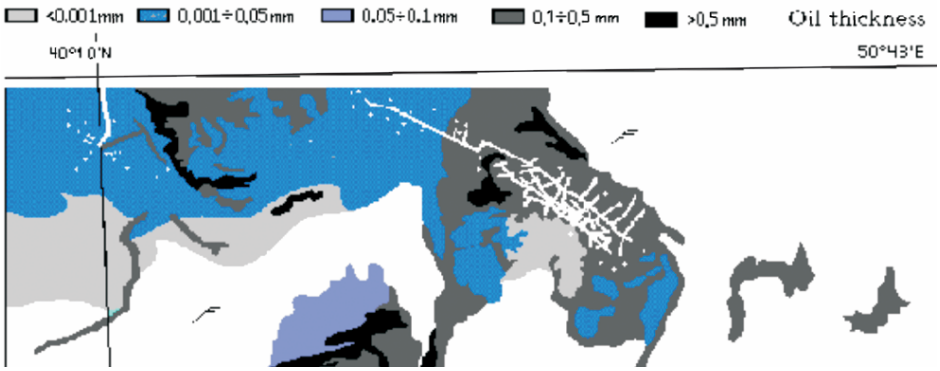
пленкой нефти, так и более толстой. На дециметровом радиолокационном изображении (см. рис.5.5б), в отличие от сантиметрового, в виде темных пятен выделяются участки морской поверхности покрытые только более толстой нефтяной пленкой. На рис. 5.5в приведена интерпретационная карта акватории в районе аварийного разлива нефти, построенная по сантиметровым и дециметровым радиолокационным данным. Использование одновременно данных радиолокаторов различной длины волны позволяет независимо от условий освещенности, времени суток и т.п. оперативно обнаруживать и картографировать разливы нефтепродуктов, выявлять наиболее опасные в экологическом смысле участки более толстой нефтяной пленки. Используя такую информацию, как показал опыт, удается выработать оптимальную стратегию ликвидации последствий нефтяных загрязнений, которая позволяет в кратчайшие сроки и с минимальными затратами собрать максимальное количество разлитого нефтепродукта.



а)



б)




в)

Рис.5.5. Синхронные радиолокационные изображения морской поверхности в районе нефтепромыслов "Нефтяные камни", полученные с помощью МРЛК «МАРС» в сантиметровом (а) и дециметровом (б) диапазонах длин волн; в - интерпретационная карта акватории, построенная по радиолокационным данным.

Следующим этапом развития физических представлений о процессах гашения ветрового волнения морской поверхности пленками ПАВ было создание теории радиолокационного контраста морского волнения при наличии пленки ПАВ [25], на основании которой была предложена и апробирована методика определения параметров нефтяных пленок по результатам одновременного зондирования на 3-х длинах волн ($\lambda_1 \approx 8$ мм, $\lambda_2 \approx 3$ см, $\lambda_3 \approx 23$ см). Для апробации методики были использованы результаты многочастотного мониторинга МРЛК "МАРС" района добычи нефти Нефтяные Камни в Каспийском море 19.07.90 [26].

Исследования района проводились в два этапа. На первом этапе осуществлялось многочастотное синхронное зондирование акватории с высоты Н $\approx 7200$ м (поляризация только вертикальная) и предварительная обработка принимаемой информации в реальном времени.

Работы первого этапа осуществлялись в следующей последовательности. Сначала проводился поиск и обнаружение участков, загрязненных нефтепродуктами, оценивались их размеры, проводилась внутренняя калибровка радиолокаторов комплекса, и уточнялся режим оптимальной съемки. Затем уже в оптимальном режиме проводилась контрольная съемка. Работы этого этапа подтвердили, что данные радиолокаторов миллиметрового (ММ), сантиметрового (СМ) и дециметрового (ДМ) диапазонов длин волн обладают достаточной информацией о нефтяных загрязнениях. Поскольку в период проведения съемок крупного волнения не наблюдалось, то радиолокационное изображение загрязнений в метровом (М) диапазоне длин волн было малоинформативным. Окончательная обработка информации, полученной в результате контрольной съемки, проводилась уже на земле и составляла содержание второго этапа исследования.

Этот этап начинался с селекции экспериментов по условиям съемки, наиболее важными из которых являлись состояние морской поверхности и погодные условия. Состояние морской поверхности контролировалось по величине скорости приводного ветра, определяемой путем сравнения измеренной с помощью радиолокатора РБО-3 удельной эффективной поверхности рассеяния (УЭПР) $\sigma^0$ чистой морской поверхности с известными зависимостями $\sigma^0$ от скорости ветра (см. §3.2). В обсуждаемых ниже экспериментах скорость ветра составляла 3-5м/с. Селекция по погодным условиям показала, что точность измерений миллиметровым радиолокатором сильно зависит от погодных условий [243], а полученная с его помощью информация чаще всего может быть использована как дополнительная. Поэтому для количественных оценок использовались в основном данные радиолокаторов СМ и ДМ диапазонов длин радиоволн.

После селекции осуществлялось совмещение радиоизображений, полученных на различных частотах с помощью компьютерных программ или стандартных графических редакторов. Затем производилась оцифровка амплитуд сигналов, принятых от загрязненного и чистого участков морской поверхности. Данные об уровне собственных шумов приемника, кривой временной автоматической регулировки усиления (ВАРУ) и коэффициенте усиления приемника брались из результатов внутренней калибровки радиолокаторов. Уровень шумов приемников контролировался после каждой серии измерений.

На рис.5.6 приведено синхронное трехчастотное радиолокационное изображение исследуемого района. Видно, что акватория Нефтяных Камней характеризуется сильной неоднородностью загрязнения (темные и светлые пятна), связанного с различием толщины и активности нефтяных пленок. Наличие в средней и верхней части изображения нефтяных вышек, соединенных между собой

в длинную эстакаду (яркие линии) и автономных вышек (яркие точки в нижней части изображения), позволяли (как по реперным точкам) совмещать различные радио изображения с высокой точностью. Там же горизонтальными стрелками "a-g" указаны строки изображений, данные которых использованы при дальнейшем обсуждении.

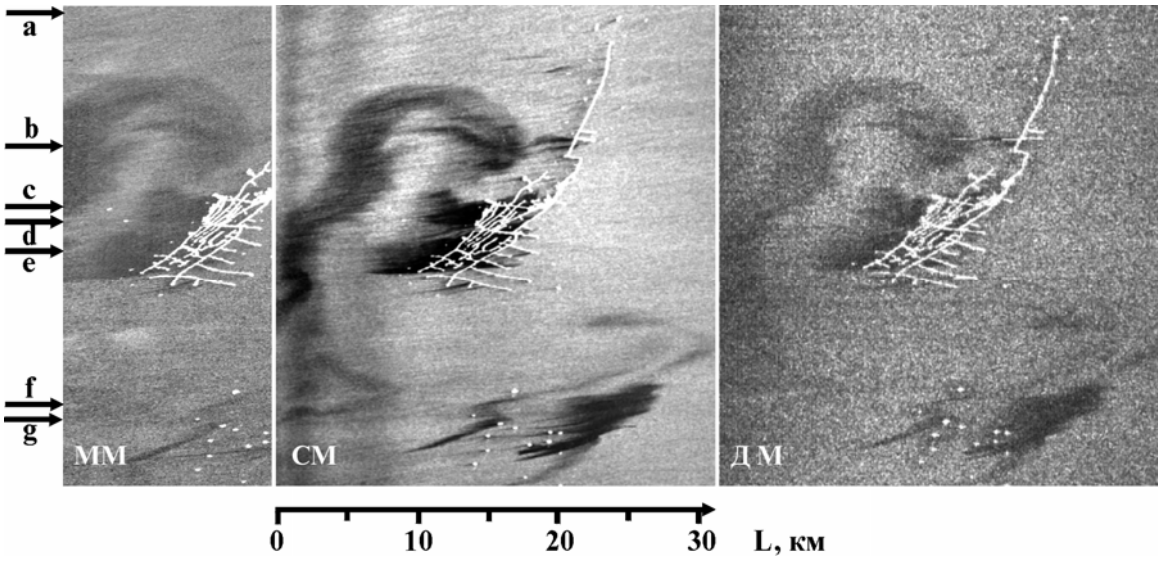



Рис. 5.6. Синхронное трехчастотное ($\lambda_1 \approx 8$ мм, $\lambda_2 \approx 3$ см, $\lambda_3 \approx 23$ см) радиолокационное изображение района добычи нефти Нефтяные Камни в Каспийском море, полученное с помощью многочастотного радиолокационного комплекса “МАРС” 19.07.90. Стрелками **a – g** выделены выбранные для анализа строки изображения.

Степень загрязнения морской поверхности оценивалась по величине логарифмического радиолокационного контраста $D_E$ (в дальнейшем контраста), который определялся по формуле:

$$D_E = 10 \lg \left\{ \frac{V_r^2 - V_N^2}{V_S^2 - V_N^2} \right\} [\text{дБ}], \qquad (5.4)$$

где: $V_r = \sqrt{\overline{U_r^2} + \overline{U_n^2}}$ -среднеквадратическое значение амплитуды сигнала, принятого от загрязненного участка морской поверхности; $V_S = \sqrt{\overline{U_S^2} + \overline{U_n^2}}$ - среднеквадратическое значение амплитуды сигнала, принятого от чистой морской поверхности; $V_N = \sqrt{\overline{U_n^2}}$ - среднеквадратическое значение амплитуды шумов приемника.

На рис. 5.7 приведены примеры изменения амплитуды рассеянного морской поверхностью радиолокационного сигнала 3-х сантиметрового диапазона РБО-3 вдоль соответствующих строк изображения, отмеченных стрелками **a, b** на рис. 5.6 (**a** - отраженных от чистой морской поверхности, **b** - от загрязненной морской поверхности и **c** - шумов приемника РБО-3 при отсутствии отраженного сигнала). Статистически однородный по всей дальности сигнал, отраженный от участков чистой морской поверхности (см. рис.5.7а), свидетельствует об идентичности метеоусловий в пределах полосы обзора РБО. Различия в зависимости ослабления

сигнала, отраженного загрязненной морской поверхности, от угла падения Θ (см. рис.5.7b) указывают на неоднородность нефтяной пленки в исследуемом районе. Изменение с дальностью уровня шумов приемника (см. рис.5.7c) автоматически учитывалось при обработке сигналов.

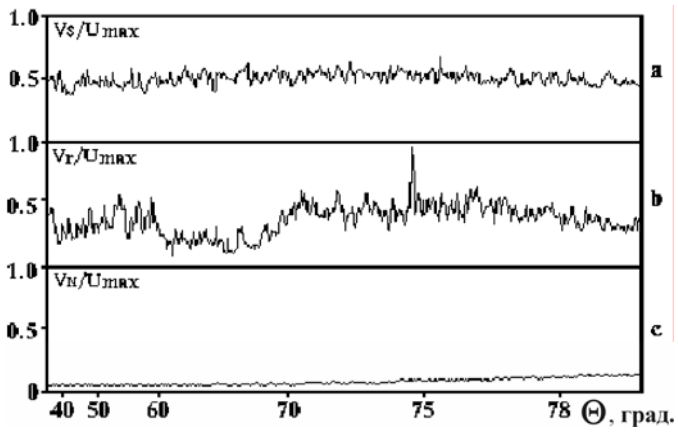



Рис.5.7. Изменение амплитуды радиосигнала на длине $\lambda$=3.2см от угла падения Θ вдоль строк радиолокационного изображения рис. 5.6: **a** - рассеянных участками чистой поверхности моря, **b** - участками загрязненной поверхности, **c** - изменение шумов приемника РБО-3 вдоль строки изображения.

Анализ величин радиолокационных контрастов $D_E$ на различных частотах был проведен для всех изображений морской поверхности исследуемого района. В результате оказалось, что участки в изображениях СМ и ДМ радио диапазонов, покрытые нефтяной пленкой, можно разбить по полученным значениям контрастов $D_E$ на две группы. К первой группе относятся участки, удаленные от эстакад и вышек на 10÷20 км со значениями $|D_E| < 7$дБ, а ко второй – близлежащие, с контрастами $|D_E| > 7$дБ. Максимальное значение $|D_E|$ для этой группы составляет $\approx$14 дБ. В ММ диапазоне радиолокационный контраст на участках первой и второй группы примерно одинаков и составляет $D_E \approx -2.5 \pm 1.5$ дБ. Визуальный анализ изображений показывает, что участки второй группы в основном располагаются в непосредственной близости от источников нефти - нефтедобывающих вышек. Это позволяет предположить, что эти участки покрыты свежей нефтяной пленкой с более высокой активностью, чем участки первой группы. Поскольку измерения проводились одновременно, то при оценке контраста на различных радиочастотах исключалось влияние аппаратурных ошибок и ошибок, связанных с погодными условиями. Кроме того, как видно из таблицы 2.6, все радиолокаторы комплекса имели примерно одинаковое разрешение (размер ячейки пространственного разрешения не более 50 × 50 м $^2$) и, следовательно, ошибка определения контраста не зависела и от частоты. Среднеквадратическая ошибка вычисления контраста была менее 1 дБ.

Объяснение экспериментальных зависимостей радиолокационных контрастов $D_E$ от частоты и угла падения, их связи с параметрами морского волнения и нефтяной пленки проводилось следующим образом. В рассмотрении были использованы данные эксперимента, полученные с участков акватории 1-й и 2-й групп. Теоретический анализ этих данных проводился на двух моделях пленки. Сначала их трактовка проводилась в рамках теории резонансного рассеяния радиоволн морским волнением под нерастворимой пленкой ПАВ нулевой (в

гидродинамическом и электродинамическом смыслах) толщины, приводящей к следующему выражению для радиолокационного контраста [25,26]:

$$D_0(k) = -10\lg\frac{\omega_0^2\gamma_0^2}{\omega_+^2\,\gamma_L^2}\ ,\ k = 2k_E Sin\theta \qquad (5.5)$$

Здесь $\omega_0 = \sqrt{gk + \alpha k^3/\rho}$, $\omega_+ = \sqrt{gk + \alpha_1 k^3/\rho}$ - соответственно, частоты поверхностных волн на чистой и покрытой пленкой морской поверхности, k и $k_E$– волновые числа морской и радиоволн , g = 981 см/сек$^2$, $\alpha$ и $\alpha_1$ - коэффициенты поверхностного натяжения на границе вода-пленка и пленка-воздух, $\rho$ - плотность воды; $\theta$- угол падения радиоволны на морскую поверхность. Поверхностные волны под нефтяной пленкой в формуле (5.5) характеризуются коэффициентом затухания Левича [24] (см. §1.2):

$$\gamma_L = \gamma_0\left[\frac{1 - \frac{\gamma_g}{\omega_+}\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}} + \frac{\gamma_S{}^2}{\omega^2{}_+}\left(\frac{\omega_+}{\gamma_0}\right) + \frac{1}{2}\frac{\gamma_S{}^2}{\omega^2{}_+}\left(\frac{\omega_+}{\gamma_0}\right)^{3/2}}{1 - 2\frac{\gamma_S}{\omega_+}\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}} + \frac{\gamma_S{}^2}{\omega^2{}_+}\left(\frac{\omega_+}{\gamma_0}\right)}\right], \qquad (5.6)$$

где $\gamma_0 = 2\nu k^2$- коэффициент вязкого затухания поверхностной волны, $\nu$- коэффициент кинематической вязкости воды, $\omega_{C1} = \sqrt{\alpha_1 k^3/\rho}$- частота капиллярных поверхностных волн, $\gamma_S = \mathrm{p}\omega_{C1}^2/\omega_0$– силовой параметр, характеризующий влияние растяжения пленки на волну, $\mathrm{p} = (\mathrm{c}_0/\alpha_1)(\mathrm{d}\alpha_1/\mathrm{d}c)$ – безразмерная поверхностная активность пленки (в дальнейшем активность), $\mathrm{c}_0$ невозмущенная концентрация ПАВ пленки. Формула (5.5), по сути, характеризует отношение пространственных спектральных плотностей волнения на загрязненном и чистом участках моря в одинаковых погодных условиях. При задании из эксперимента левой части, она (при известных значениях $\alpha, \nu, \mathrm{k}$ и $\rho$) превращается в уравнение для определения активности пленки p.

Конкретные расчеты теоретического контраста по формуле (5.5) и далее проводились для нефтяной пленки с параметрами, близкими к параметрам нефти месторождения "Нефтяные Камни" [27]. Для коэффициентов поверхностного натяжения выбирались следующие значения: на границе раздела вода - нефть $\alpha$ = 13 дин/см, на границе раздела воздух – нефть $\alpha_1$=60 дин/см. Для коэффициентов кинематической вязкости : воды $-\nu$=10$^{-2}$ см$^2$/с, нефти – $\nu_1$=0.3 см$^2$/с. Плотность воды принималась равной $\rho$=1 г/см$^3$, нефти – $\rho_1$=0.8 г/см$^3$.

На рис.5.8 представлены зависимости контраста $D_0$ от длины поверхностной волны для различных значений поверхностной активности p. Там же (крестиками) приведены экспериментальные значения контрастов $D_E$, полученных на различных частотах. Видно, что значения контраста $D_E$ для радиоволн $\lambda$ = 23 см (участки групп 1 и 2) удовлетворительно согласовываются с теоретической зависимостью, соответствующей поверхностной активности p = 0.3. Согласно [244] этой активности соответствует поверхностная концентрация нефти c $\cong$ 9 мг/м$^2$. Характерные экспериментальные значения контрастов для радиоволн $\lambda$ = 3.2 см для участков групп 1, 2 лежат между теоретическими кривыми с параметром p = 0.3 и p = 0.02. Анализ показывает, что их нельзя совместить с какой-либо теоретической кривой, соответствующей одному и тому же значению p. Значения контрастов для

участков группы 1 соответствует параметру p = 0.05, а группы 2 - p = 0.08, что соответствует отклонению от теории в среднем на 8 и 3 дБ соответственно. Экспериментальные значения контрастов для радиоволны $\lambda$ = 0.8 см ложатся на теоретическую кривую с p = 0.02 и отличаются от расчетных в среднем на 9 дБ и почти одинаковы на участках групп 1 и 2. Таким образом, допуская небольшое различие в концентрации на поверхности участков 1 и 2, обнаруживаемое радиолокационными методами, необходимо отметить заметное, увеличивающееся с уменьшением длины радиоволны $\lambda$, отклонение экспериментальных значений от теоретических.

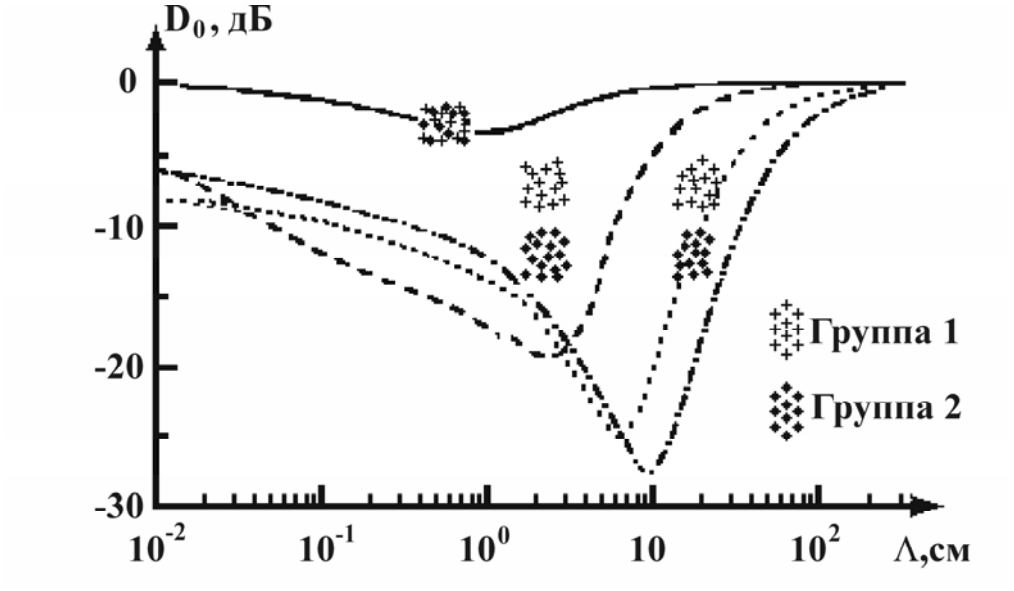



Рис. 5.8. Зависимости расчетной величины контраста $D_0$ морского волнения под нефтяной пленкой нулевой толщины от длины поверхностной волны Λ (крестики – экспериментальные значения контраста $D_E$): ——— - p=0.02; - - - - - p=0.1; ····· - p=0.3; — · — - p=0.5.

Наблюдаемое расхождение теории с экспериментом, по-видимому, связано с тем, что модель взаимодействия пленки с поверхностной волной является более сложной, чем та, которая использована в рассматриваемой теории. К эффектам, не учтенным данной теорией, можно, прежде всего, отнести толщину пленки. Эффект влияния гидродинамической толщины пленки становится заметным, когда в ней становятся возможны собственные волновые движения. Наименьший масштаб таких движений δ определяется вязкостью и частотой поверхностной волны $\omega$ [25]:

$$\delta \approx \sqrt{\frac{2\nu_1}{\omega}} \qquad (5.7)$$

Эта величина характеризует толщину вязкого волнового слоя, способного образовываться на границах пленки. Влияние толщины пленки $h$ на поведение волны будет проявляться, если она будет сравнима с $\delta$. Зависимость толщины вязкого волнового слоя в нефти от длины поверхностной волны в ней представлена на рис 5.9. Видно, что влияние толщины пленки должно проявляться сильнее с укорочением длины поверхностной волны. Именно такая качественная картина и наблюдалась в экспериментах (рис.5.8).

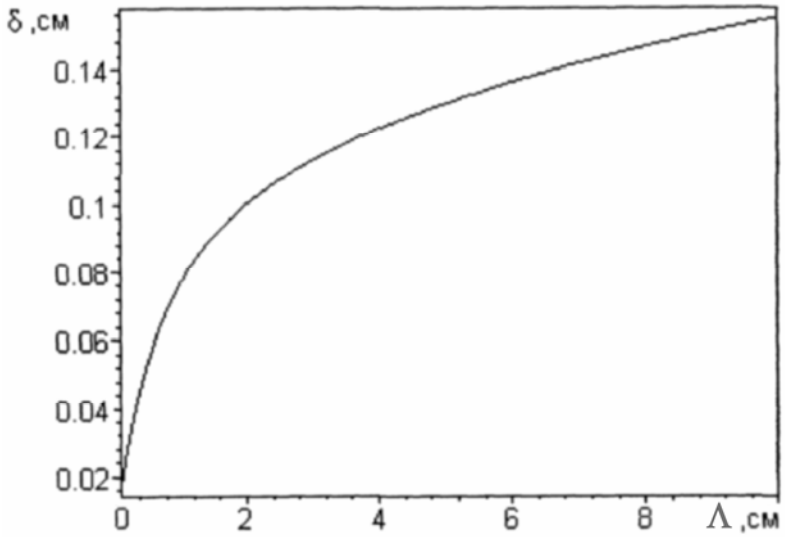



Рис. 5.9. Зависимость толщины вязкого волнового слоя $\delta$ в нефти от длины $\Lambda$ поверхностной волны.

Исходя из этого, дальнейшая обработка данных эксперимента проводилась в рамках теории взаимодействия поверхностных волн с пленкой конечной толщины [31,32]. Контраст $D_h$ морского волнения под пленкой ПАВ конечной толщины $h$ записывается (см. §1.2) в виде:

$$D_H(k,h) = D_0(k) + 20\lg\left(1 + \frac{\gamma_0}{2\gamma_L} khR\right) \quad , (D_0 = -10\lg K_0) \quad .$$

$$R \equiv \frac{\omega_+}{\gamma_0}(S_1 + S_2 - S_3) \tag{5.8}$$

где $D_0(k)$ - контраст морского волнения под пленкой "нулевой" толщины из (5.5), а величины $S_1$, $S_2$, $S_3$ определяются выражениями:

$$S_1 = \frac{\gamma_g}{\omega_+}\left(1 - \frac{\gamma_g}{\omega_+}\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}}\right)\frac{\frac{\rho_1}{\rho}\left[\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}}\left(\frac{\omega_1^2}{\omega_+^2} - 2\frac{\gamma_s}{\omega_+}\right) - 2\frac{\omega_1^2}{\omega_+^2}\frac{\gamma_g}{\gamma_{01}}\left(1 - \sqrt{\frac{\gamma_0}{\omega_+}}\right)\right] - \sqrt{\frac{\gamma_0}{\omega_+}}}{\left(1 - 2\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}}\frac{\gamma_g}{\omega_+} + 2\frac{\omega_+}{\gamma_0}\left(\frac{\gamma_g}{\omega_+}\right)^2\right)} - \frac{\rho_1}{\rho}\frac{\gamma_{01}}{\omega_+}$$

$$S_2 = \left(\frac{\gamma_g}{\omega_+}\right)^2\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}}\frac{\left[1 - \sqrt{\frac{\gamma_0}{\omega_+}} + 2\frac{\gamma_s}{\omega_+}\frac{\omega_1^2}{\omega_+^2}\sqrt{\frac{\gamma_0}{\omega_+}} - \frac{\rho_1}{\rho}\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}}\frac{\omega_1^2}{\omega_+^2} - 2\frac{\gamma_s}{\omega_+}\right]}{\left(1 - 2\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}}\frac{\gamma_g}{\omega_+} + 2\frac{\omega_+}{\gamma_0}\left(\frac{\gamma_g}{\omega_+}\right)^2\right)} \tag{5.9}$$

$$S_3 = \sqrt{\frac{\nu_1}{\nu_2}}\left(\frac{\gamma_g}{\omega_+}\right)^2\frac{\left(1 - 2\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}}\frac{\gamma_g}{\omega_+}\right)\left[-1 + 2\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}}\frac{\gamma_g}{\omega_+} + 2\sqrt{\frac{\gamma_0}{\omega_+}}\right]}{\left(1 - 2\sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}}\frac{\gamma_g}{\omega_+}\right)^2 + 4\frac{\omega_+}{\gamma_0}\left(\frac{\gamma_g}{\omega_+}\right)^2\left(1 - \sqrt{\frac{\omega_+}{\gamma_0}}\frac{\gamma_g}{\omega_+}\right)}$$

Здесь $\gamma_g = (\rho_1/\rho)\gamma_S$, $\gamma_{01} = 2\nu_1 k^2$ - коэффициент вязкого затухания поверхностной волны в нефти. В формулах (5.8)–(5.9) содержится пять параметров, характеризующих пленку: активность, толщина, поверхностное натяжение, вязкость и плотность. При наличии достаточно большого массива экспериментальных данных принципиально возможно составить пять независимых уравнений, и решить их относительно всех этих параметров. В нашем случае задача упрощена, т. к. вязкость, поверхностное натяжение и плотность нефти известны. Для определения двух неизвестных параметров (активности р и толщины $h$) необходимые два уравнения получаются с использованием данных эксперимента на сантиметровых и дециметровых радиоволнах [245]:

$$D_E(k_C\ ;r) = D_0(k_C) + 20\lg\,[1 + \frac{\gamma_0}{2\gamma_L} k_C h\ R\,(k_C)] \quad , \tag{5.10}$$

$$D_E(k_d\ ;r) = D_0(k_d) + 20\lg\,[1 + \frac{\gamma_0}{2\gamma_L} kh\ R\,(k_d)] \tag{5.11}$$

Здесь $k_C$ и $k_d$ – волновые числа, соответственно, сантиметровых и дециметровых поверхностных волн.

Для анализа основные загрязненные участки акватории были разделены на квадраты площадью 50 м × 50 м, и положение их в уравнениях задавалось радиусом вектором – $r$. Данные миллиметрового радиолокатора в дальнейшем не использовались из-за большой погрешности измерений.

Уравнения (5.10) и (5.11) решались численно. Правые части уравнений варьировались путем изменения активности р и толщины $h$ пленки до тех пор, пока оба уравнения не удовлетворялись одновременно при одних и тех же значениях этих параметров. Для каждой пары значений экспериментальных контрастов решение уравнений было единственным. В качестве примера, на рис.5.10 показаны зависимости теоретических контрастов $D_h$ (сплошные линии) от толщины пленки $h$ при значении активности р= 0.21 для одного из участков акватории. Значение толщины пленки определяется вертикальной штриховой линией проведенной через точки пересечения теоретических и экспериментальных контрастов (горизонтальные пунктирные линии).

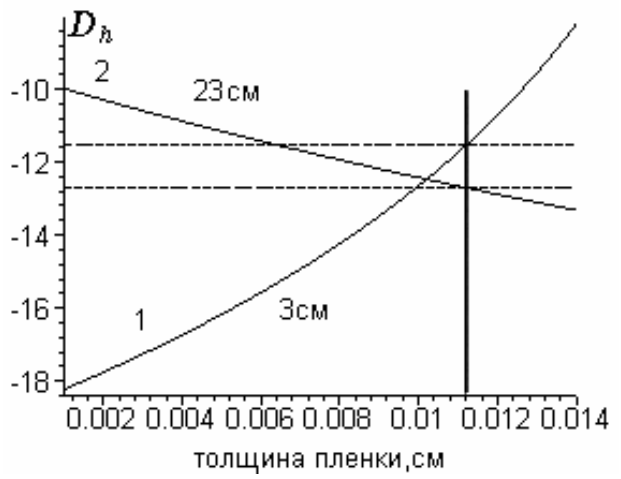



Рис. 5.10. Зависимость теоретических контрастов $D_h$ (кривые 1,2) от толщины пленки $h$. Штриховыми линиями показаны экспериментальные значения контрастов $D_E$. Жирная линия указывает на искомую толщину нефтяной пленки, активность пленки р=0.21

Такой анализ толщин и активностей пленки был проведен для всех участков акватории. При этом оказалось, что решение уравнений (5.10, 5.11) при указанных выше значениях коэффициентов поверхностного натяжения и кинематической вязкости существует лишь для участков 2-ой группы с контрастами $|D_E| > 7$дБ.

Отсутствие решения для участков 1-ой группы естественно было связать с их удаленностью от источников нефти и длительным существованием пленки на воде. Действительно, при скорости растекания $3 \div 6$ см/с [23] пленка распространится на расстояние$10 \div 20$ км за $3 \div 5$ суток. За это время она испытает на себе многократное воздействие ветра и с большой вероятностью будет разорвана. В этих условиях радиосигнал будет отражаться от "пятнистой" поверхности моря со свойствами, которые описываются параметрами со значениями, промежуточными между значениями для пленки и воды. Поэтому при анализе участков группы 1 в уравнения (5.10) и (5.11) вместо коэффициентов поверхностного натяжения $\alpha_1$ и кинематической вязкостью $\nu_1$ были введены следующие величины [245]:

$$\begin{aligned} \bar{\alpha}_1(t) &= \alpha_1 + t(\alpha + \alpha_1) \\ & \qquad\qquad 0 \le t \le 1 , \\ \bar{\nu}_1(t) &= \nu_1 + t(\nu - \nu_1) \end{aligned} \tag{5.12}$$

где $\alpha$ - коэффициент поверхностного натяжения на границе вода-воздух и $\nu$ - кинематическая вязкость воды. Параметр $t$ характеризует отношение площади воды к площади пленки на элементе радиолокационного разрешения. Для непрерывной пленки $t$ =0 и $\bar{\alpha}_1 = \alpha_1$, $\bar{\nu}_1 = \nu_1$. Уравнения (5.10) и (5.11) решались для различных значений $t$, начиная с нуля. Оказалось, что решение существует для всех участков рассматриваемой группы при $0.04 \le t \le 0.11$. При увеличении параметра $t$ наблюдается тенденция к уменьшению толщины пленки, ее активности и контраста. Приведенные значения параметра $t$ указывают на сравнительно малую роль разорванности пленки в формировании радиоизображения.

На рис.5.11(b-g) приведены гистограммы толщин пленки для различных участков акватории. Вертикальная развертка рисунков соответствует строкам (b–g) радиоизображений на рис.5.6. Горизонтальная развертка на каждом из подрисунков характеризует зависимость толщины пленки от расстояния, которое отсчитывается от левого края соответствующего радиоизображения. Активность пленки показана штриховкой, соответствующей градациям на диаграмме справа.

Анализ рис.5.11 показывает, поверхностная активность пленки изменяется по акватории в широких пределах: почти от нуля до единицы. На кривой сжатия поверхностной пленки такому диапазону изменения активности соответствует практически весь спектр состояний пленки в процессе ее эволюции из объемного состояния в поверхностное, газообразное [21]. На рис. 5.11d $\div$5.11g (10 км < L < 20 км) видны гистограммы высот участков расположенных непосредственно у эстакад и вышек. Пленка на них характеризуется большой активностью (0.6 < p < 0.7) и большой, почти одинаковой, толщиной ($h$=1.3·10$^{-1}$ см). Этот результат представляется достаточно естественным. Вблизи вышек свежая разливающаяся нефть претерпевает фазовый переход из объемного состояния в поверхностное. На кривой сжатия этому состоянию соответствует участок "жидкой пленки" обладающей повышенной активностью. Пленка в этом состоянии еще достаточно конденсирована, обладает высокой поверхностной концентрацией и слабо подвержена сжатию под действием внешних воздействий. При дальнейшей эволюции со временем жидкая пленка превращается в "газообразную", обладающую меньшей активностью и концентрацией. В этой фазе она больше подвержена

внешним воздействиям ветра и волнения, что и определяет неоднородность ее толщины в пределах исследованной акватории. На рис..5.11 эта качественная картина прослеживается и по гистограммам толщины при удалении от вышек и эстакад.

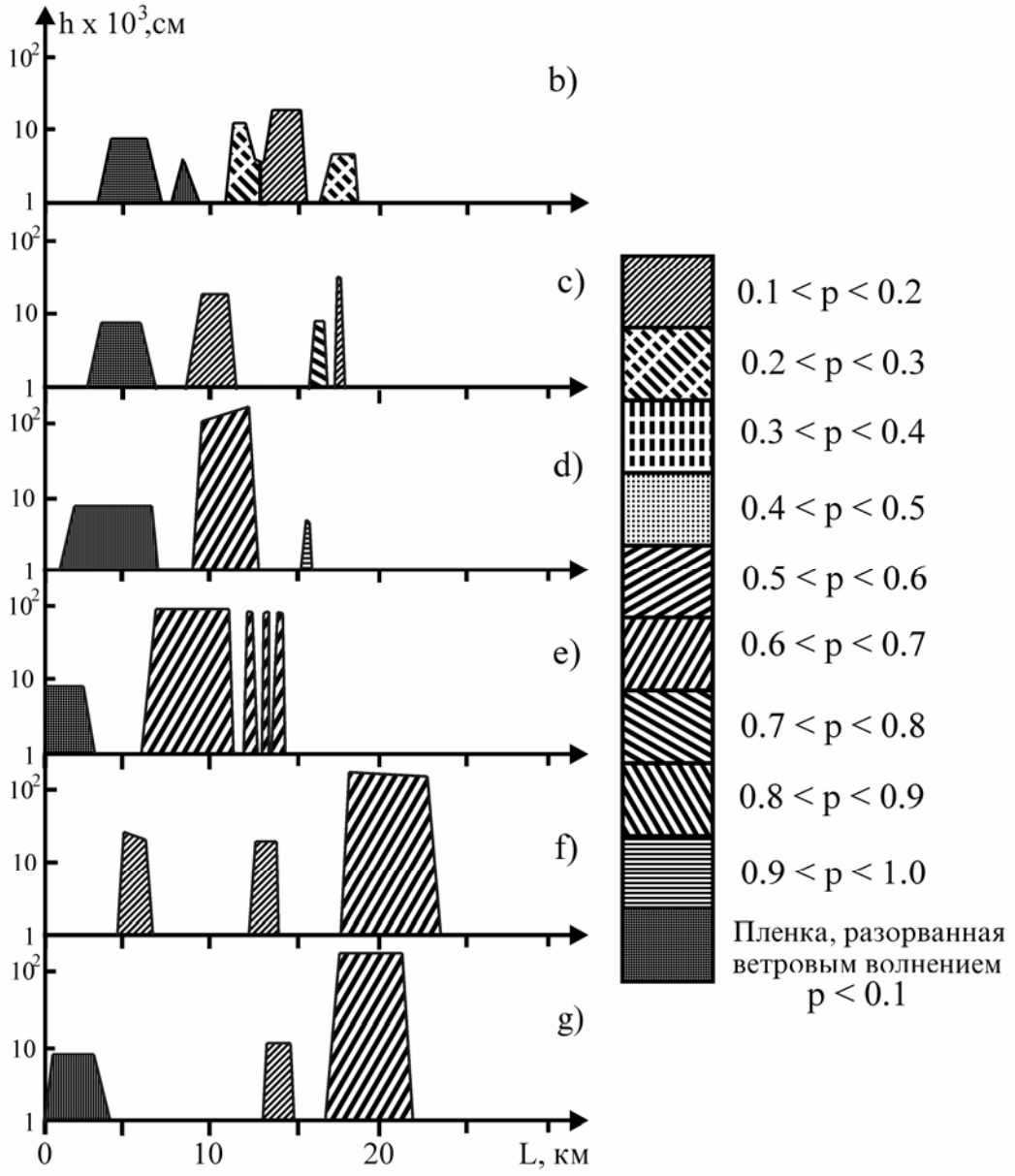



Рис.5.11. Гистограммы толщин *h* и активностей p нефтяной пленки в акватории нефтепромысла "Нефтяные Камни" в строках d,c,d,e,f,g радиолокационного изображения (рис. 5.6).

В итоге, анализ радио изображений и данных рис.5.11 приводит к следующей качественной картине загрязнения акватории нефтепромысла. Она определяется источниками нефти, динамикой процесса ее распространения, влиянием ветра, морского волнения и течения. Как видно из рис.5.6, в верхней части эстакады работы, по-видимому, прекращены, основное пятно нефти отошло от эстакады, ветер и течение вытягивают его в длинный шлейф. Максимальная толщина нефти в этом пятне $h \leq$ 0.02 см, а общий вес нефти около 4350 т. В нижней части эстакады

добыча нефти только начата и нефть, не успев разлиться по большей акватории, находится вблизи вышек. Пленка здесь на порядок толще ($h \approx 0.15$ см), вес разлитой нефти составляет около 11600 т. Опасность также представляет мощное пятно в нижней части радиоизображений– у автономных вышек. Толщина пленки в нем $h \approx 0.173$ см, а его вес почти 16200 т. По результатам съемок суммарный вес нефти, разлитой в исследуемой акватории составил около 32000 т. Загрязненность района характеризуется средней поверхностной концентрацией нефти –62 т/км$^2$.

Проведенная оценка загрязнения акватории каспийского промысла "Нефтяные Камни" свидетельствует о том, что в момент съемки была зафиксирована, по-видимому, аварийная ситуация безусловно принесшая большой урон экологии Каспийского моря.

Кроме того, выполненный качественный и количественный анализ нефтяного загрязнения по результатам синхронного многочастотного радиолокационного мониторинга показал, что сантиметровый и дециметровый радиодиапазоны являются оптимальными для определения толщин нефтяных пленок. Радиоволны миллиметрового диапазона более чувствительны к движениям в пленке и ее толщине, но характеризуются более сложными условиями рассеяния. Влияния нефтяных пленок с толщинами, реально наблюдаемыми на морской поверхности, на рассеяние радиоволн метрового диапазона для количественных оценок недостаточно.

Работы по исследованию загрязнений морской поверхности нефтепродуктами были продолжены на первом украинском комплексе дистанционного зондирования Земли АКДЗ-30 [148].

## §5.2 Исследования неоднородностей, возникающих в морских течениях

Сейчас уже хорошо известно, что состояние океана, продуктивность его районов, климат многих стран и всей Земли в целом в значительной степени определяется поведением мощных океанских течений. В зонах мощных течений, ярким примером которых может служить Гольфстрим, наиболее сильно проявляются процессы взаимодействия в системе “океан-атмосфера”, способствующие зарождению опасных атмосферных процессов (например, циклонов, ураганов и др.), активно влияющих на человеческую деятельность и на климат обширных акваторий и прибрежных районов [171, 246]. Кроме того, процессы изменений в пространственном положении, интенсивности течений и взаимодействие возникающих при этом подповерхностных процессов с ветровыми волнами способно порождать в приграничных областях течений волновые процессы, опасные для судоходства [247]. Традиционные исследования течений, занимающих огромные пространства, контактными методами (например, с помощью буйковых станций [248]) не в состоянии дать полную и оперативную картину о явлениях, происходящих на всей акватории течения. Использование перспективных для аэрокосмического мониторинга морской поверхности благодаря своей всепогодности и независимости съемки от условий освещенности методов одночастотного радиолокационного зондирования в ряде случаев также оказывается недостаточно информативно. Например, данные радиолокатора с синтезированием апертуры (РСА) (с рабочей длиной волны $\lambda \approx$ 9.6 см) спутника “Алмаз-1” показывают, что из-за разнообразия природы и масштабов процессы, происходящие в приграничных зонах течения Гольфстрим, не всегда имеют типичные признаки, позволяющие надежно обнаруживать границы течения на радиолокационном изображении (РЛИ) [247,249]. Данные о положении русла течения Гольфстрим, полученные с помощью РСА ($\lambda \approx 23$ см) спутника “Seasat” значительно отличаются (на 10-30 км) от данных контактных измерений [250].

Одним из эффективных путей повышения информативности радиолокационных исследований является использование многочастотного радиолокационного зондирования. Аргументом в пользу такого выбора является то, что волнение морской поверхности является многомасштабным процессом, охватывающим пространственный спектр от капиллярных волн до волн с периодом в десятки и сотни метров. Поскольку такие факторы, как ветер, процессы, связанные с течениями, внутренними волнами и др. по-разному влияют на различные участки пространственного спектра морского волнения, каждый из которых отвечает за рассеяние радиоволн в соответствующих диапазонах, есть основание ожидать, что при одновременном зондировании на существенно отличающихся частотах (на порядок и более) станет возможным выделить в результатах наблюдения роль каждого из рассматриваемых факторов.

На рис. 5.12 приведена зависимость удельной эффективной поверхности рассеяния $\sigma^0$ морской поверхности в миллиметровом (ММ), сантиметровом (СМ), дециметровом (ДМ) и метровом (М) диапазонах радиоволн ВВ-поляризации от длины ветрового разгона $\boldsymbol{x}$ для случая развивающегося волнения [251, 252]. Расчеты выполнены для скорости ветра V=3 м/с и V=10 м/с, угла падения $\Theta$=30° и азимутального угла $\varphi = 0°$. Для оценки характеристик морской поверхности была использована модель спектра морского волнения, предложенная в работе [253]. Из рис. 5.12 видно, что величина $\sigma^0$ для капиллярных и гравитационно-капиллярных волн, являющихся основными рассеивателями при измерениях в ММ и СМ диапазонах радиоволн, существенно зависит от скорости приводного ветра. При

этом наибольшие скорости возрастания $\sigma^0$ наблюдаются при длинах разгона от десятков до сотни метров. В дальнейшем происходит медленный рост $\sigma^0$ во всех диапазонах длин радиоволн. Это связано с тем, что основными рассеивателями длинных радиоволн на морской поверхности являются гравитационные волны. Для их развития нужны длины ветрового разгона $x$>1000м. Отсюда следует, что если при скорости приводного ветра $V \leq 10$ м/с в радиолокационных изображениях морской поверхности ДМ и М диапазонов наблюдается значительное изменение $\sigma^0$ на участках размером менее 1000 м, то этот эффект можно объяснить прежде всего процессами неветрового происхождения. Таким образом, при синхронных наблюдениях морской поверхности в коротковолновых (ММ и СМ) и длинноволновых (ДМ и М) радиодиапазонах при относительно небольших скоростях ветра появляется возможность раздельно исследовать ветровую и неветровую компоненты морского волнения.

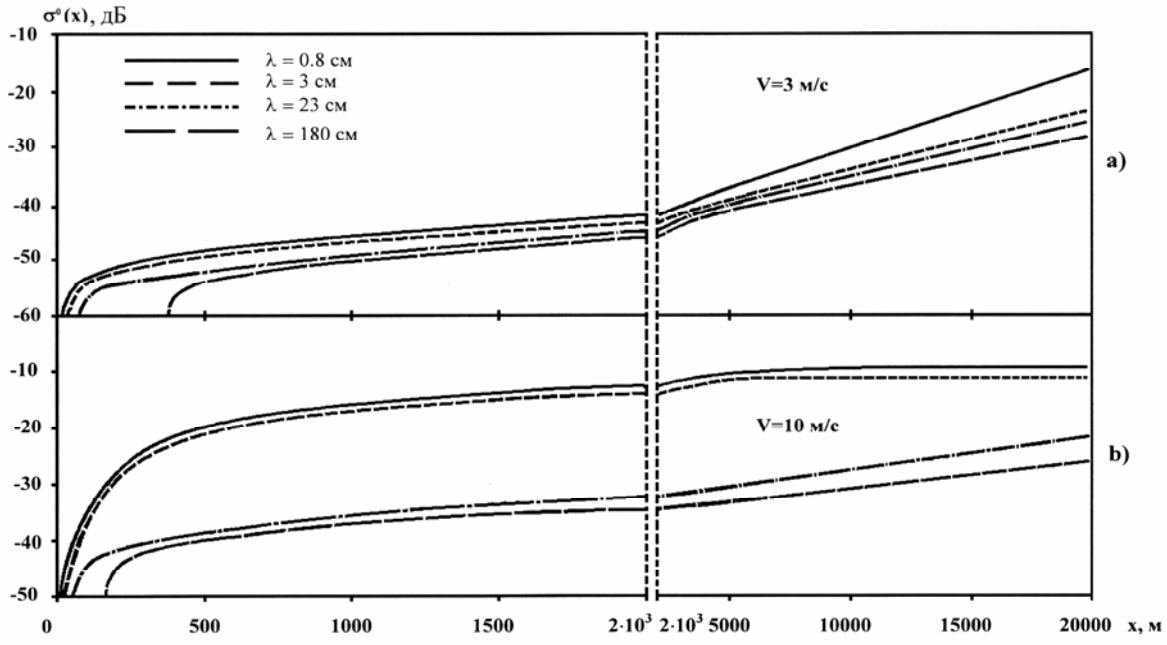



Рис. 5.12. Зависимость удельной эффективной поверхности рассеяния морской поверхности в ММ ($\lambda$ = 0.8 см), ДМ ($\lambda$ = 23 см) и М ($\lambda$ = 180 см) диапазонах от длины ветрового разгона x при скорости ветра V=3 м/с (**a**) и V=10 м/с (**b**) для угла падения $\Theta = 30^0$ .

Очевидно, что на поверхности такого мощного течения, как Гольфстрим, могут проявляться возмущения (или неоднородности), вызванные как ветровыми, так и неветровыми процессами, связанными с турбулентностью движущегося потока. Оценки размеров неветровых неоднородностей, проведенные по данным работ [254, 255] показывают, что на поверхности течения можно ожидать появления крупномасштабных (с масштабом примерно 0.5м÷150м) неоднородностей морской поверхности и, следовательно, обусловленного ими рассеяния радиоволн метрового и декаметрового диапазонов. Причинами появления ветровых неоднородностей могут служить влияние турбулентной вязкости, изменяющей коэффициент трения воздушного потока о поверхность течения, а также появление местного ветра из-за градиента температур по разные стороны границы течения. Такие изменения характеристик высокочастотной составляющей ветрового волнения могут явиться

дополнительным косвенным признаком границы течения. Поэтому для наблюдения приграничных зон течения целесообразно использовать те диапазоны радиоволн, которые наиболее интенсивно рассеиваются ветровыми волнами. Как показано ранее, такими являются радиоволны ММ и СМ диапазонов. При этом необходимо обратить внимание на то, что акватория течения (особенно такого, как Гольфстрим) является районом интенсивного влагообразования, возникающего при передаче тепла морского течения атмосфере [246]. Данные работ [94, 133] показывают, что интенсивное поглощение радиоволн парами воды и гидрометеорами (туман, дождь), которое может исказить результаты дистанционного зондирования морской поверхности, начинается при $\lambda$ < 1 см. Поэтому перспективным для исследования морских течений (с учетом исключения влияния гидрометеоров) может быть одновременное зондирование в сантиметровом, дециметровом и метровом диапазонах радиоволн.

Такой набор зондирующих радиоволн был реализован при создании авиационного многоцелевого радиолокационного многочастотного комплекса “МАРС” [142], с помощью которого в 1992-94 г.г. были проведены эксперименты по исследованию ветви течения Гольфстрим, заходящей в Баренцево море [251, 252]. Синхронные съемки в СМ, ДМ и М диапазонах радиоволн (поляризация вертикальная на передачу и прием) проводились с высоты 7000 м. Уровень фонового волнения морской поверхности вблизи границ течения оценивался по скорости $V_{пр}$ приводного ветра. Вычисления скорости $V_{пр}$ проведены по методике [196], в которой для расчетов использована зависимость измеренной в СМ диапазоне радиоволн величины $\sigma^0$ морской поверхности от скорости приводного ветра.

В ряде экспериментов в зоне течения длинноволновыми РСА комплекса “МАРС” часто регистрировались неоднородности морской поверхности с более высоким положительным радиолокационным контрастом D (D=10lg($\overline{P_r}$ / $\overline{P_S}$ , где $\overline{P_r}$ , $\overline{P_S}$ - среднее значение мощности сигнала, принятого от участка поверхности течения и от морской поверхности вне течения, соответственно). Низкий уровень интенсивности рассеяния в наиболее чувствительном к состоянию морской поверхности СМ диапазоне радиоволн указывает на слабое влияние скорости приводного ветра на процессы генерации поверхностных волн в акватории течения. Результаты одного из таких экспериментов и их анализ приведены ниже.

Состояние морской поверхности вблизи течения во время эксперимента было близким к штилевому, что подтверждается оценками скорости приводного ветра ($V_{пр} \leq$ 2-3 м/с) по результатам зондирования РБО СМ диапазона. ($\sigma^0_{моря} \approx$ -26 дБ при $\Theta = 65°$). Необходимо заметить, что при такой скорости ветра изображение течения Гольфстрим в СМ диапазоне представляет собой однородное слабоконтрастное поле во всей полосе обзора. Существенно иначе выглядят изображения в ДМ и М диапазонах. На рис.5.13 приведены синхронные радиолокационные изображения участка течения (координаты $71^0 32'$ N, $22^0 34'$ E; время съемки 05.08.93) в этих диапазонах радиоволн. При радиозондировании дециметровыми волнами наблюдается слабая зависимость мощности принятого сигнала от угла наблюдения, а максимальное значение положительного контраста достигает $D_{макс.} \approx$ 14.9 дБ. В метровом диапазоне угловая зависимость такая же слабая, но максимальное значение радиоконтраста достигает $D_{макс.} \approx$ 6.4 дБ. На рисунке также видны значительные различия в распределении интенсивности рассеиваемых дециметровых и метровых радиоволн по площади течения.

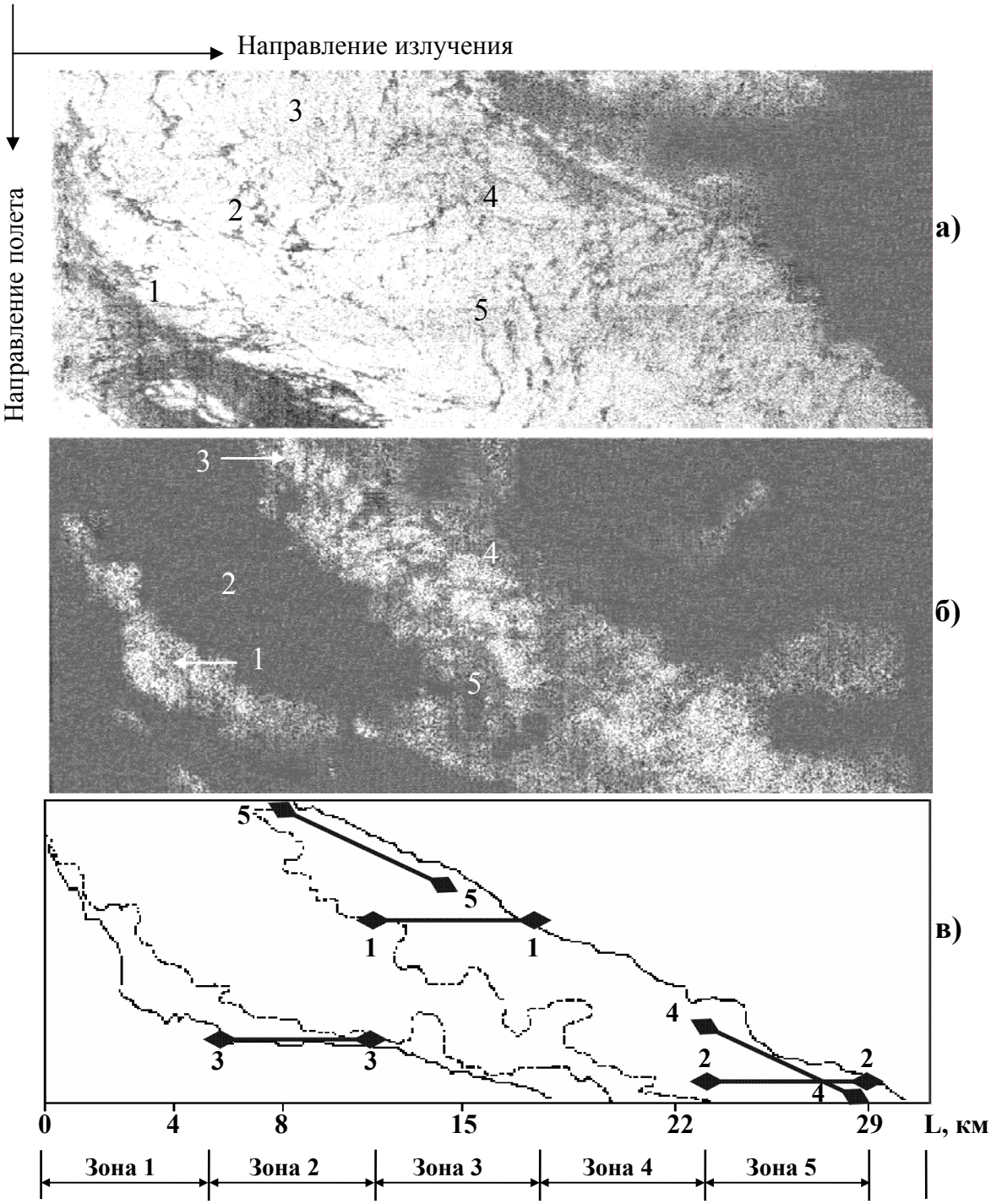



Рис. 5.13. Синхронные радиолокационные изображения участка течения Гольфстрим в Баренцовом море, полученные с помощью комплекса”МАРС” в дециметровом (а) и метровом (б) диапазонах радиоволн, а также интерпретационная карта (в), на которой цифрами 1-1, 2-2, 3-3, 4-4, 5-5 указаны сечения течения, выбранные для оценок спектральной плотности мощности и автокорреляционной функции реализаций радиоизображений. Цифрами 1, 2, 3, 4, 5 обозначены анализируемые в тексте участки течения.

Неоднородности морской поверхности с масштабами, отвечающими за рассеяние ДМ радиоволн, располагаются по всей поверхности течения (см. участки $1 \div 5$ рис. 5.13а), достаточно четко очерчивая его границы. При этом за границами течения наблюдаются неоднородности, связанные, по-видимому, с проявлением турбулентных явлений (образование вихрей, рингов и т.д.) в приграничных областях. Неоднородности с масштабами, соответствующими рассеянию радиоволн М диапазона, наблюдаются, в основном, вдоль границ течения с внутренней стороны (см. участки 1, 3 на рис. 5.13в). Из этого следует, что зондирование течения только в ДМ диапазоне может привести к ошибкам в определении ширины русла течения. Одновременное же зондирование с РСА метрового диапазона дает возможность устранить этот недостаток.

Сравнение реально наблюдаемых значений $\sigma^0$ в ДМ и М диапазонах с теоретическими оценками (см. рис.5.12) в условиях ограниченного разгона волн ветром явно указывает на неветровую природу образования неоднородностей на поверхности течения. Во-первых, разность экспериментальных значений $\sigma^0$ в ДМ и М изображениях течения на участке 2 составила $\Delta\sigma^0 = 14$ дБ, а на участке 4 - $\Delta\sigma^0 = 11$ дБ, тогда как разница теоретических значений $\sigma^0$ не превышает 3 дБ даже при длинах ветрового разгона порядка $2 \cdot 10^4$ м и скоростях приводного ветра $V_{пр} \approx 3 \div 10$ м/с (см. рис. 5.12). Во-вторых, рассмотрим, например, в верхней части радиоизображения М диапазона (см. рис. 5.13б) область интенсивного рассеяния - участок 3, имеющий максимальный линейный размер ~ 1000 м. Если предположить, что эта область обусловлена неоднородностью ветрового волнения, то необходимо учесть, что ей соответствует такого же порядка (1000 м) длина ветрового разгона. В этих условиях при скорости ветра V = 10 м/с и угле падения $\Theta = 60^0$ расчетные значения $\sigma^0$ должны быть порядка - 41 дБ в ДМ и - 44 дБ в М диапазонах, соответственно. В то же время экспериментальные значения $\sigma^0$ существенно превышают эти значения - в ДМ диапазоне примерно - 27дБ, а в М диапазоне примерно - 34 дБ. Для получения таких $\sigma^0$ при тех же углах падения необходима длина разгона не менее $10^4$ м при скорости ветра более 20 м/с. Реальная скорость ветра во время съемки (по результатам оценки $\sigma^0$ морской поверхности в СМ диапазоне вблизи границ течения) не превышала 3 м/с. Следовательно, наблюдаемые различия экспериментальных и теоретических значений $\sigma^0$ указывают на то, что во время опыта ветер не является основной причиной формирования неоднородностей морского волнения в зоне течения. В пользу такого вывода свидетельствует также наличие малоразмерных участков, иногда имеющих форму извилистых линий, с существенными, более 7 дБ, отличиями от значений удельной эффективной поверхности рассеяния окружающей их морской поверхности. Такие области особенно четко видны на радиолокационном изображении ДМ диапазона в окрестности участков 1, 2, 5 (см. рис. 5.13а). С несколько меньшим контрастом они наблюдаются и на радиоизображении М диапазона. О неветровой природе рассеивающих неоднородностей морской поверхности также свидетельствуют достаточно контрастные и резко очерченные границы течения.

Для количественного описания пространственных неоднородностей интенсивности обратного рассеяния радиоволн в акватории течения были проведены спектральный и корреляционный анализ радиолокационных изображений, Для этого изображение акватории течения было разбито на 5 равных зон (см. зоны $1 \div 5$, рис.5. 13в) длиной N=512 точек (пикселов) каждая. Анализ в

каждой зоне проводился по реализациям 10 соседних строк радиоизображения. Сравнение средних значений и дисперсий для этих реализаций показало, что случайный процесс волнения морской поверхности в анализируемых реализациях можно считать стационарным. Это позволило использовать для количественных оценок методы стандартной статистической обработки случайных процессов [256]. Оценки плотности спектральной мощности $S_{xx}$ (ПСМ) и автокорреляционной функции $R(x)$ (АКФ) были выполнены в поперечных (1-1, 2-2, 3-3 см. рис. 5.13в) и продольных (4-4, 5-5, см. рис. 5.13в) сечениях участка течения. Оценки ПСМ проделаны методом преобразования Фурье (БПФ). При вычислении ПСМ проводилось усреднение по частотам (путем усреднения скользящим окном 5-ти соседних значений реализации) и усреднение по ансамблю. Для снижения уровня спекл-шумов при вычислении АКФ выполнялось усреднение по нескольким (5÷10) строкам. Переход от частотных переменных к пространственным осуществлялся через радиолокационную дальность $R = P_i\, c / 2$ (c - скорость света в м/с, $P_i$ - длина реализации или ее части в с). При оценке ПСМ и АКФ также учитывалось соотношение между длиной поверхностной волны $\Lambda$ и длиной радиоволны $\lambda$: $\Lambda = \lambda / 2 \cdot \mathrm{Sin}\,\Theta$ ($\Theta$ - угол падения радиоволны $\lambda$). Результаты вычислений ПСМ и АКФ приведены на рис. 5.14 - 5.16.

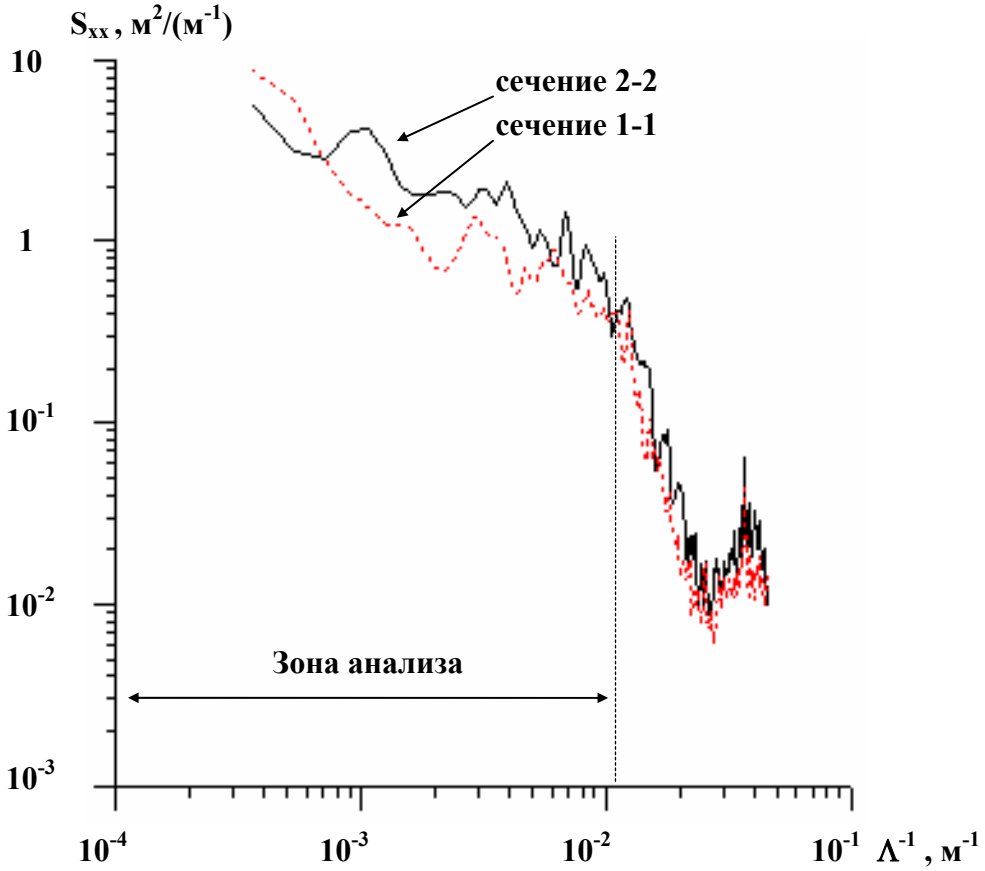



Рис. 5.14. Спектральная плотность мощности $S_{xx}$ по данным зондирования в М диапазоне длин волн для двух поперечных сечений течения.

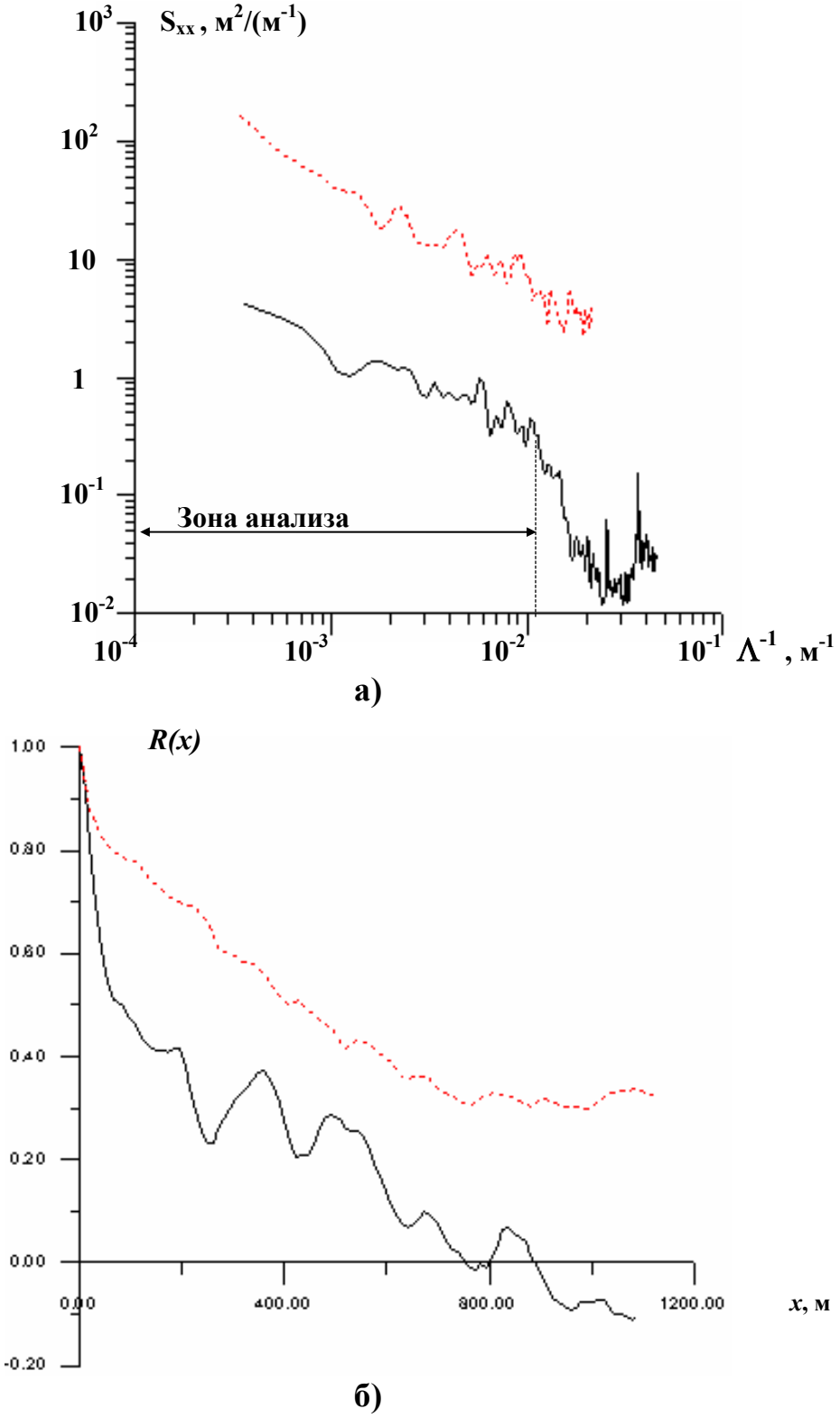
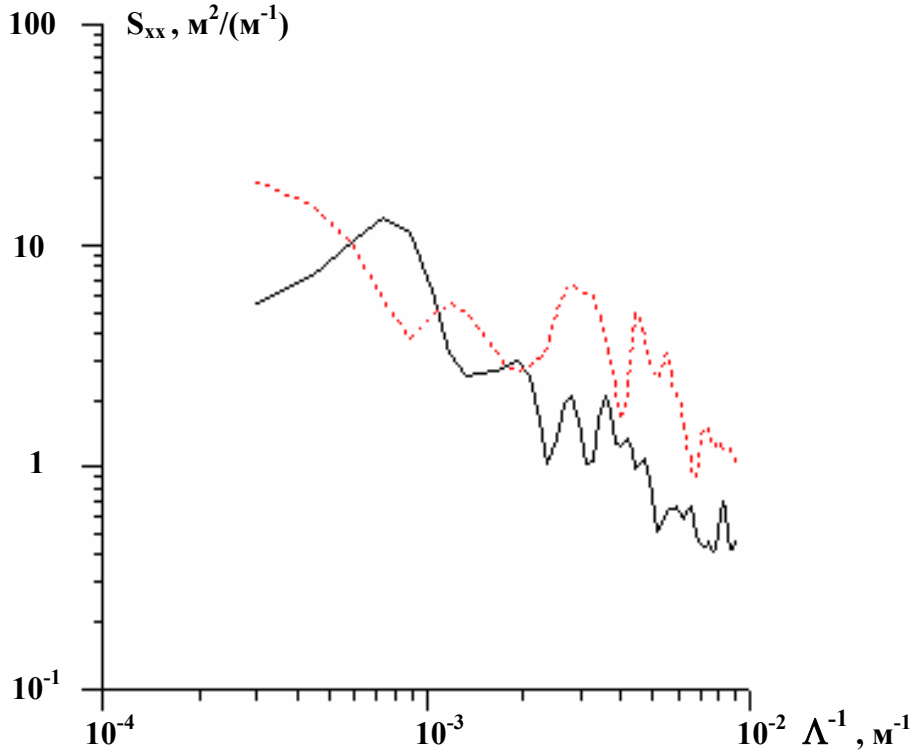
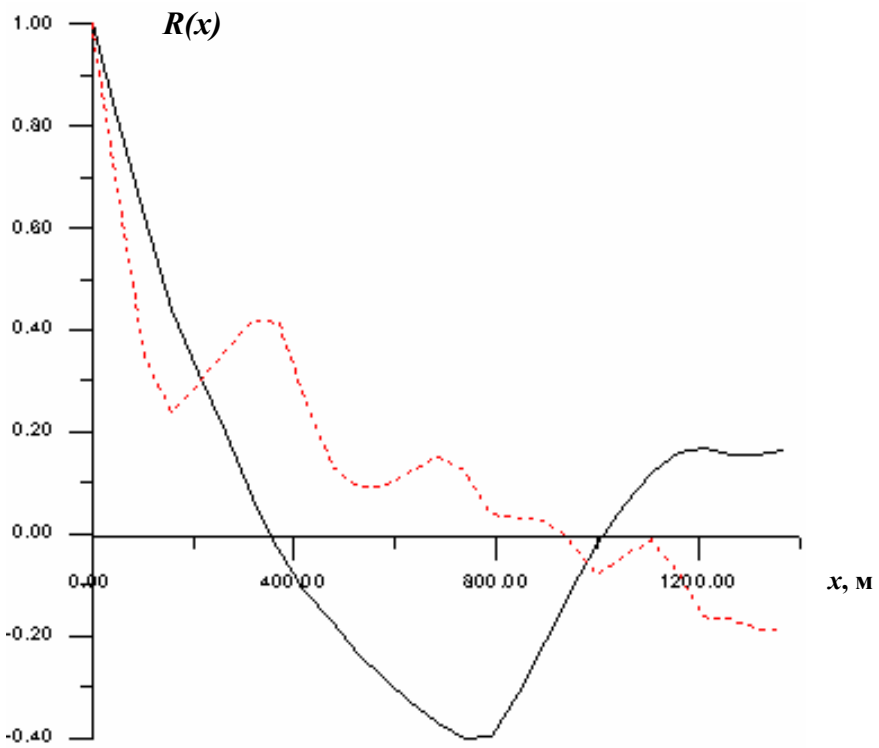



Рис. 5.15. Спектральная плотность мощности $S_{xx}$ (а) и автокорреляционная функция *R(x)* (б) по данным зондирования в ДМ (пунктир) и М (сплошная линия) диапазонах длин волн для поперечного сечения 3-3 течения (см. рис. 5.12в).




а)




б)

Рис. 5.16. Спектральная плотность мощности $S_{xx}$ (а) и автокорреляционная функция *R(x)* (б) по данным зондирования в М диапазоне длин волн для продольных сечений 4-4 (пунктир) и 5-5 (сплошные линии) течения (см. рис. 5.13в).

Проанализируем результаты статистической обработки. Во-первых, для всех ПСМ как метрового, так и дециметрового диапазонов характерно существование в интервале пространственных гармоник 100 м $< \Lambda <$ 5000 м области в среднем монотонного убывания спектральной плотности (см. рис. 5.14, 5.15а, 5.16а.) соответствующей степенной зависимости $S_{xx} \propto K^{-\beta}$, где $K=2\pi/\Lambda$ - волновое число поверхностной волны, с показателем степени $\beta \approx 0.7 \div 0.8$. Нужно отметить, что исключение из анализа области значений $\Lambda < 86.9$ м (см. рис. 5.14, 5.15а) связано с тем, что блок обработки информации М диапазона реализует операцию накопления по дальности. Это проявляется в изменении наклона характеристики ПСМ правее частоты среза фильтра, реализующего эту операцию. На некоторых АКФ реализаций радиоизображений в метровом диапазоне длин волн отмечаются четко выраженные квазипериодические осцилляции (см. рис.5.15б) и соответствующие им пики на ПСМ (см. рис. 5.15а). В продольном сечении течения Гольфстрим такие осцилляции проявляются в обоих диапазонах длин радиоволн, причем в М диапазоне АКФ стала знакопеременной в области высоких уровней, а пространственный период колебаний составил примерно 1200 м (см. рис.5.16). Интересно отметить, что периоды осцилляций, как правило, не совпадают в одних и тех же сечениях в ДМ и М диапазонах длин волн, а также в одних и тех же диапазонах, но в разных сечениях течения.

В целом форма АКФ и ПСМ позволяют сделать предположение, что неровности поверхности, резонансно рассеивающие волны ДМ и М диапазонов, принадлежат к возмущениям поверхности неветрового происхождения с масштабами от долей метров до 1000 ÷ 5000 м. Наличие таких крупномасштабных неоднородностей в акватории течения указывает на то, при таких малых скоростях приводного ветра одними из наиболее вероятных механизмов формирования спектра поверхностных колебаний являются процессы, порождаемые турбулентностью движущегося струйного потока.

Необходимо подчеркнуть, что именно исследования с применением радиолокаторов М диапазона дают возможность исследовать явления, происходящие в наиболее динамичной пограничной зоне течения. При этом более информативными могут быть данные одновременного многочастотного зондирования, так как, например, при отсутствии ветра и наличии крупных волн в момент эксперимента радиолокаторы сантиметрового диапазона могут давать слабоконтрастные радиолокационные изображения. Это приводит к различиям в оценке размеров и, даже местоположения русла течения.

Таким образом, проведенные эксперименты подтверждают перспективность многочастотных радиолокационных методов для исследований мощных морских течений. Использование спектрального и корреляционного анализа при обработке результатов экспериментов позволило выявить в акватории течения крупномасштабные неоднородности с масштабом 1000 м и более. Проведенный анализ указывает на доминирующую роль турбулентных процессов в формировании спектра поверхностных колебаний в акватории течения.

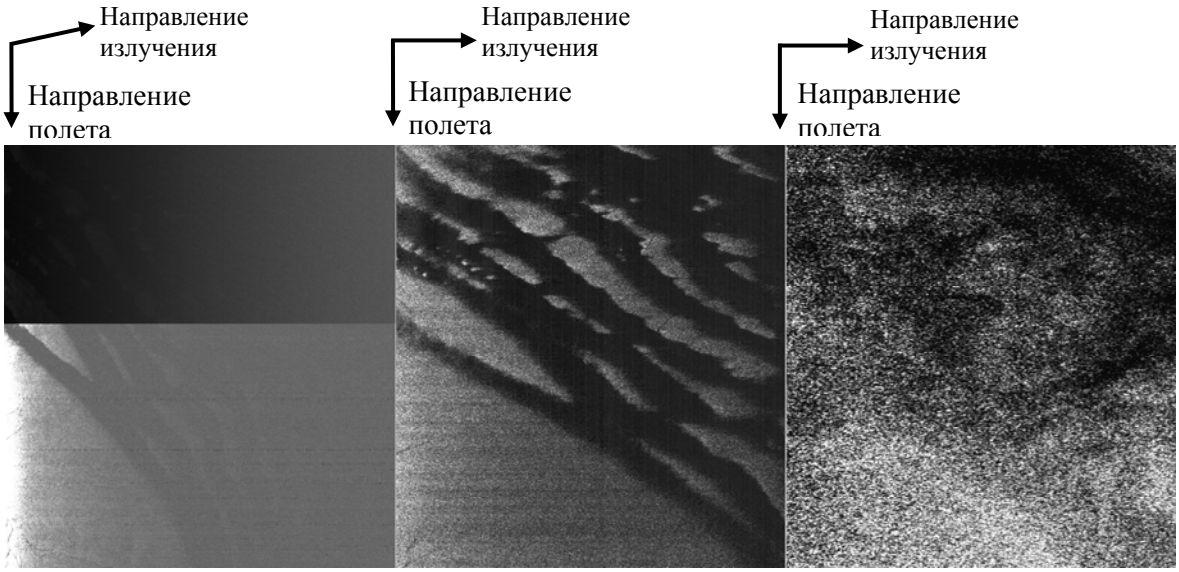
## § 5.3 Исследования проявлений внутренних и сейсмических волн на морской поверхности

Выходы внутренних и сейсмических волн на поверхность и их взаимодействие с поверхностными волнами представляют собой один из наиболее сложных процессов, понимание которого позволит более полно изучить объемную структуру океана и рельефа его дна. Исследования таких процессов должны проводится с учетом степени маскирования этих явлений поверхностным волнением, зависящим от погодных условий в районе наблюдения, которые, в свою очередь, носят сезонный характер. Поэтому для составления полной картины образования и распространения внутренних волн в океане необходимо постоянное накопление экспериментальных данных по исследованию проявлений внутренних волн на поверхности.

Проявления внутренних волн неоднократно обнаруживались как при космическом радиолокационном зондировании морской поверхности, так и при авиационном. Так, например, проявление внутренних волн было обнаружено радиолокаторами комплекса "МАРС" в Баренцевом море вблизи северной части острова Новая Земля (77°15' N, 64°40 E) [241, 242]. Возможность образования внутренних волн в районе наблюдений подтверждается гидрологическими данными: глубина не более 200 м, течение (Западно-Новоземельное) со скоростью около 25 см/с, рельеф дна равнинный с мелкохолмистым и мелкоглыбовым расчленением. На рис. 5.17а приведены синхронные изображения вызванных внутренними волнами неоднородностей морского волнения, полученные в результате зондирования в сантиметровом, дециметровом и метровом диапазонах длин радиоволн. Их анализ показывает, что с максимальным (по абсолютной величине) контрастом ($|D|$ = 11 дБ ÷ 16 дБ) внутренние волны наблюдаются в дециметровом изображении. При этом волны имеют квазипериодическую структуру с периодом около 3 км. Слабый контраст верхней части изображения сантиметрового диапазона свидетельствует о незначительном морском волнении в момент проведения эксперимента. Увидеть проявление внутренних волн на поверхности при зондировании в этом диапазоне удалось только после выключения временной автоматической регулировки усиления ВАРУ приемника (нижняя часть изображения), что увеличило потенциал радиолокатора в ближней части полосы обзора на 12 dB. Несмотря на слабый контраст внутренних волн ($|D|$ = 2.5dB ÷ 5.4dB) в изображении метрового диапазона, данные одновременного зондирования в дециметровом и метровом диапазонах длин радиоволн несут информацию о энергонесущей части спектра морского волнения. Одним из возможных механизмов наблюдаемого проявления внутренних волн могут быть особенности динамики приповерхностного слоя в поле обрушения ветровых волн, которые приводят к подавлению волнения в областях дивергенции течения [257]. Хорошо известно, что при достаточном ветровом волнении проявление внутренних волн наблюдаются и с помощью радиолокатора сантиметрового диапазона. Поэтому для наблюдения проявлений внутренних волн на морской поверхности удобно использовать синхронный мониторинг в сантиметровом, дециметровом и метровом диапазонах длин радиоволн.

Проведенный выше анализ возможностей исследования неоднородностей морской поверхности радиолокационными методами подтверждает необходимость использования многочастотных радиолокационных систем. Очевидно, что достоверность интерпретации полученных данных существенно возрастет при

использовании наряду с результатами радиолокационного зондирования данных радиометрических и ИК систем, а также данных контактных измерений.




**СМ** **ДМ** **М**

Рис. 5.17а. Синхронные трехчастотные радиолокационные изображения в сантиметровом, дециметровом и метровом диапазонах длин волн проявлений внутренних волн на морской поверхности, полученные с помощью комплекса "МАРС"

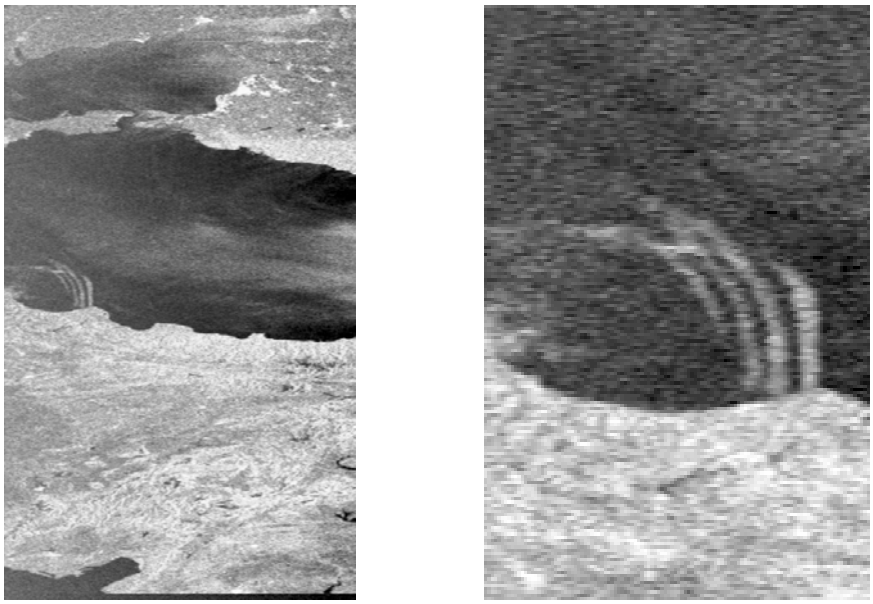


Рис. 5.17б. Космическое радиолокационное изображение (справа – увеличено) проявлений сейсмических волн на морской поверхности, возникших в результате одного из афтершоков землетрясения, у северного побережья Турции возле мыса Синоп. Изображение получено РБО ИСЗ Сич-1 02.05.96 г.

На рис.5.17б представлено РБО изображение пакета сейсмических волн на поверхности Черного мору у м.Синоп, вызванных по-видимому одним из афтершоков землетрясения. Метеоусловия в данном районе (очень слабый ветер $\approx$3-5 м/с) исключают возможность возникновения такой структуры из-за атмосферных процессов.

# ГЛАВА 6. ОПЕРАТИВНЫЙ РАДИОЛОКАЦИОННЫЙ МОНИТОРИНГ СУШИ

## §6.1 Определение агрометеорологических характеристик и влажности почв по космическим радиоизображениям в осенне - зимний период года

Широкое внедрение интенсивных технологий возделывания сельскохозяйственных культур предполагает всестороннее и дифференцированное использование агроклиматических ресурсов и условий погоды. Особый интерес представляют условия перезимовки растений, которые во многом определяют урожай культур [258]. Поэтому индикация неблагоприятных явлений погоды (вымерзание, вымокание, наличие ледяной корки, снежного покрова и пр.) является важным элементом при прогнозе урожайности зимующих сельскохозяйственных культур.

В 1983-1989гг. с помощью РБО «Космос-1500» и в 1996-1997гг. по данным РБО «Сич-1» был проведен ряд экспериментов на аграрных территориях юга Украины с целью установления взаимосвязи получаемой РЛ информации с агрометеорологическими данными [259].

Отснятая территория характеризуется равнинным рельефом. Почвенный покров представлен суглинистыми черноземными почвами, которые повсеместно распаханы. Естественная степная растительность и лесные массивы практически отсутствуют. Поэтому для описания этих участков земной поверхности применима модель поверхности со сложной шероховатостью [258], в рамках которой УЭПР для вертикальной поляризации излученного и принятого сигналов и углов облучения $\theta > 20^0$ записывается как:

$$\sigma^0 \cong C|M|^2, \tag{6.1}$$

где коэффициент С зависит от длины волны $\lambda$, угла облучения и параметров шероховатости поверхности, а комплексный множитель М зависит от электрических свойств среды:

$$M = (\varepsilon - 1)\left[(\varepsilon - 1)\sin^2\theta + \varepsilon\right] / \left(\varepsilon\cos\theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta}\right)^2, \tag{6.2}$$

где $\varepsilon=\varepsilon_0$-j60λg- комплексная диэлектрическая проницаемость; $\varepsilon_0$- относительная диэлектрическая проницаемость; g- проводимость.

В последней формуле не учитывается вклад объемного рассеяния, поскольку им можно пренебречь из-за малости глубины проникновения в почву сантиметровых волн [60, 100].

Таким образом, для рассматриваемой ситуации радиолокационного зондирования одних и тех же участков аграрных регионов изменение УЭПР (контрасты) при фиксированном значении θ определяются в основном только комплексной диэлектрической проницаемостью поверхности почвы, которая, в свою очередь, зависит от влажности и температуры верхнего слоя почвы (другие физико-химические свойства конкретных участков земной поверхности можно считать неизменными в течение анализируемого периода времени). Тогда расчетный контраст Кр радиолокационных отражений от идентичных участков суши в различных агрометеорологических условиях можно записать в виде:

$$Кр=\sigma^0_а / \sigma^0_т=| Ma|^2 / | M_т|^2, \tag{6.3}$$

где индексы а, т соответствуют аномальным и нормальным (тестовым) условиям измерения отражательных характеристик исследуемых территорий.

В рамках настоящей книги наибольший интерес представляет зависимость контраста от влажности почв. На основании экспериментальных данных по

измерению электрических параметров почвогрунтов, приведенных в работе [131], по формулам (6.2, 6.3) рассчитаны радиолокационные контрасты Кр в зависимости от влажности W для песчаных и глинистых грунтов при различных углах облучения θ. Эти зависимости представлены на рис. 6.1.

Кривые 1,2 на рисунке соответствуют песчаной почве (для сухого песка ε=2), а кривые 5,6- глинистой почве (для сухой глины ε=4). Применительно к рассматриваемой территории Украины, почвы которой представлены смесью песчаных и глинистых частиц, наиболее подходящими являются кривые 3,4, полученные для соотношения указанных составляющих 1:1. Кривые 1,3,5 на рис. 6.1 получены для угла облучения $\theta=40^0$, а кривые 2, 4, 6- для $\theta=20^0$.

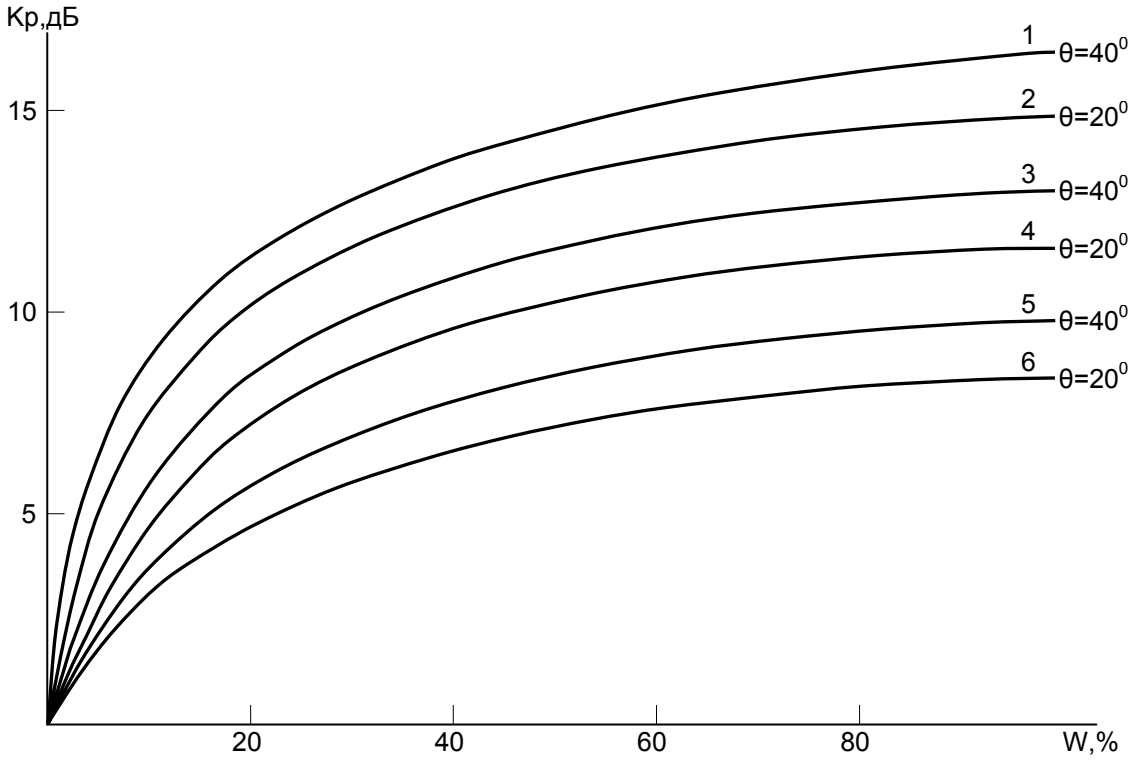



Рис. 6.1. Расчетные зависимости радиолокационного контраста Кр от влажности поверхностного слоя почвы для песка (1,2), суглинистых почв (3,4) и глины (5,6).

Представляется важным также оценить влияние температуры поверхности почвы на величину УЭПР. Для этого проведены расчеты радиолокационных контрастов с учетом температурных зависимостей относительной диэлектрической проницаемости ε и проводимости различных грунтов, приведенных в работе [260]. Изменение расчетных значений при изменении поверхностной температуры от 0 до $+20^0$С и прочих равных условиях не превышают 0,1 дБ.

Таким образом, показано, что аномальные контрасты, возникающие на радиоизображениях рис. 6.2 (РБО ИСЗ «Сич-1» от 24.04.1996 г.), обусловлены, прежде всего, увеличением влажности поверхностного слоя почвы в результате выпадения осадков или «схода» снежного покрова. Положительный контраст в районе южнее р. Днепр (рис. 6.2б) возник после прохождения атмосферного фронта сопровождающегося выпадением осадков. На рис. 6.3 представлен строчный разрез вдоль линии полета ИСЗ, позволяющий проводить количественные оценки принятого сигнала.

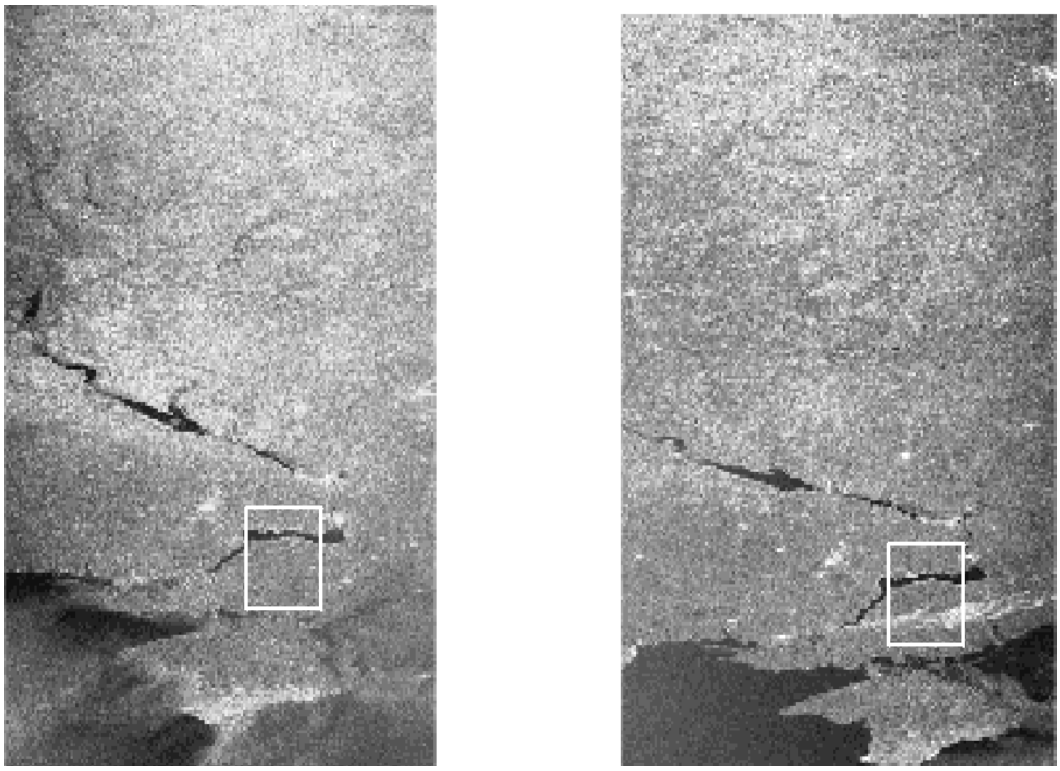


Рис. 6.2. Изображение аномальных зон на изображениях ИСЗ типа “Космос -1500” обусловленных проявлением поверхностной влажности почв (а - радиолокационное изображение при сухой погоде от 21.04.96 г., б - после прохождения атмосферного фронта сопровождающегося выпадением осадков от 24.06.1996 г.)

Рис. 6.3. Строчная запись вдоль полета ИСЗ «Сич-1». Пунктирная линия - виток 21.04.96 г., сплошная - 24.04.96 г.

Для количественного анализа отражательных характеристик исследуемых территорий радиолокационные изображения оконтуривались по участкам с одинаковой яркостью, как в интерактивном режиме, так и с помощью специального программного обеспечения. Далее вычислялись радиолокационные контрасты на аномальных участках изображений в сравнении с соответствующими участками тестового изображения.

Поскольку УЭПР поверхности по данным космического РБО записывается как [165]:

$$\sigma^0 = F(\bar{u}_c^2 - \bar{u}_ш^2)/(\bar{E}_к^2 - \bar{u}_ш^2) \qquad (6.4)$$

где $\bar{u}_c$-среднее значение амплитуды сигнала; $\bar{u}_ш$-подставка, обусловленная собственным шумом приемного тракта РБО; $\bar{E}_k$-среднее значение к- ой градации калибровочного клина, ближайшей по своему значению к величине измеряемой амплитуды сигнала $\bar{u}_c$; F- коэффициент пропорциональности, определяемый потенциалом РБО и геометрией наблюдения исследуемых участков поверхности. Измеряемый контраст Ku определяется следующим образом:

$$K_и = \frac{(\bar{u}_{са}^2 - \bar{u}_{ша}^2)(\bar{E}_{кт}^2 - \bar{u}_{шт}^2)}{(\bar{u}_{ст}^2 - \bar{u}_{шт}^2)(\bar{E}_{ка}^2 - \bar{u}_{ша}^2)} \qquad (6.5)$$

где индексы а, т соответствуют изображениям с аномальными участками и тестовому изображению.

Результаты обработки исходных радиоизображений представлены на рис. 6.4-6.6. На этих рисунках видны зоны с различными контрастами; причем в пределах каждой зоны вариации контраста не превышают 1,5 дБ. Здесь же приведены результаты анализа метеорологической информации, полученной на момент времени, близкий к проведению радиолокационных измерений. Метеорологические данные показывают температуру воздуха в градусах Цельсия и количество выпавших осадков в миллиметрах в виде изогиет.

Анализ метеорологической информации позволил установить, что погодные условия южных областей Украины (Крымская, Херсонская, Запорожская, Донецкая, Днепропетровская и Николаевская области) были близки к средним многолетним и характеризовались сменой периодов потепления и похолодания с периодичным выпадением осадков в виде дождя и снега.

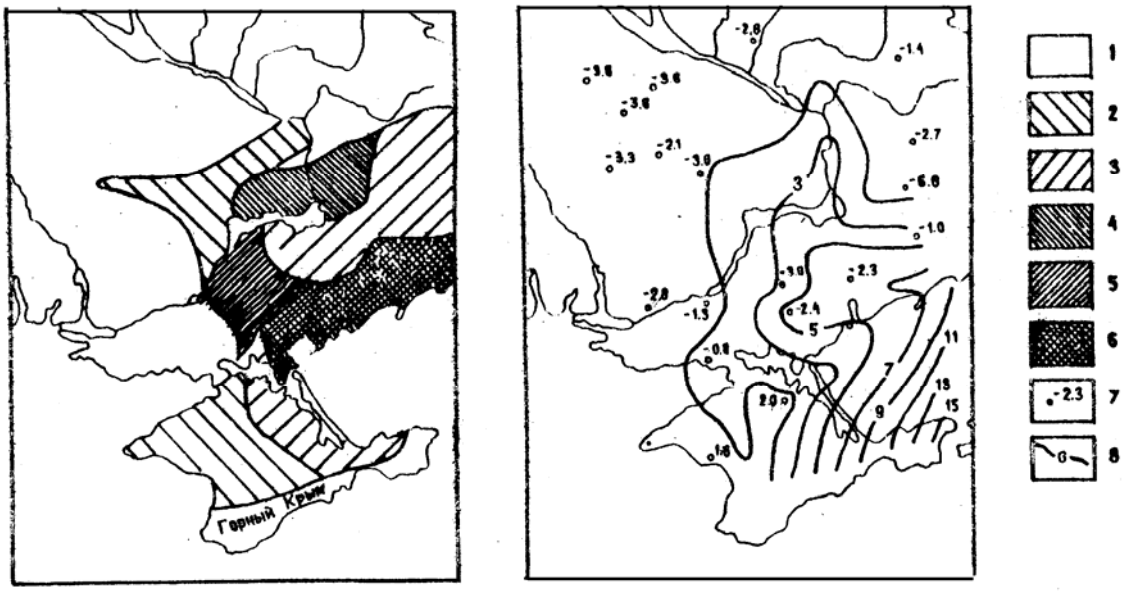
Радиоизображение, полученное 5 декабря 1983 года, характеризуется высокой пространственной однородностью интенсивности изображения (в пределах анализируемой территории на фиксированных углах облучения θ контрасты изображения не превышают 1,5 дБ), в связи с чем данный контраст принят за тестовое. Однородность этого изображения обусловлена идентичностью характеристик зондируемой поверхности, которые вносят основной вклад в отраженный сигнал (параметры шероховатости, физико-химические свойства и др.). В то же время такая однородность свидетельствует о практически одинаковой влажности почв на исследуемой территории, что обусловлено близкими погодными условиями.

По данным, полученным с метеостанций, в начале декабря на территорию Украины происходило вторжение арктического воздуха. На Правобережьи Днепра 1-2 декабря сформировался антициклон, который определил холодную погоду и слабый снег в центральных и южных областях Украины. Этот период был самым холодным за месяц. Отрицательные температуры воздуха (от $-3^0$ до $-9^0$С) привели к быстрому промерзанию почвы на глубины до 15 см. и сгладили пространственные вариации влажности (которая для мерзлых суглинистых почв при температуре от –

$10^0$ до $0^0$С может изменяться в пределах 4-10% [261]) поверхностного слоя исследуемых территорий.

Радиоизображение, полученное в ночь с 8 декабря 1983 года, отличается наиболее высокими пространственными неоднородностями яркости. Снимок разделяется на ряд участков с резкими границами радиолокационных контрастов, определяемых выражением (6.5).

Результаты обработки этого снимка представлены на рис. 6.4а. Максимальные контрасты, достигающие 8,5 дБ по сравнению с соответствующими районами тестового изображения, обнаружены в южной части Запорожской области. Как видно из рис. 6.4а в северном и западном направлениях от зоны максимальных контрастов интенсивность отраженных сигналов постепенно уменьшается, и в Донецкой, Днепропетровской, Николаевской областях контрасты приближаются к нулевым значениям.

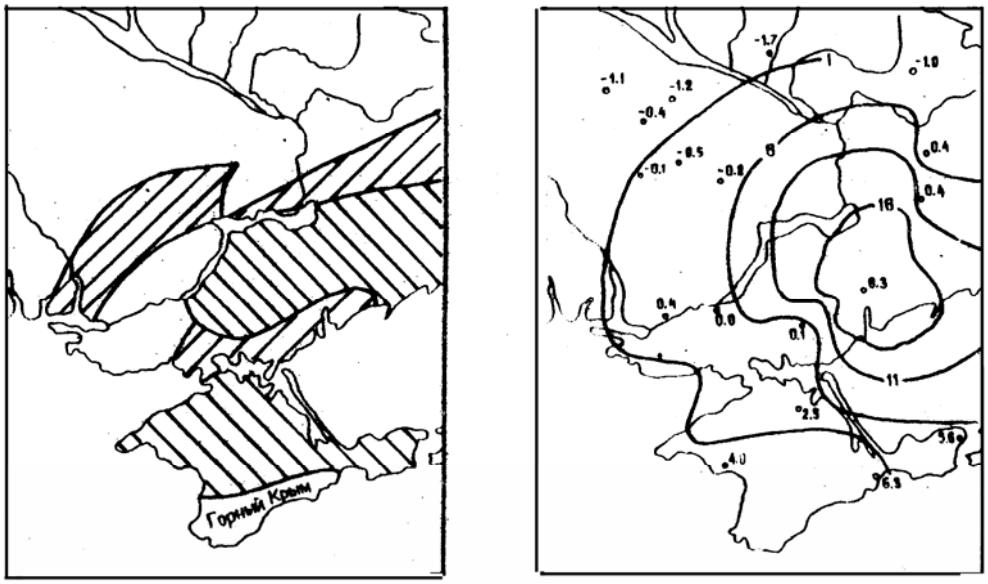



а) б)

Рис. 6.4. Результаты обработки радиоизображений территории юга Украины (а) и анализ метеорологической информации (б) на 7.12.83. Контрасты изображений: 1-0-1.5 дБ, 2- 1.5-3 дБ, 3- 3.0-4.5 дБ, 4 – 4.5-6 дБ, 5- 6- 7.5 дБ, 6- 7.5- 9 дБ; 7- точки наблюдения и температуры воздуха, 8- изогиеты.

Концентрическое расположение зон с уменьшающимися контрастами хорошо коррелирует с количеством осадков, выпавших на исследуемую территорию (см. рис. 6.4б) к моменту проведения радиолокационной съемки.

Выпадение осадков и характер их распределения обусловлены тем, что 5-6 декабря антициклон начал разрушаться под воздействием малоактивных фронтов, двигавшихся с запада и северо-запада. Осадки в виде дождя начали выпадать во второй половине 7 декабря. В этот период зарегистрировано резкое потепление: в течение 8 часов температура воздуха повысилась на 7-$10^0$С и на момент сеанса достигла +1 ÷ +$6^0$С. К этому времени количество осадков на Юге Запорожской области составило 5-7 мм. Совместный анализ радиолокационной и метеорологической информации показывает, что высокие контрасты на радиоизображениях связаны с резким повышением влажности поверхностного слоя почвы, поскольку осадки выпадали на мерзлую землю.




а) б)

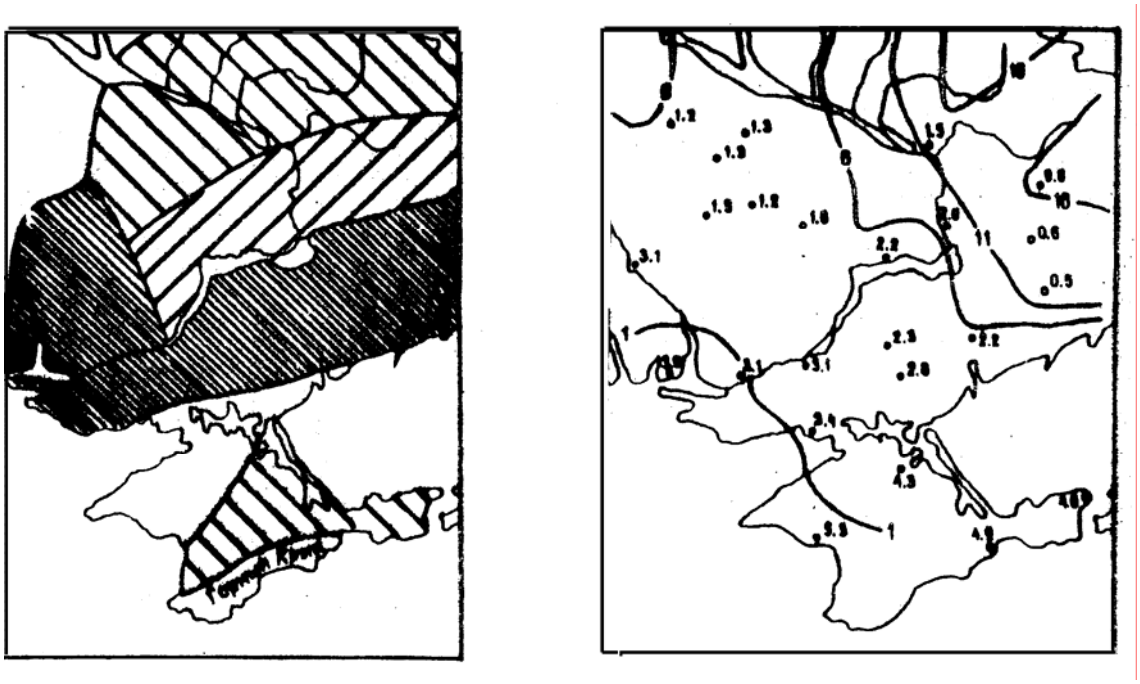
Рис. 6.5. Результаты обработки радиоизображений территории юга Украины(а) и анализ метеорологической информации (б) на 8.12.83.

Радиолокационный снимок, полученный 8 декабря (через 12 часов после получения изображения, результаты обработки которого представлены на рис. 6.5а), характеризуется меньшими радиолокационными контрастами и их мозаичным расположением. Результат обработки приведен на рис. 6.5а, а метеорологические данные по этому району – на рис. 6.5б

Обращает на себя внимание отсутствие пространственной корреляции между количеством осадков (на рис. 6.5б указано количество осадков выпавших в период между сеансами: общее количество осадков на момент радиолокационного зондирования можно получить суммированием с осадками, показанными на рис.6.5б) и значениями контрастов. Это объясняется постепенным оттаиванием почвы под влиянием положительной температуры воздуха и проникновением влаги в более глубокие слои, что привело к выравниванию влажности поверхностного слоя на исследуемой территории. Максимальные радиолокационные контрасты, достигающие 5 дБ, отмечены в районе Кривого Рога, где осадки в виде дождя выпадали на замерзший почвенный покров.

Результаты количественной обработки радиоизображения, полученного 28 декабря 1983 г. и данные метеорологических измерений представлены на рис 6.6. Радиолокационный снимок характеризуется массивной пространственно однородной зоной с контрастами, не превышающими 4,5 дБ. Участки максимальных контрастов расположены на северо-востоке Херсонской и юге Запорожской областей. Такой характер пространственного распределения радиолокационных контрастов хорошо согласуется с погодным режимом исследуемой территории. В течение последней недели декабря, которой предшествовала сухая погода, над южными районами Украины расположилась активная высотная фронтальная зона, определившая выпадение осадков в виде дождя. Среднесуточная температура воздуха составляла $+2^0$…$+5^0$С. Количество осадков, выпавшее на исследуемую территорию в продолжение 5 суток до сеанса колебалось в зависимости от района от 0 до 18 мм. Незначительное изменение

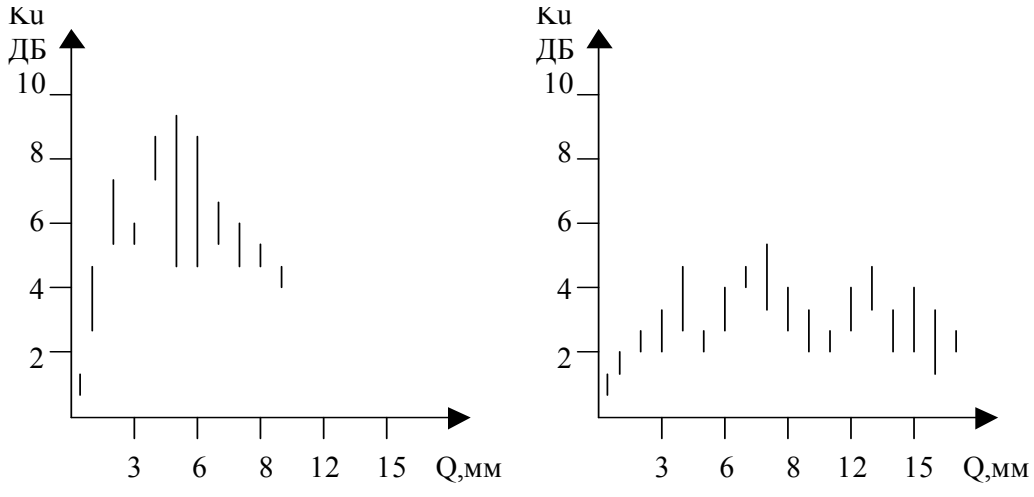
контраста от количества осадков объясняется, прежде всего, тем, что они выпали на теплую почву, а их интенсивность не превышала 0.5 мм/час, что исключало возможность концентрации влаги в поверхностном слое почвы.



а б

Рис. 6.6. Результаты обработки радиоизображений территории юга Украины (а) и анализ метеорологической информации (б) на 28.12.83.

Значения измеренных контрастов Ku в зависимости от количества выпавших осадков Q, полученные по радиолокационным изображениям, представлено на рис. 6.7.




а б

Рис. 6.7. Экспериментальные зависимости радиолокационного контраста от количества выпавших осадков (а - выпадение осадков на мерзлую почву, б - на оттаявшую почву).

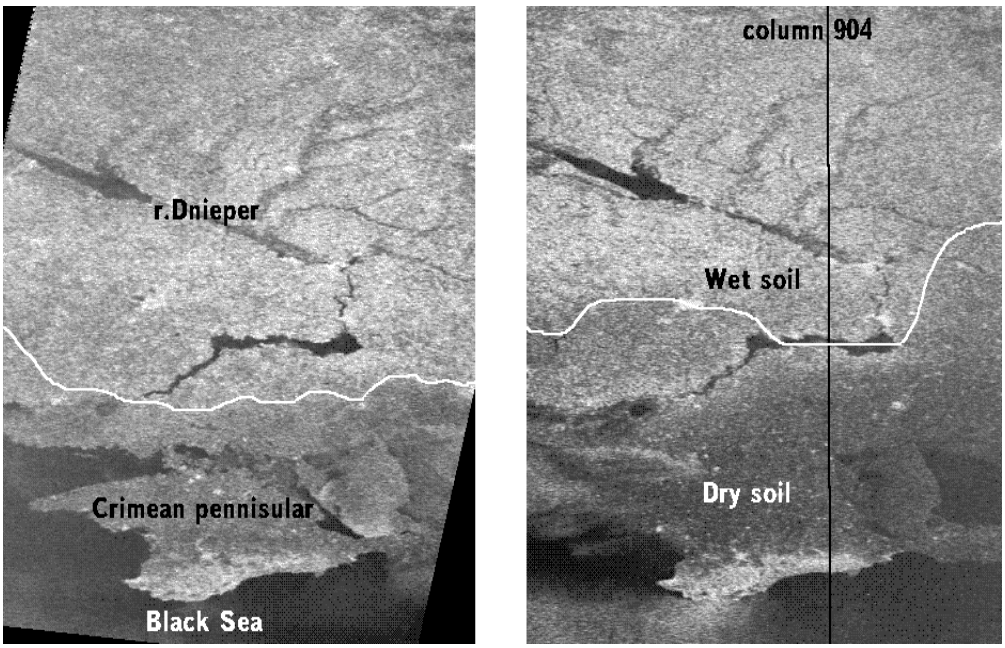
Одна группа экспериментальных точек (рис. 6.7а) соответствует условиям, когда осадки в виде дождя начали выпадать на промерзшую почву, другая группа точек (рис. 6.7б) характеризует изменения контраста при выпадении осадков на теплую почву.

Как видно из рисунка 6.7, выпадение дождя на мерзлую почву приводит к значительному увеличению контраста, который достигает 8.5 дБ при осадках 4-6 мм. В этом случае влажность почвы может приближаться к 100%, что соответствует максимальному контрасту относительно сухого грунта на рис. 6.1 (около 12 дБ для кривых 3, 4). При этом влажность мерзлой почвы составляет 3-6 % с учетом разброса значений Ku на рис.6.7. При дальнейшем увеличении количества осадков и под влиянием положительной температуры воздуха почва постепенно оттаивает, вода проникает в нижние слои и влажность поверхности почвы уменьшается, что приводит к снижению радиолокационных контрастов при Q> 6 мм. Когда промерзшая земля полностью оттаяла, моросящие осадки, интенсивность которых не превышала 1 мм/час, с учетом положительной температуры воздуха приводят к определенным условиям влаго - теплообмена, которые поддерживают влажность почвы на некотором стабильном уровне, что определяет практически неизменные контрасты в зависимости от количества выпавших осадков при Q> 8 мм.

Выпадение дождя на теплую почву обуславливает постепенный рост контраста, достигающего 3-4 дБ при количестве осадков Q≅ 4 мм. При дальнейшем увеличении количества осадков появляется неоднозначность, контраст не изменяется и остается в тех же пределах 3 дБ $\leq K_u \leq$ 4 дБ. Такие значения контрастов, как видно из рис. 6.1, соответствует увеличению влажности поверхностного слоя почвы до 20-40 %.

В весеннее время характерен повсеместный сход снежного покрова на всей территории Украины. При этом образовавшаяся влажная почва подвержена достаточно высоким динамическим суточным изменениям в результате ветровых воздействий и влиянию солнечной радиации. Просыхание верхнего слоя почвы в течении дня носит достаточно быстрый характер. Пример такой ситуации приведен на рис. 6.8. При сравнении изображений рис. 6.8а и рис. 6.8б, полученных 4.04.1996 г. в 5 ч. 50 мин. и 17 ч. 36 мин. соответственно, видно, как в течение дня южная граница зоны переувлажнения за счет высыхания почвы переместилась севернее на 60 км. от линии Новая Каховка - Мелитополь к линии Энергодар - Запорожье. На рис. 6.9 представлен строчный разрез (column 904) показывающий, что аномальные контрасты радиоизображения на рис. 6.8 а,б (виток ИСЗ “Січ-1”от 4.04.1996 г.) обусловлены, прежде всего, увеличением влажности поверхностного слоя почвы и максимальный контраст влажности почвы по отношению к сухой в данном случае составлял 6 дБ.

Таким образом, проведенные исследования показали возможность получения интегральных данных о пространственном распределении влажности поверхностного слоя почв на обширных территориях с использованием космического РБО. Экспериментальные данные, полученные для двух случаев агрометеорологических условий (выпадение осадков на мерзлую и теплую почву), имеют принципиально различный характер, что дает возможность контролировать эти условия при регулярном наблюдении заданного региона.




а) б)

Рис. 6.8. Изображение динамики аномальных зон на изображениях ИСЗ типа «Космос-1500» обусловленных проявлением поверхностной влажности почв; (а-радиолокационное изображение от 1.04.96 г., б - от 4.04.96 г., сплошной линией показана граница раздела сухой (внизу) и влажной почвы).

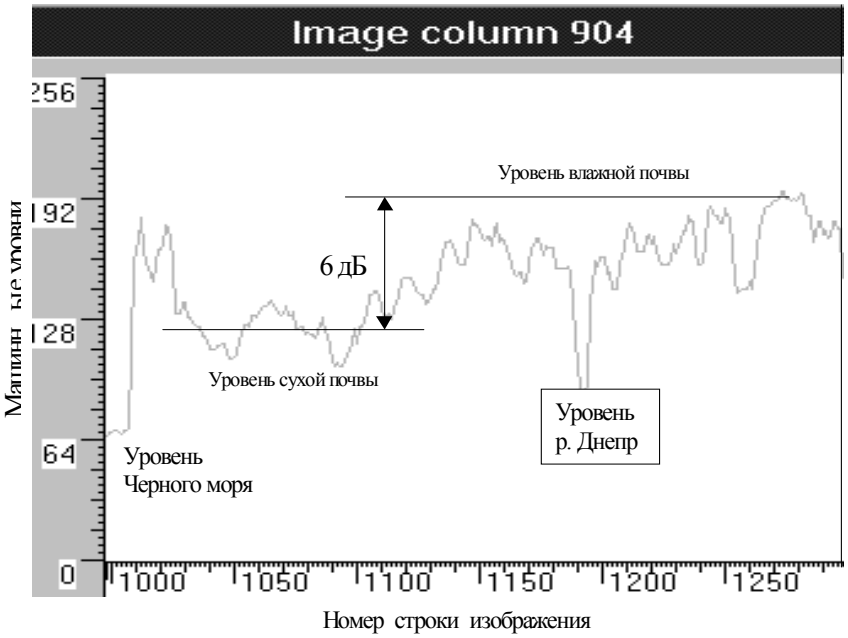



Рис. 6.9. Относительный контраст сухая - влажная почва; (строчный разрез вдоль столбца 904 изображения рис.6.8 б).

**Мониторинг снежного покрова**

Для снежного покрова характерна высокая пространственная изменчивость физических свойств, обусловленная макро-, мезо- и микромасштабными процессами в атмосфере, рельефом, растительным покровом и т.п. В пределах одного климатического района аккумуляция снега происходит определенным, характерным для данных ландшафтных условий, образом. При этом растительный покров, определяющий в основном пространственную изменчивость снежного покрова, оказывается под воздействием этой изменчивости. Хорошо известно влияние разных типов лесов на аккумуляцию снега.

Толщина снежного покрова является одной из основных характеристик, поскольку существует связь между толщиной снега и его свойствами, в частности, с тепловым режимом и, как следствие, с его способностью изолировать поверхность Земли от внешних воздействий. Хотя температурные градиенты и обусловленный ими метаморфизм снежного покрова ярче выражены при небольшой глубине снега, снежный покров одинаковой толщины, находящийся на разных стадиях метаморфизма, может иметь различный температурный режим при сходных погодных условиях.

Снег может обладать разными физическими свойствами в зависимости от формы кристаллов. По мере уплотнения снежного покрова изменяется его толщина и теплопроводность, то есть необходимо учитывать его свойства за весь период существования. При этом особенно важны периоды в начале формирования снежного покрова, во время снеготаяния, и, особенно, - в период с резкими температурными перепадами.

Основной вклад в величину удельной ЭПР заснеженной земной поверхности могут давать следующие механизмы рассеяния: рассеяние на шероховатой границе раздела “воздух - снег”, рассеяние на объемных (внутренних) неоднородностях снега, рассеяние на шероховатой границе раздела “снег - почва” [130]. В зависимости от толщины и структуры снежного покрова, температуры и влажности почвы и снега, непосредственного воздействия солнечной радиации и других факторов, относительный вклад перечисленных механизмов рассеяния может быть различным. Одним из основных параметров, определяющим характер рассеяния радиоволн снежным покровом, является глубина проникновения радиоволн (толщина скин-слоя) $l_э$ (1.119).

В СВЧ диапазоне для сухого снега при отрицательных температурах, как следует из [137], действительная часть $\varepsilon'$ практически не зависит от температуры и частоты, и является функцией плотности снега $\rho_c$, изменяясь от $\varepsilon' \cong 1{,}2$ при $\rho_c \cong 0{,}1$ г/см$^3$ до $\varepsilon' \cong 2{,}8$ при $\rho_c \cong 0{,}8$ г/см$^3$. Плотность $\rho_c$, в свою очередь, определяется условиями выпадения снега (скорость ветра, температура и т. д.) и изменениями гидрометеоусловий в течение всего периода с момента образования снежного покрова до момента наблюдений. Затухание радиоволн при их распространении в снеге (в отсутствии свободной влаги) определяется тангенсом угла потерь $tg\delta = \varepsilon''/\varepsilon'$, величина которого на частоте ≅10 ГГц изменяется от $\cong 5\cdot 10^{-4}$ до $\cong 2\cdot 10^{-4}$ при изменении температуры T от -5°C до -30°C. Таким образом, для сухого снега толщина скин-слоя может достигать величины нескольких метров. В предположении, что объемные неоднородности снежной массы (элементарные рассеиватели) распределены равномерно по глубине, величина УЭПР, связанная непосредственно с объемным рассеянием, прямо пропорциональна толщине снежного покрова (сухого и однородного по глубине). Рассеянием на границе “воздух-снег” можно пренебречь, по крайней мере, по двум причинам. Во-первых,

из-за малого “контраста” (скачка ε′) на границе “воздух-снег” и, во-вторых, из-за сравнительной “гладкости” поверхности снега в сантиметровом диапазоне радиоволн. Что же касается рассеяния на границе “снег-почва”, то вклад этого механизма при отрицательных температурах также является значительно ослабленным из-за близости значений ε снега и промерзшей почвы.

По мере повышения температуры и увеличения влажности $m_v$ снега (появления свободной воды) поглощение в снеге значительно возрастает (при $\rho_c \cong 0{,}25$ г/см$^3$ и $m_v \cong 2\%$ на частоте 10 ГГц ε″ увеличивается на 3 порядка и достигает значения ≅0,1). При этом $l_э$ уменьшается до нескольких сантиметров, так что рассеяние радиоволн поверхностью почвы полностью экранируется даже достаточно тонким снежным покровом.

При переходе от отрицательных температур к положительным, а тем более во время интенсивного таяния, наблюдается снижение уровня рассеянного сигнала из-за появления больших площадей влажного снега с практически гладкой поверхностью, а тем более участков воды. Зависимость $\sigma^0$ от толщины снежного покрова при этом полностью нивелируется, так как из-за малой величины δ весь процесс рассеяния происходит в тонком приповерхностном слое толщиной не более 1 см (для λ=3 см).

Рассмотрим особенности интерпретации радиолокационных изображений поверхности со снежным покровом на примере информации о состоянии территории восточной части Украины, полученной РБО ИСЗ «Океан». На рис. 6.10 представлены радиолокационные изображения указанного региона, полученные в ноябре - декабре 1988 г. Данные о состоянии снежного покрова полученные с помощью сети гидрометеорологических пунктов, приведены в таблице 6.1. Рассматриваемая территория востока Украины характеризуется равнинным рельефом с практически полностью отсутствующими большими лесными массивами и естественной степной растительностью. Вся эта территория 31.10.1988 г. (рис. 6.10а) свободна от снежного покрова.

Таблица 6.1

Температура почвы и толщина снежного покрова (ноябрь- декабрь 1988г.)

| Метеостанция | Температура (числитель) и толщина снега в см (знаменатель) | | | |
|---|---|---|---|---|
| | в дни | | | |
| | 31.10.1988 | 16.11.1988 | 9.12.1988 | 26.12.1988 |
| Кировоград | -10/0 | 0/1 | 2/0 | -6/0.5 |
| Херсон | -2/0 | 4/0 | -2/0 | -4/0 |
| Полтава | -7/0 | 0/3 | -2/2 | -13/9 |
| Сумы | -5/0 | 0/2 | -3/10 | -12/17 |
| Луганск | -6/0 | 0/1 | 0/0 | -1/4 |
| Запорожье | -6/0 | 2/0 | -1/0 | -10/2 |
| Донецк | - | - | 0/0 | -7/1 |
| Днепропетровск | -6/0 | 3/0 | -1/1 | -11/9 |

Радиолокационное изображение в этой части достаточно однородно, так как устоявшаяся морозная погода привела к промерзанию верхнего слоя почвы, в результате чего не происходит изменение УЭПР из-за влияния влажности. Граница снежного покрова наблюдается в лесах западнее городов Брянск и Калуга, при этом положительный контраст R(дБ)= $\sigma_c^0$-$\sigma_п^0$ составляет величину порядка 2...4 дБ, что соответствует результатам и данным по УЭПР сухой почвы [94] позволяет

утверждать, что разница удельных ЭПР снега и почвы положительна, слабо зависит от угла скольжения ψ (или угла падения) и не превышает в диапазоне углов 20…70$^0$ величины Rmax≈ 5 дБ, что видно из верхней кривой на рис. 6.11.

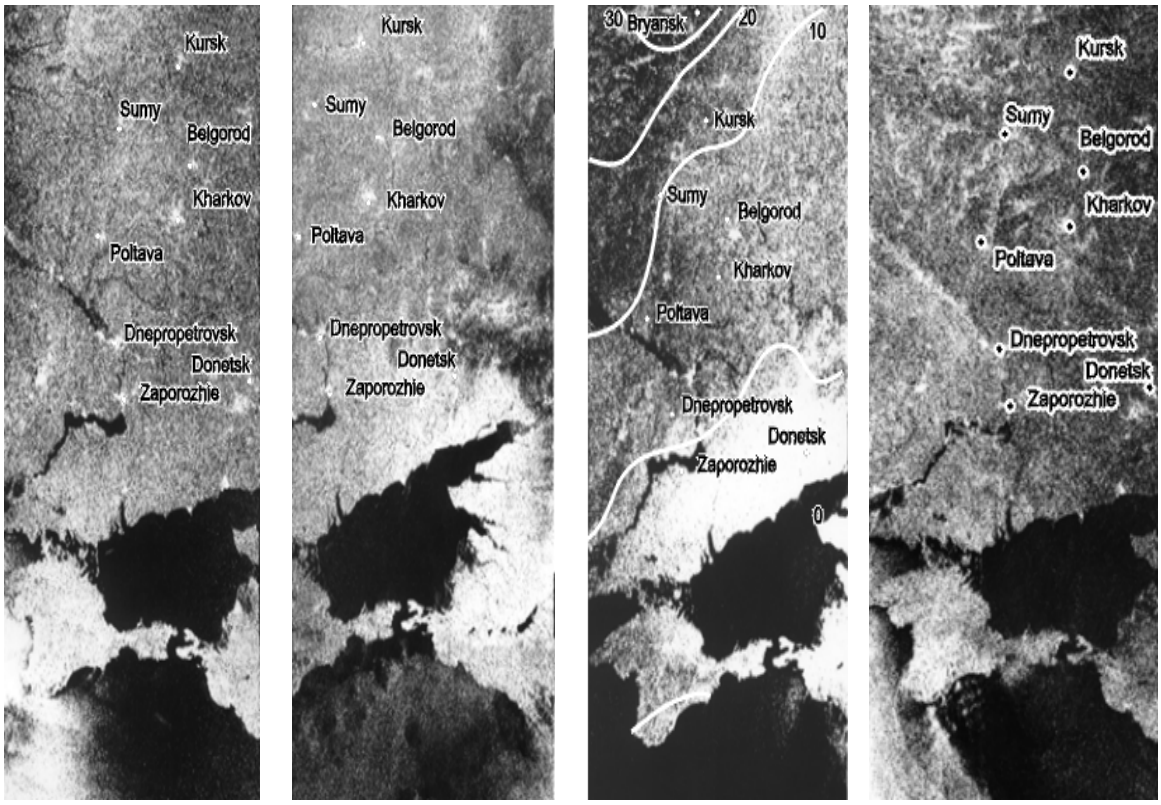



Рис. 6.10. Радиолокационные изображения ИСЗ «Океан»; а- 31.10.1988г; б- 16.11.1988 г.; в- 9.12.1988 г.; г- 26.12.1988 г.

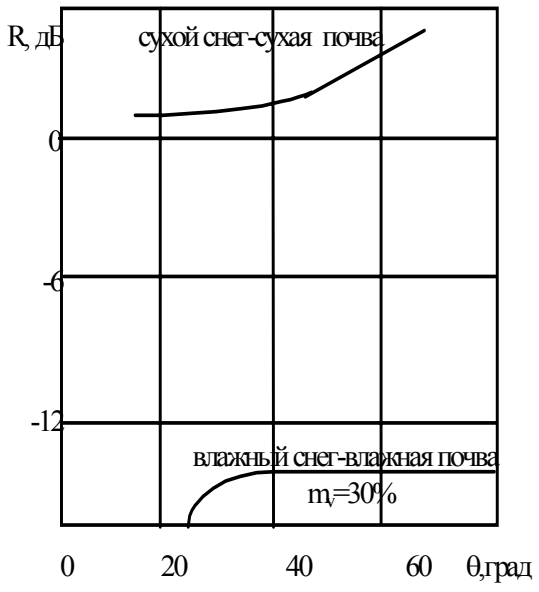



Рис. 6.11. Угловая зависимость отражения от сухого и мокрого снега.

В то же время контраст УЭПР влажного снега относительно почвы с объемным влагосодержанием около 30% отрицательный и достигает 14 дБ в диапазоне углов скольжения $\psi > 30^0$ (нижняя кривая).

Данные, приведенные на рис. 6.11, позволяют объяснить приведенные радиолокационные изображения. На радиолокационном изображении 16.11.1988 г. граница снежного покрова находится севернее линии Днепропетровск - Луганск (рис. 6.10а). Наблюдавшаяся оттепель привела к тому, что очень тонкий слой снега с толщиной не более 1…3 см является влажным. В результате сигнал от влажной почвы юга Украины более чем на 5 дБ превышает уровень сигнала от снежного покрова, что согласуется с приведенными выше значениями достижимого контраста.

Радиолокационное изображение 9.12.1988 г. характеризует типичную для востока Украины ситуацию.

Начавшаяся 5-6 декабря оттепель на востоке Украины привела к тому, что снежный покров толщиной менее 10 см сошел полностью южнее линии Запорожье - Донецк (граница снежного покрова показана на рис. 6.10в). Влажный снег, обусловленный нулевыми температурами на почве, с толщиной покрова около 1…3 см лежит на большой территории, северная граница которой проходит по линии Курск - Сумы (показана на рис. 6.10в). Севернее этой границы толщина снежного покрова превышает 10 см. Меньшая интенсивность отраженного сигнала в третьей области по сравнению со второй может объясняться отсутствием вклада в суммарный сигнал отражения от почвы из-за большого ослабления во влажном снеге. Во второй области из-за малой толщины снежного покрова этот вклад оказывается заметным.

Иная картина наблюдается 26.12.1988 г. (рис. 6.10г). На всей рассматриваемой территории (кроме юга Крыма) установилась морозная погода, лежит снежный покров толщиной до 20 см. Граница глубокого снега лежит западнее и северо-западнее линии Полтава - Курск, что обусловлено увеличением интенсивности отражений в этой области. Хорошо просматривается пространственная неоднородность снежного покрова, области с большей толщиной выделяются как более яркие.

На рис. 6.12а приведено радиолокационное изображение ИСЗ “Сич-1”, отображающее характерную ситуацию на востоке Украины в феврале 1996 года (данные гидрометеоцентра о влагосодержании в снеге приведены на рис. 6.12в). Работы по космическому радиолокационному мониторингу выполнялись в рамках государственной программы предупреждения опасных последствий весеннего снеготаяния «Повинь-96».

Начавшаяся оттепель привела к таянию снега на юге Украины. На изображении четко просматривается граница распространения снежного покрова. Южнее ее наблюдается положительный контраст, связанный с рассеянием от влажной шероховатой поверхности почвогрунтов. Севернее - изображение имеет малую интенсивность, что вызвано ослаблением отраженного сигнала в слое мокрого снега с влагосодержанием более 60 см. Зона такого снега распространяется до линии городов Луцк - Киев - Кременчуг.

В северной части Украины погодные условия другие. Здесь температура воздуха не превышает $0^0$С и влагосодержание снежного покрова не более 40 см. Определяющим механизмом рассеяния в этой зоне является объемное рассеяние в снеге. В результате, интенсивность в этой части изображения выше, чем в зоне со снегом, содержащим большое количество влаги.

Обработка этих данных позволила получить тематическую карту распространения границы снежного покрова и его областей с различным содержанием влаги. Карта представлена на рис. 6.12б. Полученные результаты достаточно хорошо коррелируют с данными сети наземных метеостанций и существенно дополняют их. В частности, принимая во внимание относительно редкую сеть наземных станций, они позволяют более точно определять границы снежного покрова и зон различного влагосодержания в снеге. Подобная информация представляет значительный интерес при разработке прогнозов таяния снега и интенсивности ожидаемого паводка.

РЛ информация РБО ИСЗ “Сич-1”, полученная в зимний период года, использовалась и для прогнозирования зон подтоплений в период весеннего паводка. Так на рис. 6.13 (РЛИ от 24.02.96) светлым тоном выделяются замерзшие поймы рек бассейна Днепра и бассейна реки Северский Донец. Вместе с тем на РЛИ от 04.04.96 г. в период весеннего паводка поймы этих же рек выделяются темным тоном. При этом пространственные размеры замерзших пойм и подтопленных участков в весенний период практически совпадают.

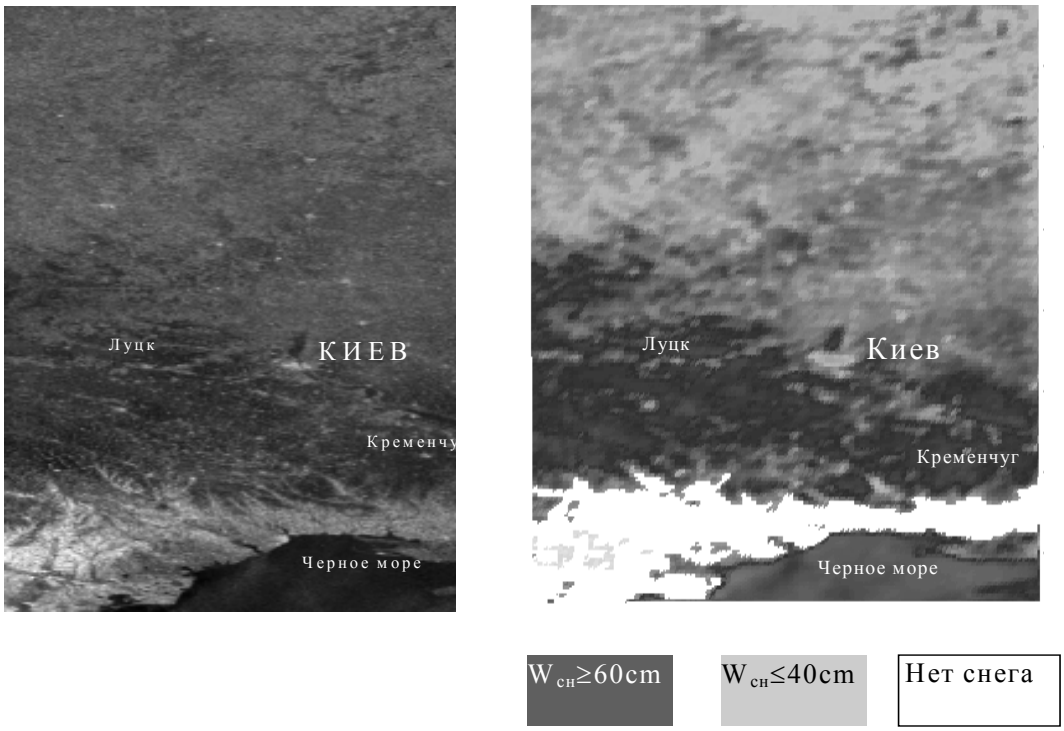
Методики обработки информации космических РБО для оценки пространственных характеристик разливов крупных водоемов с использованием элементов кластерного анализа рассмотрены в [116] и апробированы при экспериментах, выполненных РБО ИСЗ “Космос-1500” во время паводка на реке Амур в 1984 г [171]. Пример использования указанной методики для выделения зон подтоплений в центральной части Украины представлен на рис. 6.14.

На рис. 6.14 приведено РЛИ, полученное РБО ИСЗ “Сич-1” 21.03.96 г., а - изображение, полученное в весенний период, б - изображение, полученное в летний период, в - интерпретация изображения а. На летнем изображении визуально не идентифицируются поймы рек Ворскла и Северский Донец, которые явно просматриваются на изображении, полученном в весенний период.

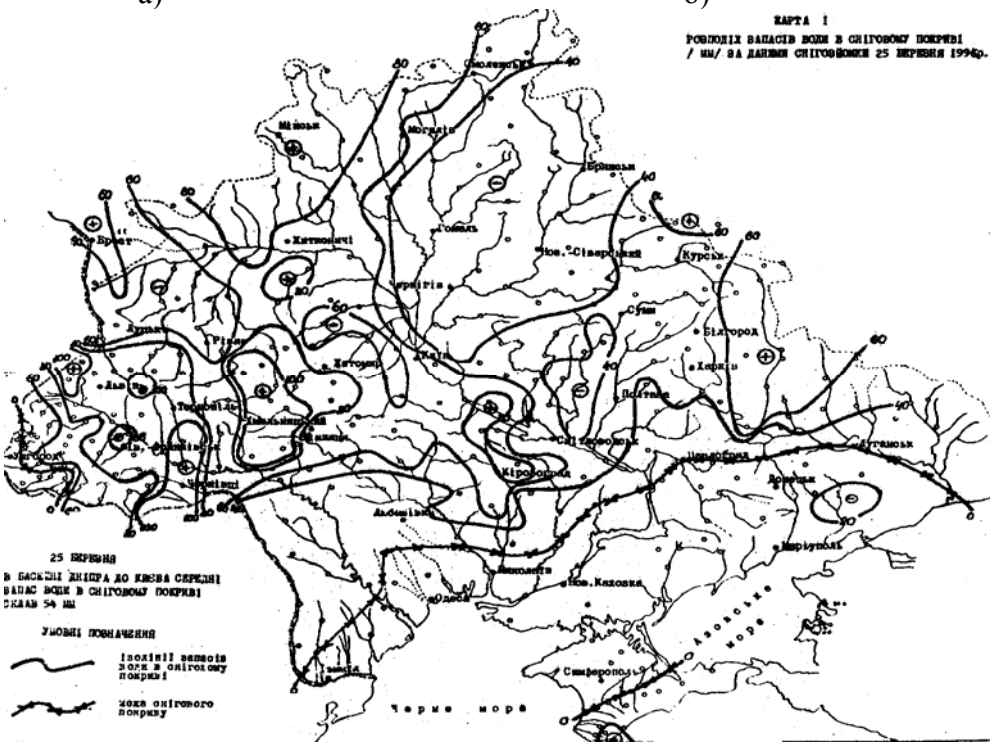
Анализ радиолокационных изображений территории Украины полученных РБО ИСЗ “Сич-1” в зимне-весенний период 1996 года изображений показывает, что по данным радиолокационной съемки из космоса возможно наблюдение динамики развития снежного покрова и определение границ снеготаяния, а в комплексе с наземными измерениями возможно создать оперативную службу прогнозирования критических ситуаций, связанных со снеготаянием, разливом рек, подтоплением берегов и т.п.

Проведенные исследования показали возможность получения интегральных данных о пространственном распределении влажности поверхностного слоя почв на обширных территориях с использованием космических РБО. Экспериментальные данные, полученные для двух случаев агрометеорологических условий (выпадение осадков на мерзлую и теплую почву), имеют принципиально различный характер, что дает возможность контролировать эти условия при регулярном наблюдении заданного региона.

Анализ радиолокационных изображений показывает, что по радиофизическим данным возможно наблюдение динамики развития снежного покрова и снеготаяния, а пространственное распределение УЭПР на территориях, где снег сошел, может быть использовано для оценки влажности почвы, т.е. весенней стартовой влаги.

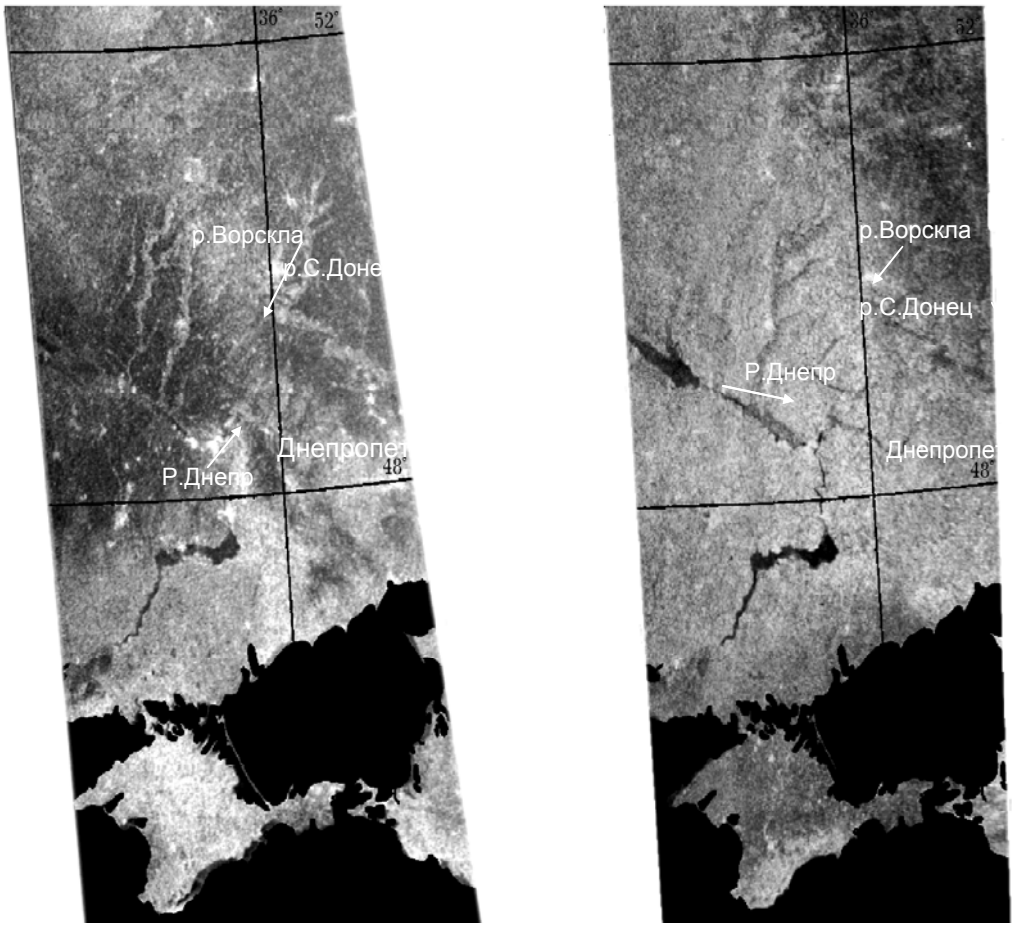



а) б)



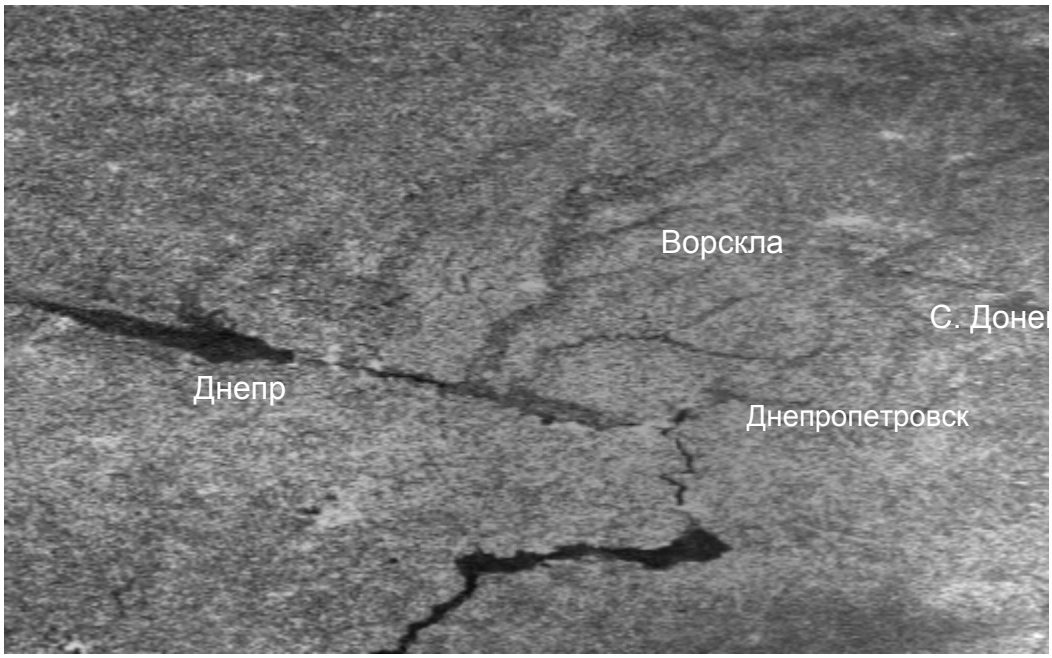

в)

Рис. 6.12. Изображение ИСЗ «Сич-1» от 25.03.96 г.; -а) тематическая карта распределения снежного покрова на территории Украины по данным ИСЗ «Сич-1» -б); данные гидрометеоцентра о влагосодержании в снеге - в).

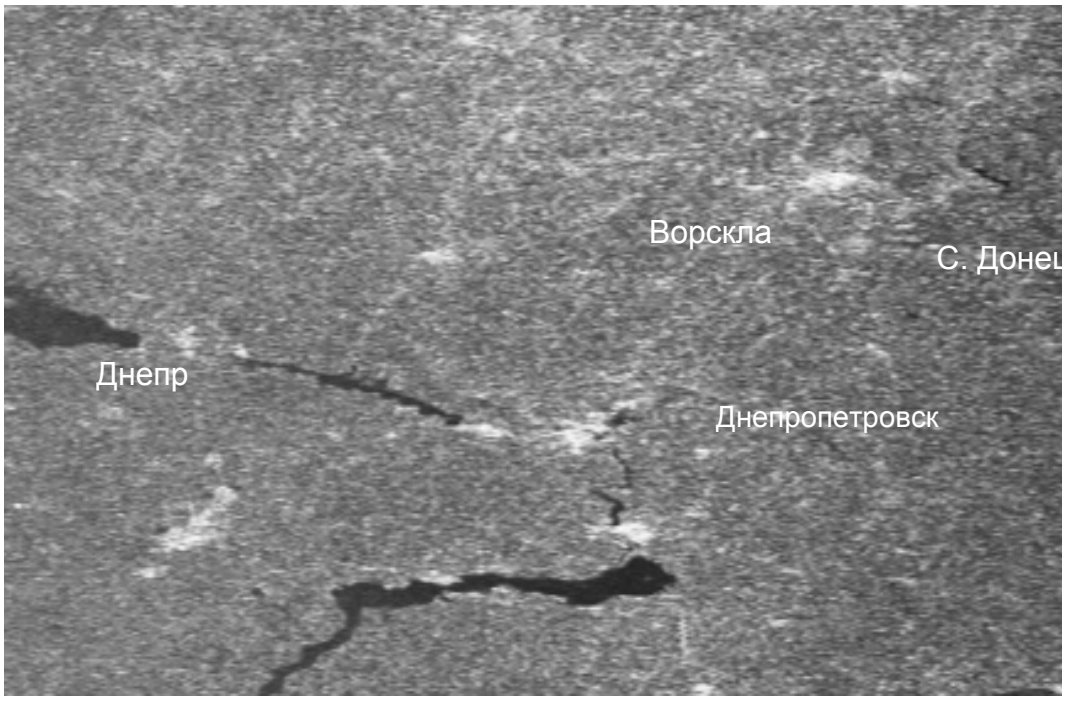



24.02.96г. 04.04.96г.

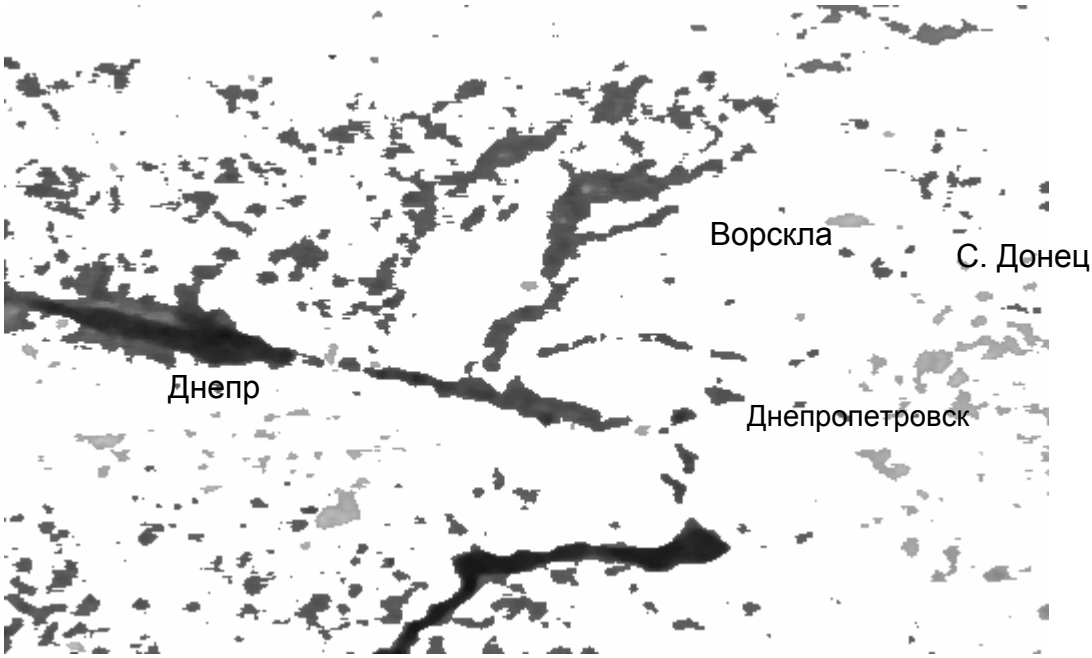
Рис.6.13. Радиолокационные изображения бассейна р. Северский Донец в зимне-весенний период 1996 г.


Ворскла
С. Донец
Днепр
Днепропетровск

а)


Ворскла
С. Донец
Днепр
Днепропетровск

б)




в)

Рис. 6.14. Зоны подтоплений в бассейне р. Днепр весной 1996 г. а - радиолокационное изображение, полученное в весенний период, б - изображение, полученное в летний период, в - интерпретация изображения а.

## §6.2 Изучение проявлений геологических структур и месторождений полезных ископаемых при помощи многочастотного радиолокационного дистанционного зондирования

Поиск новых месторождений полезных ископаемых, который является чрезвычайно важной задачей из-за быстрого истощения разведанных залежей, все больше перемешается в самые удаленные и труднодоступные места планеты. Разведка ведется в пустынях, зонах вечной мерзлоты, на морском шельфе. Эффективность этих поисков напрямую зависит от применения методов аэрокосмического зондирования.

Действительно, на настоящее время накоплен значительный практический опыт использования многозональных оптических снимков и данных съемок в ИК-диапазоне для проведения поиска проявлений месторождений полезных ископаемых [1]. Эти данные широко используются на практике, требования к параметрам оптических и ИК систем (спектральные диапазоны, чувствительность и т.п.), предназначенных для этих работ, хорошо известны и апробированы. В качестве индикаторов проявлений залежей полезных ископаемых при этом используются аномалии в почве над ними различных элементов (метана, цветных металлов и т.п.). Эти аномалии, взаимодействуя с корневой системой растений, нарушают, как токсиканты, стандартные процессы фотосинтеза в растениях, что приводит к изменениям в их спектральных характеристиках. Эти изменения и используются как поисковые критерии на указанные полезные ископаемые при использовании данных аэрокосмических спектрометрических съёмок в видимом диапазоне.

Радиолокационные же системы дистанционного зондирования начали применяться для поиска полезных ископаемых не так давно. Поэтому многим практическим специалистам не известно, что многие радиолокационные системы, чьи параметры выбирались исходя из традиционных для военной радиолокации подходов (максимально возможная разрешающая способность и возможность обнаруживать малоразмерные, но с достаточно большим обратным рассеиванием, цели на максимальных дальностях), малопригодны для эффективного поиска проявлений, связанных с месторождениями полезных ископаемых. Как показали многолетние эксперименты, проводившиеся при помощи многочастотного комплекса МАРС, многие информативные признаки месторождений малоконтрастны и достаточно протяженны, особенно на морской поверхности, где, например, признаками месторождений углеводородов на шельфе являются очень тонкие пленки поверхностно-активных веществ ПАВ, которые проникают из зон месторождений в морскую воду и специфическим образом модифицируют поверхностное волнение. Также весьма вероятно насыщение участков приповерхностного слоя воды мелкими пузырьками газов, проникающих по трещинам в породе из зон месторождений, эти участки также модифицируют высокочастотную часть спектра поверхностного морского волнения и измеряемую интенсивность ИК-излучения морской поверхности. Все это говорит о том, что пространственное разрешение радиолокационных систем, предназначенных для поиска полезных ископаемых, должно быть ограничено на уровне 5–10 м, но зато контрастно-фоновая чувствительность (т.е. способность надежно идентифицировать слабые вариации интенсивности обратного рассеяния) должна быть максимальной - не менее 0,5 – 0,7 дБ. При этом необходимо учитывать, что стремление получить максимальное пространственное разрешение системы, как правило, приводит к ограничению её контрастно-фоновой чувствительности. Большинство же

разработчиков радиолокационных систем, которые традиционно занимались созданием военных систем, даже не принимает в расчет параметр реальной контрастно-фоновой чувствительности.

Кроме того, характер и интенсивность проявления подводных месторождений в поле поверхностного морского волнения сильно зависит от интенсивности высокочастотных спектральных составляющих этого волнения (в конечном счете от приводного ветра). Поэтому, как показали наши исследования, необходимо использовать не менее двух частот зондирования морской поверхности – оптимально сантиметрового и дециметрового диапазонов, что позволяет надежно наблюдать эти проявления в широком диапазоне приводного волнения, вызванного различными по скорости приводными ветрами.

При подповерхностном зондировании возникают не менее сложные эффекты, которые зачастую не учитываются техническими разработчиками радиолокационных систем. Радиоволны, проникшие в почву под поверхность и рассеянные в обратную сторону, несут информацию как о расположенных на глубине подповерхностных структурах, так и промежуточном слое и границе раздела (т.е. поверхности почвы). Чтобы разделить эти данные необходимо одновременно использовать радиоволны с существенно различной (отличающейся не менее чем на порядок) проникающей способностью, например метрового, дециметрового и сантиметрового диапазонов, а также оптические (различных диапазонов) и инфракрасные волны.

В настоящем разделе рассмотрен пример использования многочастотного авиационного радиолокационного комплекса МРЛК «МАРС» для обнаружения и идентификации проявлений геологических структур (прежде всего разломных структур) в условиях вечной мерзлоты. На рис. 6.15 приведены радиолокационные изображения района алмазоносных – золотоносных месторождений «Северный берег» в бассейне р.Золотица (Архангельская обл., Россия), полученные МРЛК «МАРС» в сантиметровом (а), дециметровом (б) и двухметровом (в) диапазонах радиоволн.

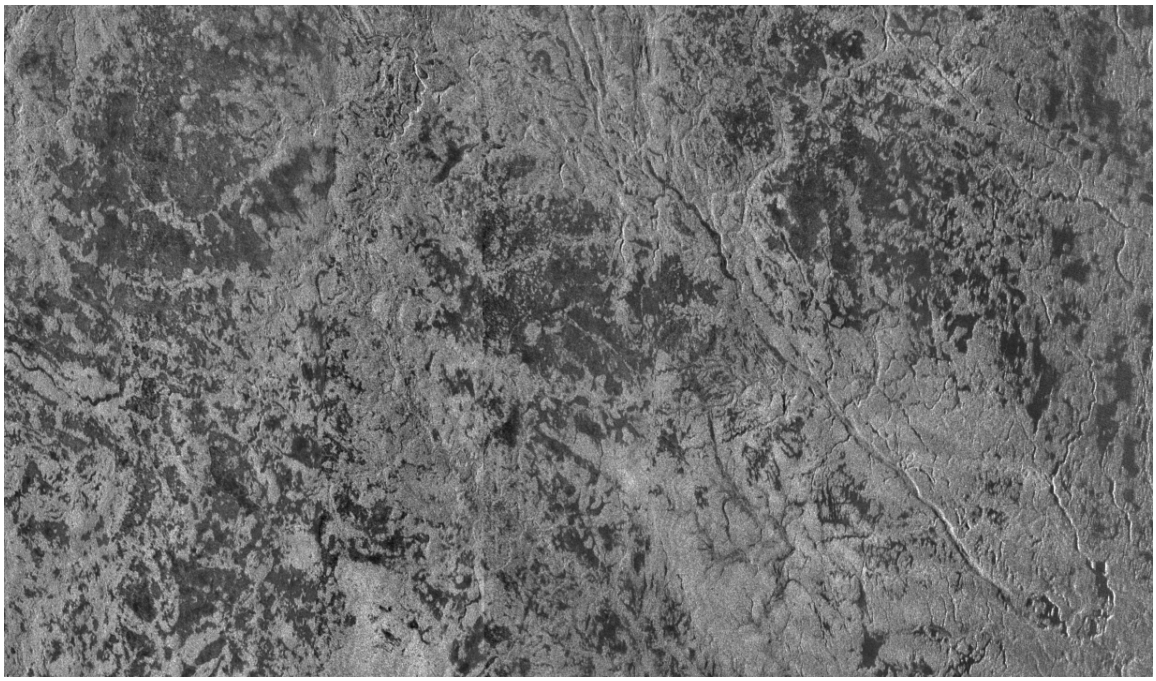


Рис. 6.15а. Радиолокационное изображение района алмазоносных – золотоносных месторождений «Северный берег» в бассейне р.Золотица (Архангельская обл., Россия), полученные МРЛК «МАРС» в диапазоне радиоволн.

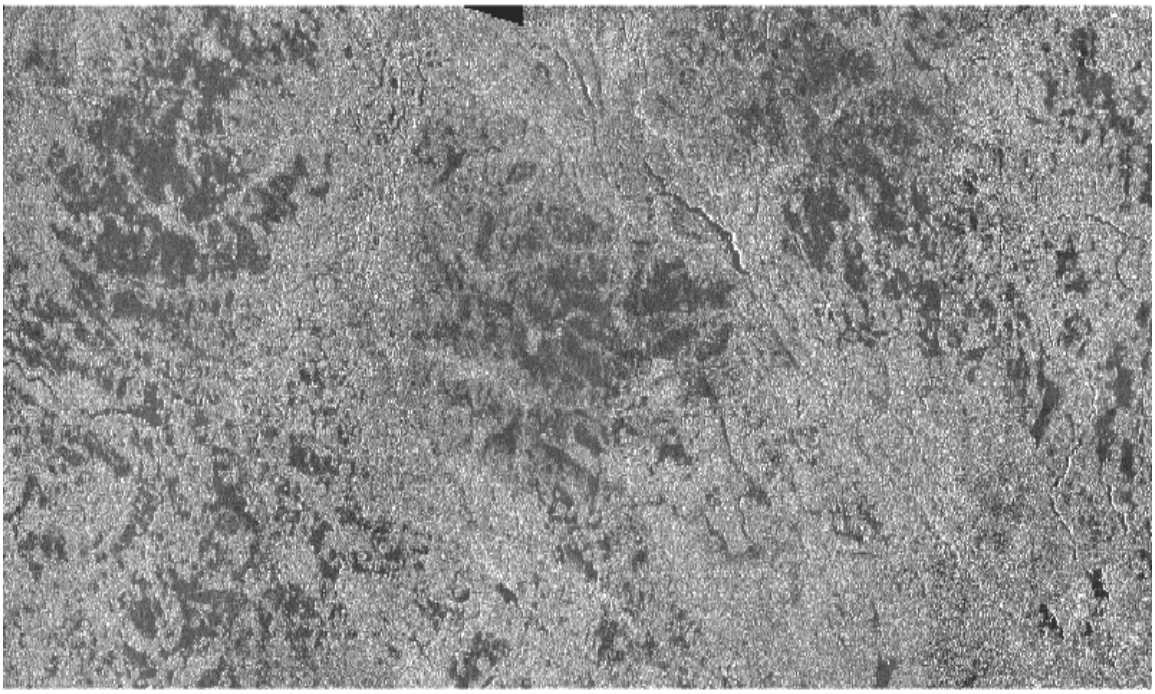


Рис. 6.15б. Радиолокационное изображение района алмазоносных – золотоносных месторождений «Северный берег» в бассейне р.Золотица (Архангельская обл., Россия), полученное МРЛК «МАРС» в дециметровом диапазоне радиоволн.

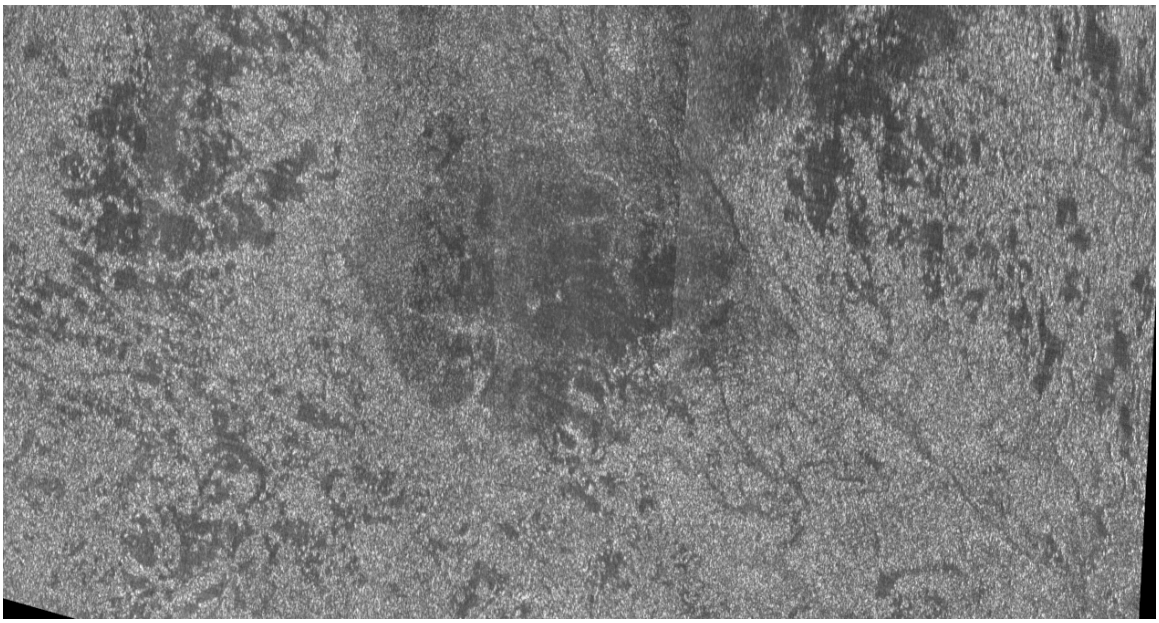


Рис. 6.15 в. Радиолокационное изображение района алмазоносных – золотоносных месторождений «Северный берег» в бассейне р.Золотица (Архангельская обл., Россия), полученное МРЛК «МАРС» в двухметровом диапазоне радиоволн.

На рисунке 6.16 представлена интерпретационная карта проявлений геологических структур района алмазоносных – золотоносных месторождений «Северный берег» в

бассейне р. Золотица (Архангельская обл., Россия), построенная специалистами - геологами Центра аэрокосмических исследований Земли ИГН НАН Украины по многочастотным радиолокационным изображениям, полученным МРЛК «МАРС».

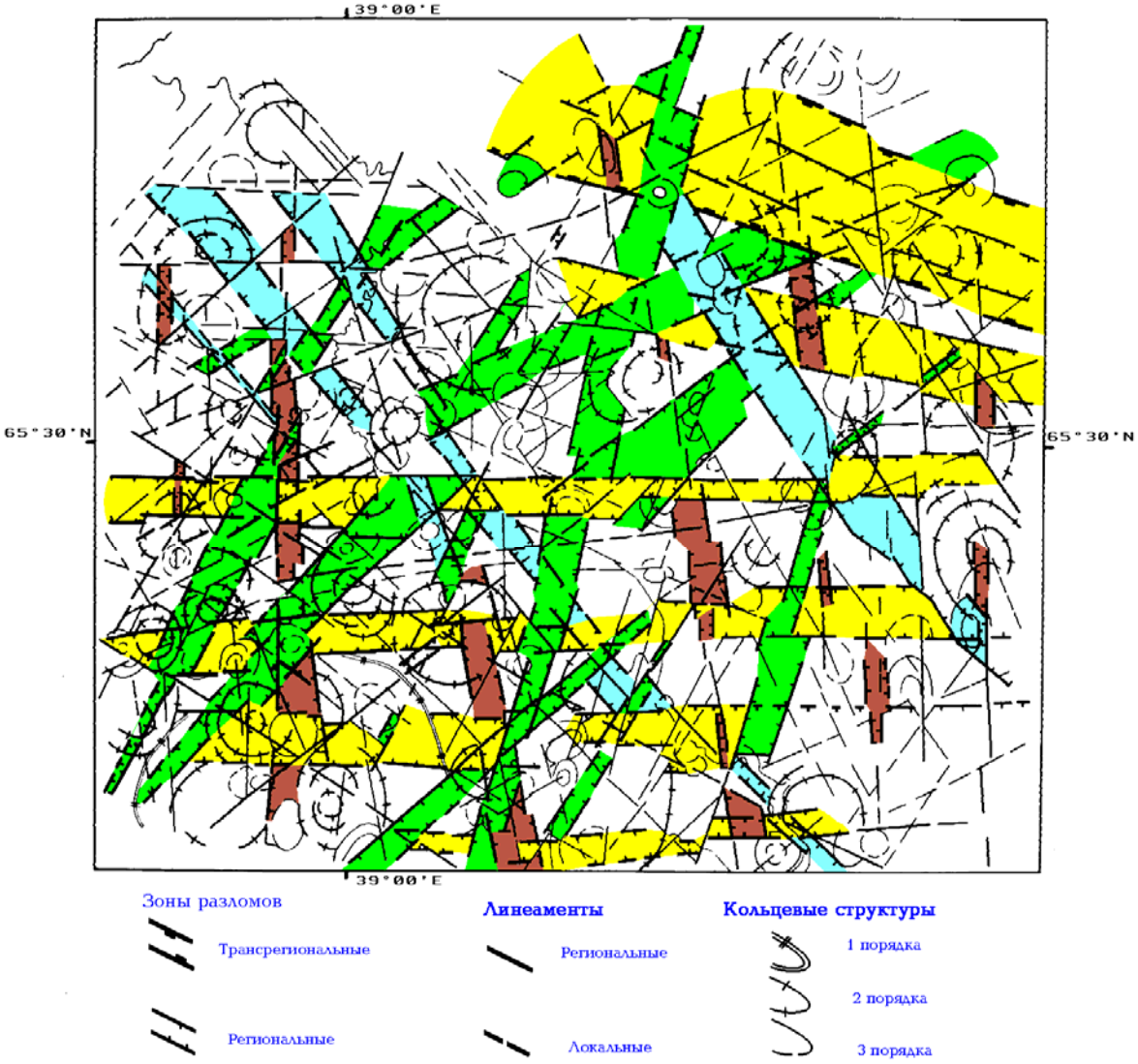



Рис.6.16. Схема геологической структуры района алмазоносных и золотоносных месторождений бассейна р. Золотица, построенная экспертами-геологами по многочастотной радиолокационной информации. На схеме отмечены основные элементы этой структуры - зоны различных разломов, линеаменты, кольцевые структуры различного порядка.

По заключению экспертов использование информации о геологической структуре, полученной на основе многочастотных радиолокационных данных, позволяет значительно уточнить положение предполагаемых месторождений и сузить границы наземных поисковых работ, определить стратегию разработки полезных ископаемых и оценить пути возможного проникновения загрязнений, вызванных разработкой месторождения. Использование многочастотной информации позволяет существенно сократить расходы на проведение предварительной геофизической и геохимической разведки.

## §6.3 Особенности обнаружения подповерхностных образований при многочастотном радиолокационном зондировании

Результаты теоретического анализа и моделирования процессов подповерхностного радиолокационного зондирования, представленные в первой главе, убедительно свидетельствуют о принципиальной возможности обнаружения радиолокационными средствами расположенных под поверхностью земли искусственных сооружений, геологических и гидрологических структур. При этом, наиболее перспективным является использование многочастотного и многополяризационного радиолокационного зондирования одновременно в метровом и более коротковолновых (например сантиметровом и дециметровом) диапазонах радиоволн. Наилучшие результаты достигаются в аридных и других засушливых районах благодаря более глубокому проникновению в почву радиоволн. Многочисленные эксперименты подтверждают эти выводы [124-127,140].

**Обнаружение подповерхностных объектов радиолокаторами бокового обзора сантиметрового, дециметрового и метрового диапазонов дин волн РБО-3, РСА-23 и РСА-180 авиационного комплекса ДЗЗ МРЛК «МАРС»**

Ниже приведены результаты специального эксперимента по обнаружению подповерхностного объекта при помощи одновременного зондирования радиолокаторами сантиметрового, дециметрового и метрового диапазонов длин волн РБО-3, РСА-23 и РСА-180 МРЛК “МАРС”. Подповерхностный объект (см. рис. 6.17-6.21) представлял собой систему небольших бетонных бункеров, соединенных между собой и с основанием антенны системой кабельных каналов.

После обнаружения подповерхностного объекта по радиолокационным изображениям было произведено фотографирование его наземных элементов.

Рис. 6.17а. Приведено радиолокационное изображение исследуемого района, полученное в СМ- диапазоне. Стрелкой 1 показано место расположения подземного объекта. На сантиметровом радиолокационном изображении хорошо наблюдаются лишь поверхностные образования – растительность и т.п.

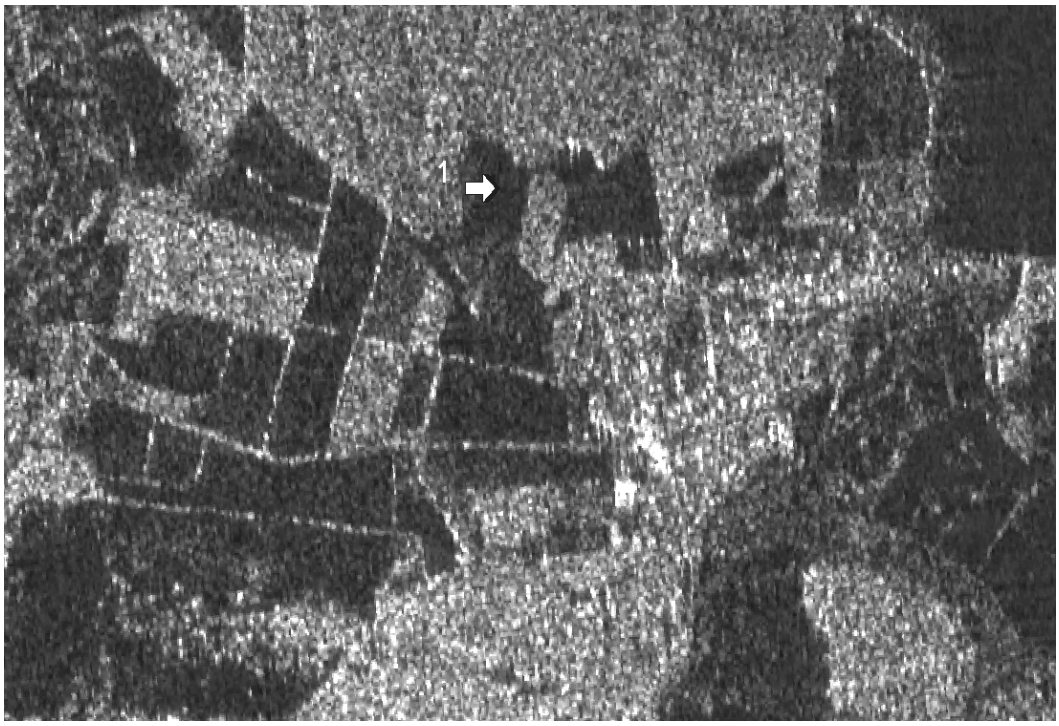



Рис. 6.17б. Приведено радиолокационное изображение исследуемого района, полученное в ДМ- диапазоне. Стрелкой 1 показано место расположения подземного объекта. На дециметровом радиолокационном изображении наблюдаются лишь более крупные поверхностные образования – искусственные сооружения, кустарник, лес и т.п., трава в районе исследуемого объекта не видна, но сам объект также не виден.

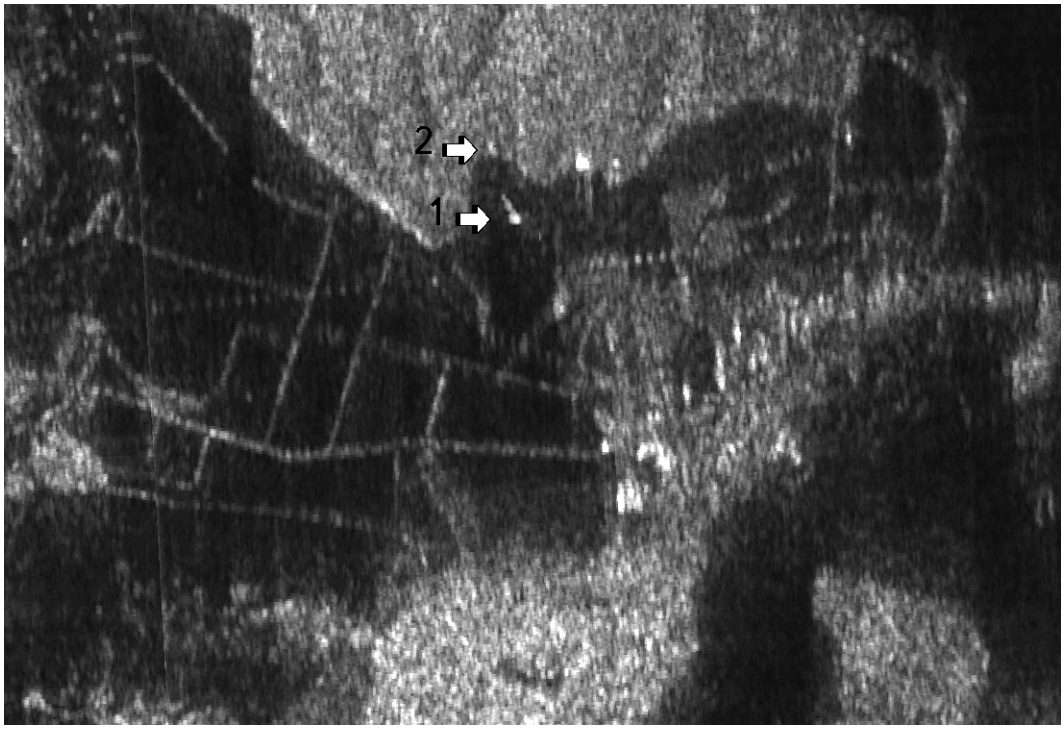



Рис. 6.17в. Приведено радиолокационное изображение исследуемого района, полученное в М- диапазоне. Стрелкой 1 показано изображение подземного объекта. На метровом радиолокационном изображении наблюдаются подповерхностные объекты, а поверхностные образования – трава и т.п. не наблюдаются.

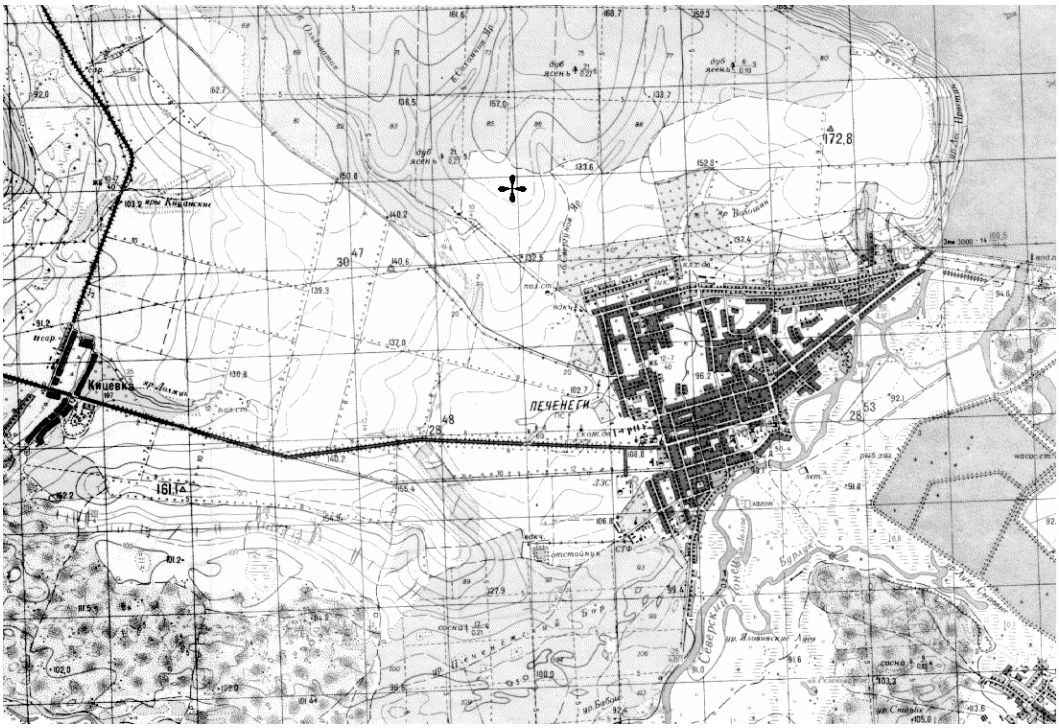



Рис. 6.17г. Топографическая карта соответствующая участку радиолокационной съемки. Место расположения подземного объекта отмечено крестиком.

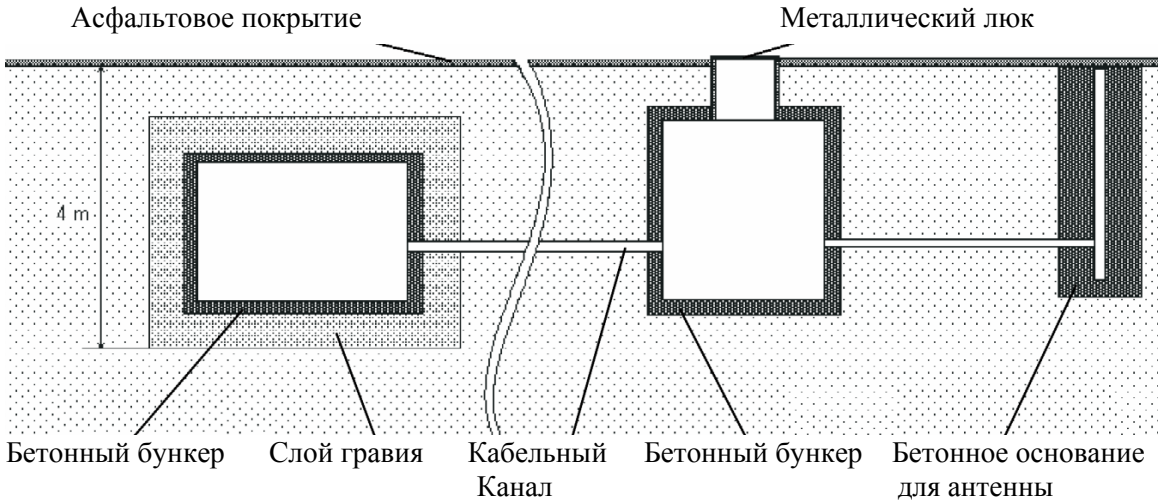



Рис. 6.18. Схематическое изображение подповерхностного объекта. Объект был оставлен после расформирования одной из частей Советской армии и представляет собой основной бункер, расположенный на глубине 4м под поверхностью, малый бункер с металлическим люком, систему кабельных каналов и бетонное основание для установки антенной мачты. Поверхность над объектом покрыта асфальтовой дорожкой. Общая протяженность объекта достигает 170м.

Рис. 6.19. Внешний вид места расположения подповерхностного объекта. Наблюдается асфальтовое покрытие. Вокруг растет густая многолетняя трава.

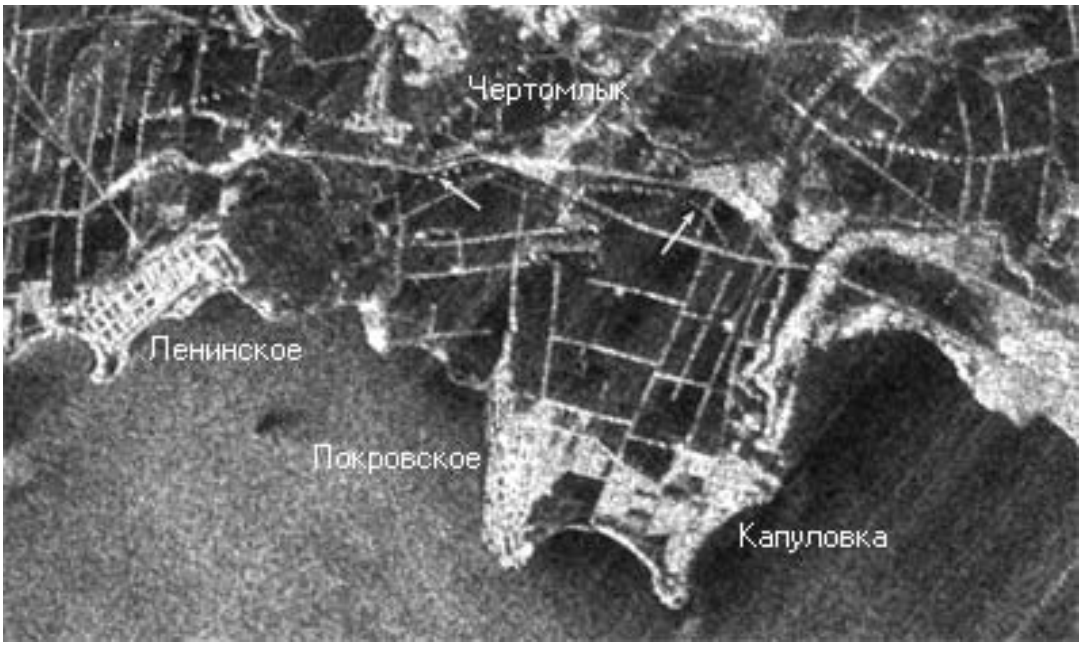
Рис. 6.20. Внешний вид места крепления антенной мачты.

Рис. 6.21. Вид на внутренность бетонного бункера через люк. Наблюдаются остатки кабелей и оборудования, кабельные каналы и т.п.

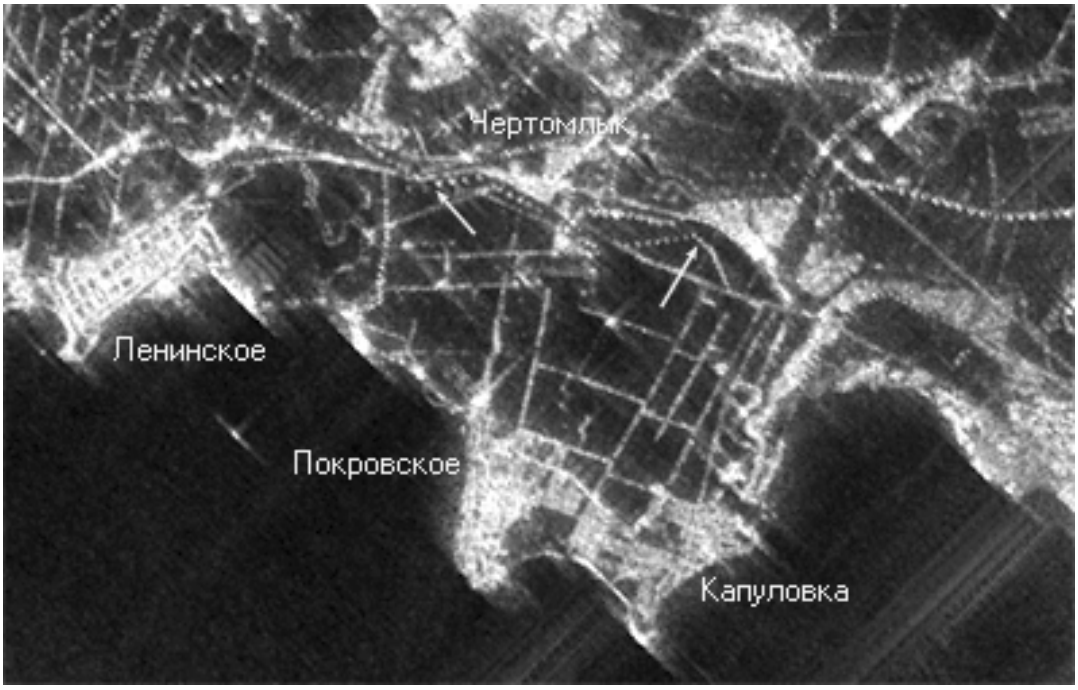
Проведенный эксперимент подтвердил возможность наблюдения «сильных» подповерхностных объектов (расположенных на глубине 3 – 4метров) многочастотным радиолокационным способом в условиях черноземно-глинистых грунтов средней полосы.

Влияние поляризации радиосигналов метрового диапазона при наблюдении подповерхностных объектов может быть проиллюстрировано изображениями района прилегающего к станции Чертомлык (Днепропетровской обл.), полученными РБО-ММ, РБО-СМ, РСА-ДМ и РСА-М МРЛК «МАРС» (см. рис.22а - рис.22г).

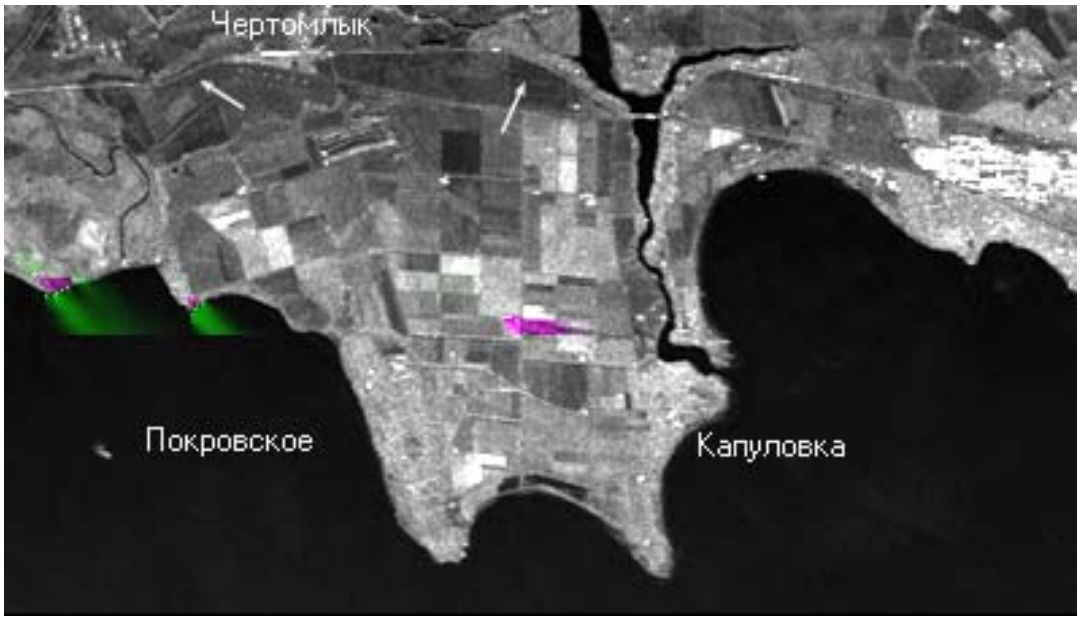
При сравнении представленных изображений можно заметить разницу в проникающей способности радиоволн различных диапазонов. Проявления подповерхностных объектов наблюдаются на радиоизображениях метрового диапазона (РСА-М, $\lambda$=1,8 м), их местоположение отмечены стрелками на всех изображениях. Как и было отмечено при анализе результатов модельных экспериментов в первой главе на изображениях с ГГ поляризацией эти образования наблюдаются с большим контрастом.


Чертомлык
Ленинское
Покровское
Капуловка

а)


Чертомлык
Ленинское
Покровское
Капуловка

б)




в)

г)

Рис. 6.22. Радиолокационные изображения района прилегающего к станции Чертомлык (Днепропетровской обл.), полученных РБО-ММ, РБО-СМ, РСА-ДМ и РСА-М МРЛК «МАРС».

а – радиоизображение метрового диапазона при вертикальной поляризации излученного и принятого сигнала (ВВ);

б - радиоизображение метрового диапазона при горизонтальной поляризации излученного и принятого сигнала (ГГ);

в – радиоизображение сантиметрового диапазона при вертикальной поляризации излученного и принятого сигнала (ВВ);

г - радиоизображение миллиметрового диапазона при вертикальной поляризации излученного и принятого сигнала (ВВ).

# ГЛАВА 7. РАЗВИТИЕ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ СРЕДСТВ ОПЕРАТИВНОГО МОНИТОРИНГА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ЗЕМЛИ

## §7.1 Первые результаты работы авиационного комплекса дистанционного зондирования АКДЗ-30

В этом разделе анализируются особенности построения и информационные возможности украинского авиационного комплекса дистанционного зондирования природной среды АКДЗ-30 [148] (см. §2.2). Особенностью комплекса является то, что он состоит из согласованных по своим тактическим характеристикам недорогих систем дистанционного зондирования - двухчастотной радиолокационной (РБО 8-мм диапазона и РСА 23-см диапазона) системы, сканера ИК-диапазона, многоканального видеоспектрометра, аэрофотоаппарата, приемника системы глобального позиционирования, комплексов бортовой и наземной обработки и интерпретации данных.

Комплекс размещен на борту самолета АН-30 (который принадлежит МЧС Украины) и он предназначен для решения широкого круга практических и научных задач, прежде всего, прогнозирования, предупреждения и мониторинга проявлений природных и антропогенных критических ситуаций и катастроф, контроля состояния природной среды, поиска проявлений полезных ископаемых и мн. др.

Как уже было отмечено выше, в настоящее время в мире создано большое количество высокотехничных и достаточно эффективных радиолокационных, инфракрасных и оптических систем дистанционного зондирования Земли с аэрокосмических носителей. Примеры таких систем приводились выше, они хорошо известны. При этом космические и авиационные системы не конкурируют между собой, а в значительной мере дополняют друг друга. Так космические средства ДЗЗ имеют полезную способность глобального наблюдения - они позволяют мгновенно обозреть огромные труднодоступные и удаленные территории, что позволяет получать мгновенные отпечатки" разнообразных глобальных процессов на океанской поверхности, в атмосфере и на суше.

В то же время авиационные системы ДЗЗ позволяют организовать на ограниченных территориях многократные и регулярные наблюдения, что особенно необходимо при контроле быстропротекающих процессов природных и техногенных катастроф (при разливе нефтепродуктов на морской поверхности, наводнениях, лесных пожарах и т.п.). Кроме того, зондирование с самолета позволяет оперативно оптимизировать условия съемки по высоте, направлению, углам освещения и т. п.

Несмотря на совершенно очевидные преимущества современных средств авиационного ДЗЗ, например, радиолокационных, их использование до сих пор ограничено в основном рамками экспериментальных проектов, что не позволяет в полной мере реализовать на практике их потенциально полезные возможности. Это вызвано рядом причин, среди которых как непонимание большинством практических потребителей реальных возможностей этих средств, так и в значительной степени, высокая цена получаемых данных. При этом, высокая стоимость данных большинства современных авиационных радиолокационных систем ДЗЗ обуславливается как большими затратами на создание этих технически сложных средств, так и значительными затратами на эксплуатацию авиационных носителей. Таким образом, нам представляется невозможным существенное расширение объемов использования данных радиолокационного дистанционного

зондирования и, соответственно, достижение высокой экономической эффективности авиационных систем ДЗЗ без существенного уменьшения этих затрат.

Для обеспечения привлекательной для практических потребителей стоимости данных ДЗЗ очень важно использовать минимально-достаточные по своему составу недорогие комплексы аппаратных средств зондирования, строго согласованные по своим возможностям с решаемыми задачами. Эти средства должны иметь возможность успешно функционировать при размещении их на небольших самолетах, затраты на эксплуатацию которых существенно меньше чем у больших самолетов.

Комплекс АКДЗ-30 и создан в соответствии с таким минимально-достаточным принципом, что обеспечивает его высокую эффективность и относительно невысокую стоимость получаемых им данных.

**Информационные возможности комплекса дистанционного зондирования АКДЗ-30 и примеры решаемых с его помощью задач**

Со времени создания первой очереди комплекса АКДЗ-30 было проведено несколько серий комплексных испытаний его в зимних и летних условиях. На рис. 7.1 представлена схема зондирования подстилающей поверхности АКДЗ-30.

Рис. 7.1. Зондирование подстилающей поверхности системами комплекса АКДЗ-30.

**Использование комплекса АКДЗ-30 для мониторинга паводковых процессов и их последствий**

Для отработки методик использования авиационного комплекса дистанционного зондирования АКДЗ-30 для мониторинга паводковых процессов и их последствий на протяжении 2002 - 2004 гг. специалисты ЦРЗЗ им. А.И. Калмыкова провели целый ряд экспериментов в различных регионах Украины.

Как известно, паводки, возникающие в результате весеннего снеготаяния или в результате выпадения интенсивных осадков, наносят значительный ущерб промышленным предприятиям, уничтожают жилища и угрожают жизни людей во многих регионах Украины. Зачастую они превращаются в настоящие природные катастрофы.

Противодействие этим катастрофическим процессам требует не только значительных материальных и людских ресурсов, но и, в первую очередь, оперативного и целенаправленного маневрирования этими ресурсами в соответствии с быстроизменяющейся ситуацией.

Для оперативного получения достоверной информации о развитии паводковых процессов на обширных территориях необходимо использовать средства аэрокосмического дистанционного зондирования. При этом, поскольку паводковые процессы развиваются в условиях сплошной облачности, выпадающих дождей, и днем и ночью, то на первый план естественно выходят оперативные радиолокационные средства аэрокосмического ДЗЗ, которые не зависят от условий освещенности, облачности и т.п. Необходимо подчеркнуть, что только авиационные средства способны в современных условиях обеспечить мониторинг этих динамичных процессов с оперативностью, необходимой для своевременного реагирования на изменения ситуации путем адекватного оперативного маневрирования средствами и силами. Авиационные радиолокационные средства дистанционного зондирования способны обеспечить оперативное картографирование распространение воды по суше вследствие наводнения. Данные последовательных (с необходимым интервалом) съемок дают возможность объективно оценить так же и негативные последствия этих явлений, что позволяет рационально тратить средства и материальные ресурсы на восстановительные работы.

На рис.7.2а,б,в представлен пример наблюдения последствий наводнения на р.Дунай в районе г. Килия при помощи радиолокатора бокового обзора РБО 8-мм диапазона комплекса АКДЗ-30. Также приведены оптическое изображение, полученное одновременно с радиолокационным и интерпретационную карту, на которой отмечены участки суши покрытые остаточной поверхностной водой.

Рис. 7.2а. Радиолокационное изображение последствий наводнения в районе г. Килия, полученное РБО авиационного комплекса АКДЗ-30. Стрелками отмечены участки остаточной воды на поверхности суши.

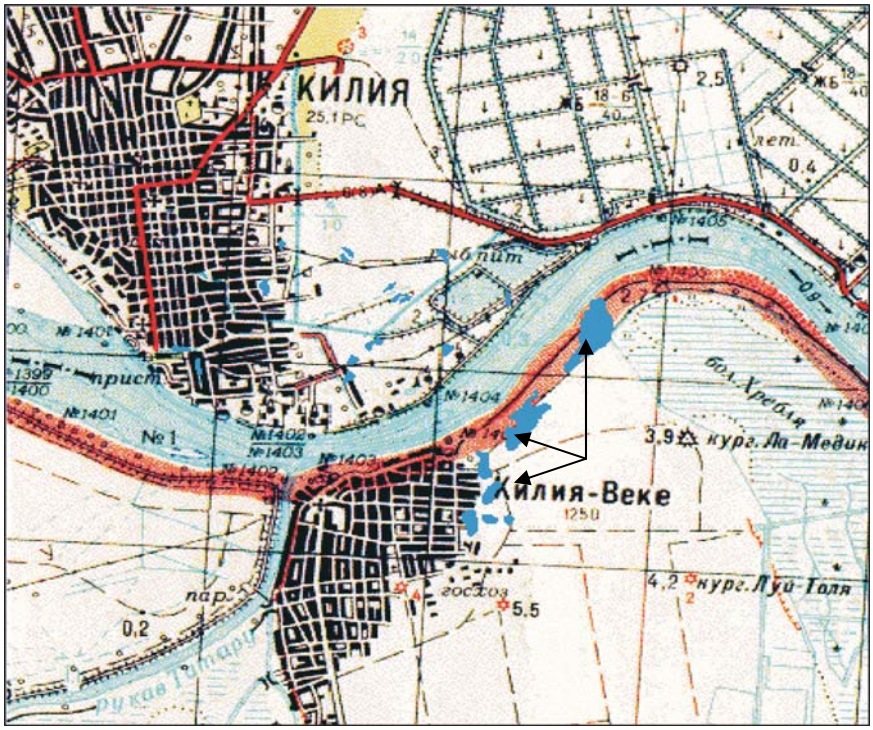


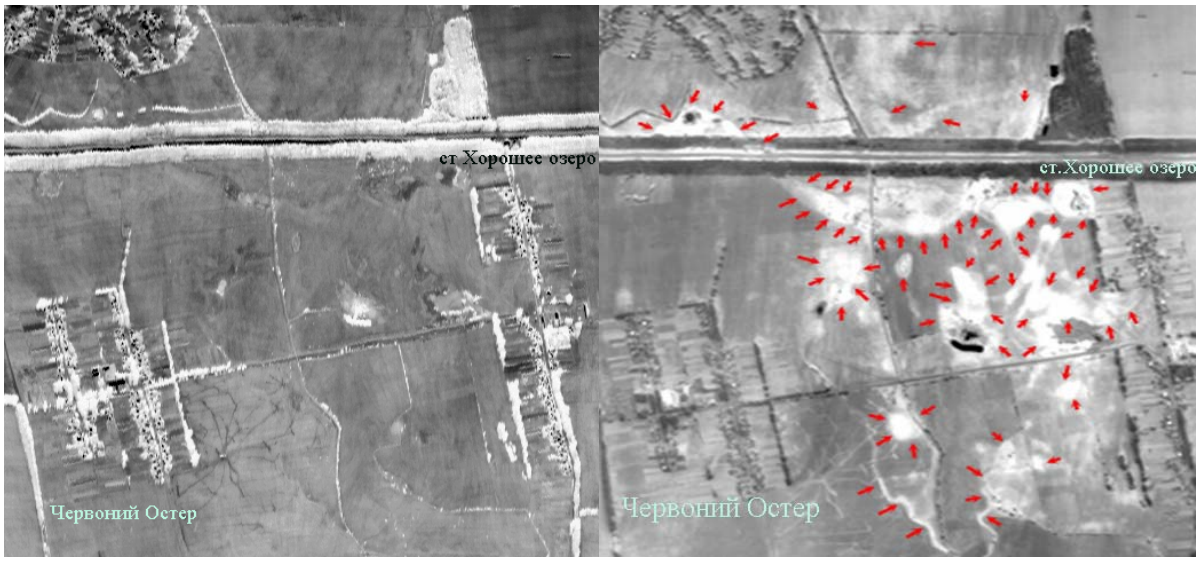

Рис. 7.2б. Интерпретационная карта района гг. Килия - Килия-Веке, построенная по результатам радиолокационной съемки. Стрелками обозначены участки грунта покрытые остаточной водой.

Рис. 7.2в. Оптическое изображение последствий наводнения в районе г. Килия, полученное одновременно с радиолокационным. Хорошо видны участки суши покрытые остаточной водой.

На рис. 7.3а,б,в приведены примеры комбинированного наблюдения комплексом АКДЗ-30 участка Нежинского р-на Черниговской области вблизи пос. Хорошее Озеро. Для наблюдения использовались РБО и ИК сканер.

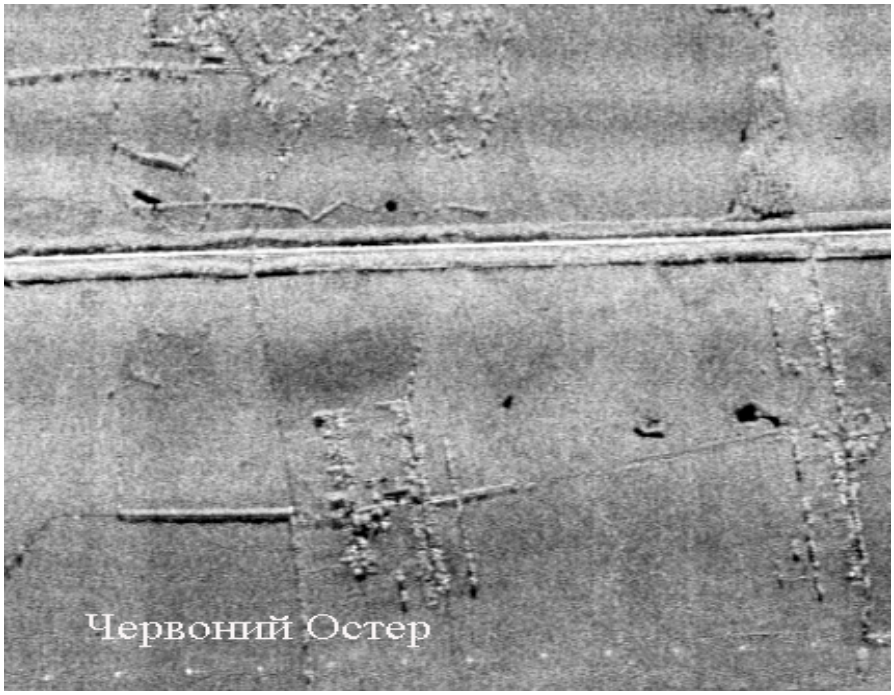
Исследования проводились осенью в дневных (рис.7.3а) и ночных (рис.7.3б,в) условиях. Хорошо видно, что совместное использование радиолокационной и инфракрасной информации позволяет не только оперативно обнаруживать и картографировать распространение паводковой воды на поверхности суши, но и обнаруживать зоны подтопления, т.е. подъема подповерхностных вод и переувлажнения приповерхностного слоя грунта. Так, анализируя рис. 7.3а и 7.3б, на которых представлены дневное и ночное ИК-изображения этого участка, видно, что на ночном изображении хорошо проявляются зоны подтопления (отмечены стрелками). На радиолокационном изображении хорошо видно, что в районах зон подтопления не наблюдается существенных вариаций поверхностной растительности (что подтверждает факт наблюдения на ИК изображениях именно проявлений подтоплений), а также наблюдаются проявления на поверхности грунта остаточной поверхностной воды. Используя совместно РБО и ИК данные можно надежно картографировать пространственное распределение зон подтопления. Это заключение подтверждается также данными наземных исследований.

Таким образом, можно прийти к заключению, что использование авиационного комплекса дистанционного зондирования АКДЗ-30 позволяет оперативно решать задачи контроля чрезвычайных ситуаций природного происхождения, стоящие перед МЧС Украины (в рамках Государственной программы предупреждения и реагирования на аварии, катастрофы и другие чрезвычайные ситуации, ГП "Запобигання") - паводков и половодий.



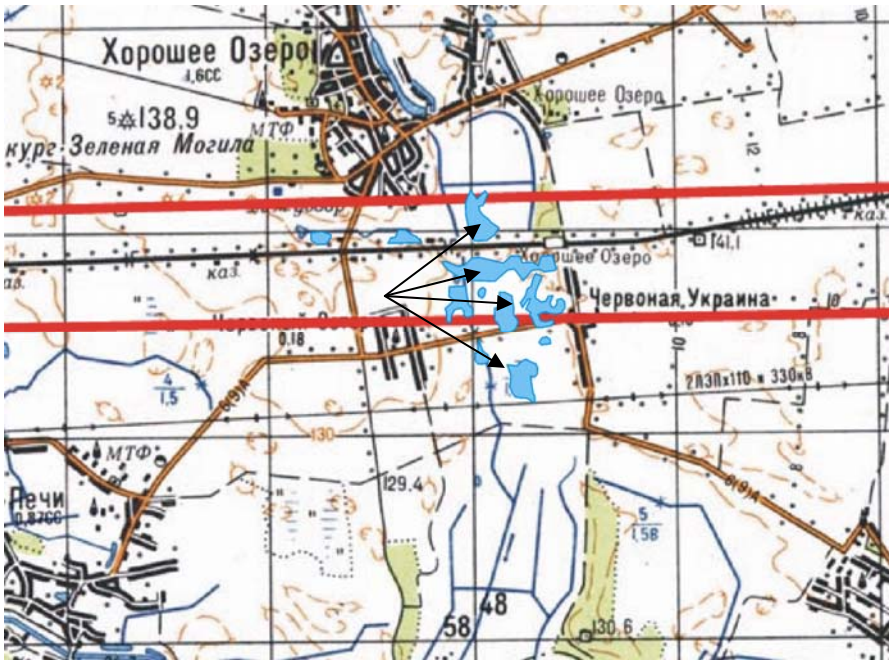

**а** **б**

Рис. 7.3а,б. ИК изображения местности в районе пос. Хорошее Озеро (Нежинского района, Черниговской области), полученные при помощи комплекса АКДЗ-30 осенью 2004 г. На ночном изображении хорошо проявляются зоны подтопления (отмечены стрелками).




в

Рис. 7.3в Радиолокационное изображение этого же района, на котором хорошо видно, что в районах зон подтопления не наблюдается существенных вариаций поверхностной растительности (что подтверждает факт наблюдения на ИК изображениях именно проявлений подтоплений), а также наблюдаются проявления на поверхности грунта остаточной поверхностной воды.




г

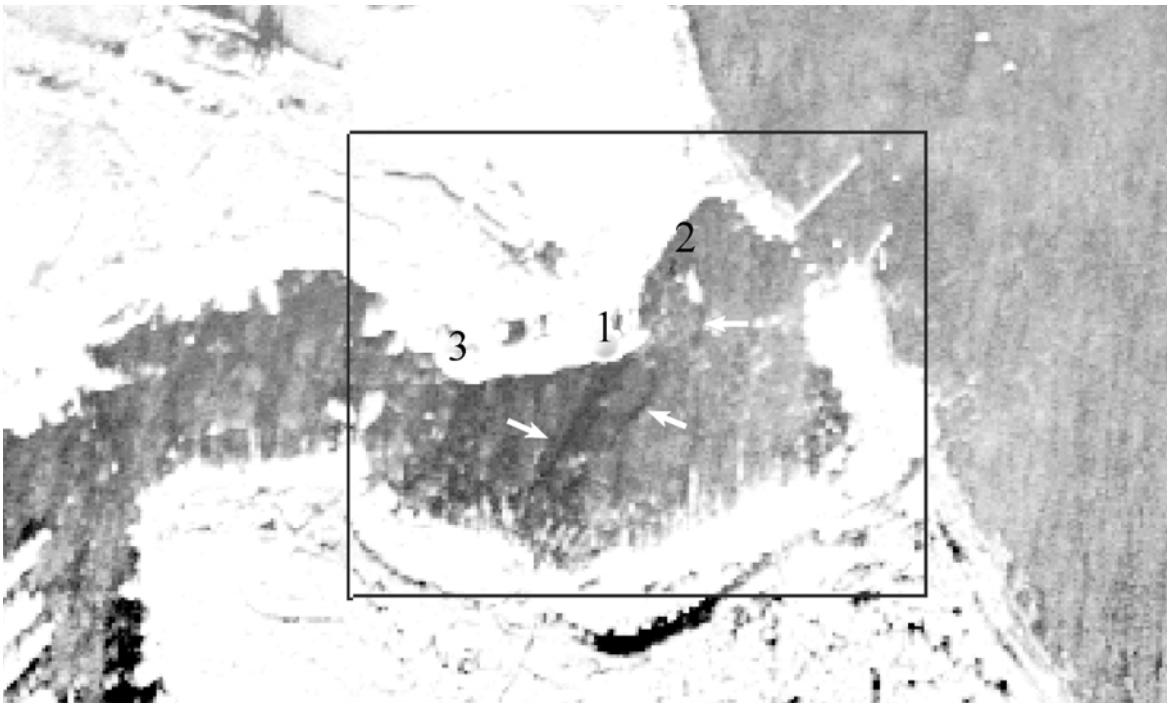
Рис.7.3г. Карта местности в районе пос. Хорошее Озеро с нанесенными изображениями зон подтопления (показаны стрелками).

**Использование комплекса АКДЗ-30 для мониторинга загрязнений морской поверхности нефтепродуктами и другими поверхностно-активными веществами**

Использование для оперативного мониторинга морской поверхности аэрокосмических радиолокационных средств ДЗЗ позволяет решить одну из наиболее опасных проблем современности - проблему загрязнения морей и океанов нефтепродуктами и другими поверхностно-активными веществами. Как уже подробно анализировалось выше, использование этих средств позволяет организовать предупреждение негативных последствий таких техногенных катастроф путем своевременного их выявления и отслеживания, а также определение виновников загрязнений.

Многолетние исследования разливов нефтепродуктов и других поверхностно-активных веществ, проведенные специалистами ЦРЗЗ им. А.И. Калмыкова при помощи разнообразных аэрокосмических систем ДЗЗ (в том числе и при помощи комплекса АКДЗ-30, см. рис. 7.4) убедительно свидетельствуют, что при помощи таких систем успешно решаются задачи, поставленные перед МЧС в отношении реагирования на катастрофические разливы нефтепродуктов при авариях с танкерами в рамках ГП "Запобигання".

Также этими средствами успешно решаются задачи контроля состояния морской поверхности, которые относятся к компетенции бассейновых инспекций Минекоресурсов. Так экспериментальный мониторинг экологического состояния Черного моря в районе Одессе - Ильичевск проходил под эгидой Инспекции охраны Черного моря Минэкоресурсов Украины (г.Одесса). Полученные результаты дистанционного радиолокационного зондирования получили одобрительные оценки ведущих специалистов и руководства Инспекции.




а

б

Рис. 7.4. а - радиолокационное изображение акватории порта Ильичевск, полученный РБО АКДЗ-30; хорошо наблюдаются загрязнения морской поверхности разливами поверхностно-активных веществ (помечены стрелками), виновниками которых являются суда (помечены цифрами 1,2.3), находящиеся в порту; б- видеосъемка акватории порта, на которой также видны разливы ПАВ.

**Применение авиационного комплекса дистанционного зондирования АКДЗ-30 для контроля состояния продуктопроводов, нефтепроводов и т.п.**

В связи с тем, что в настоящее время невиданных масштабов на Украине набрало несанкционированное подключение к нефтепродуктопроводам с целью кражи горючего, которое по ним транспортируется (объемы украденной нефти и нефтепродуктов по приблизительным оценкам превышают сотни тысяч тонн в год),

то очень важное значение сейчас имеют методы оперативного обнаружения признаков несанкционированных подключений и предупреждения разворовывания горючего.

Сама процедура надежного обнаружения мест несанкционированного подключения к нефтепродуктопроводам очень сложна, т.к. те, кто занимается откачиванием горючего, постоянно совершенствуют свои средства. Для этого они имеют в своем распоряжении значительные средства, современное оборудование (в том числе средства связи, приборы ночного наблюдения, автотранспорт). Зачастую подключение производится в несколько этапов. Сначала одна команда делает подкоп к трубопроводу, через определенное время другая команда пробивает трубопровод и устанавливает штуцер, а потом неожиданно в ночное время производится операция по откачке горючего, причем за одну ночь наполняются десятки машин-бензовозов с постоянным контролем на каждом этапе за возможным обнаружением и надежной охраной. Сейчас широко используются твердосплавные пробойники со штуцерами и пластиковые шланги, которые невозможно выявить металлоискателями с поверхности. Места подключения старательно маскируются, а датчики давления на трубопроводах, выявляющие падение давления при откачке, заранее выводятся из строя. Практика показывает, что при стандартных методах наблюдения с поверхности выявляется не более 10% несанкционированных подключений.

Для отработки современных путей оперативного обнаружения признаков подготовки к незаконного подключения к нефтепродуктопроводам, обнаружения замаскированных долговременных незаконных врезок, а также обнаружения скопления и перемещения транспортных средств (бензовозов и т.п.) при откачке специалистами ЦРЗЗ был предложен комбинированный метод наблюдения при помощи авиационного комплекса АКДЗ-30 и наземных трассовых радиолокаторов подповерхностного зондирования. При этом средства АКДЗ-30 используются для выявления косвенных признаков (или подозрительных мест) подготовки к подключениям (недавно вырытых ям, канав, и т.п., возле трубопроводов), а также объектов автотранспорта в ночное время в зоне нефтепродуктопроводов во время операций по откачке.

При наземных исследованиях при помощи трассового радиолокатора подповерхностного зондирования всех подозрительных мест (предварительно выявленных с борта АКДЗ-30) окончательно определяются места врезок, а также пластиковые трубы и шланги, с помощью которых перекачиваются нефтепродукты при краже.

Для отработки предложенных методов обнаружения несанкционированных подключений и предупреждения разворовывания нефтепродуктов были проведены первые эксперименты. На рис. 7.5а,б и рис. 7.6а,б приведены первые примеры выявления признаков незаконных врезок при помощи оптических и ИК средств АКДЗ-30. Как выяснилось потемнение оптического изображения в районе канавы, в которую был уложен пластиковый шланг, возникло за счет накопления влаги в этой канаве. Кстати эта канава была тщательно замаскирована, ее практически не было видно с поверхности. Шланг тянулся более чем на 300 метров, и выходил на другую сторону лесочка, где и проводилось наполнение бензовозов.

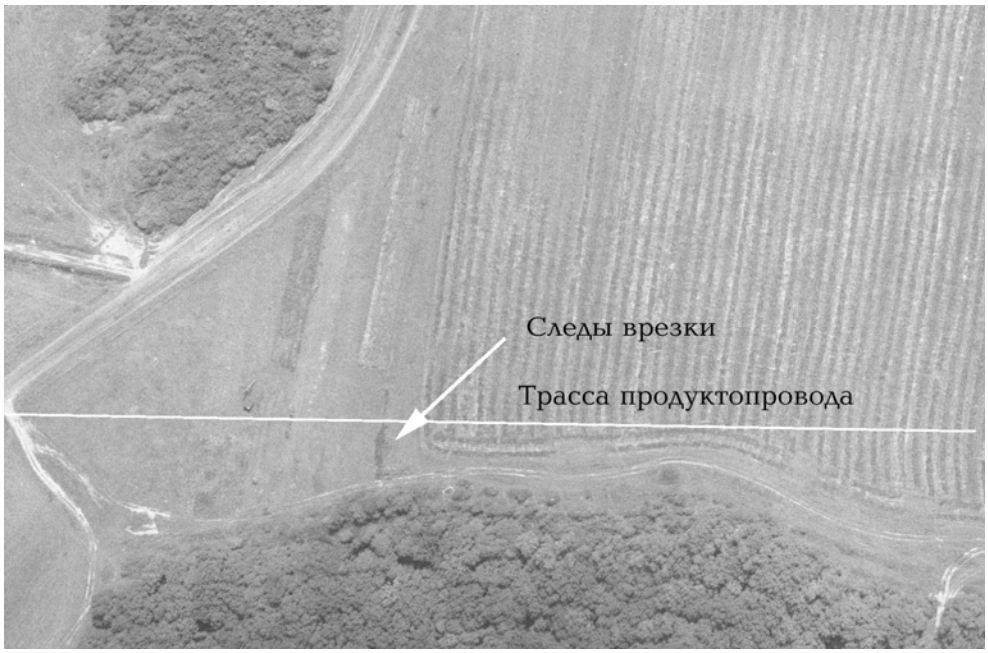



Рис. 7.5а. Оптическое изображение проявлений незаконного подключения к продуктопроводу. Потемнение оптического изображения в районе канавы, в которую был уложен пластиковый шланг, возникло за счет накопления влаги в этой канаве. Кстати эта канава была тщательно замаскирована, ее практически не было видно с поверхности. Шланг тянулся более чем на 300 метров, и выходил на другую сторону лесочка, где и проводилось наполнение бензовозов.

Рис. 7.5б. Инфракрасное изображение места незаконного подключения.

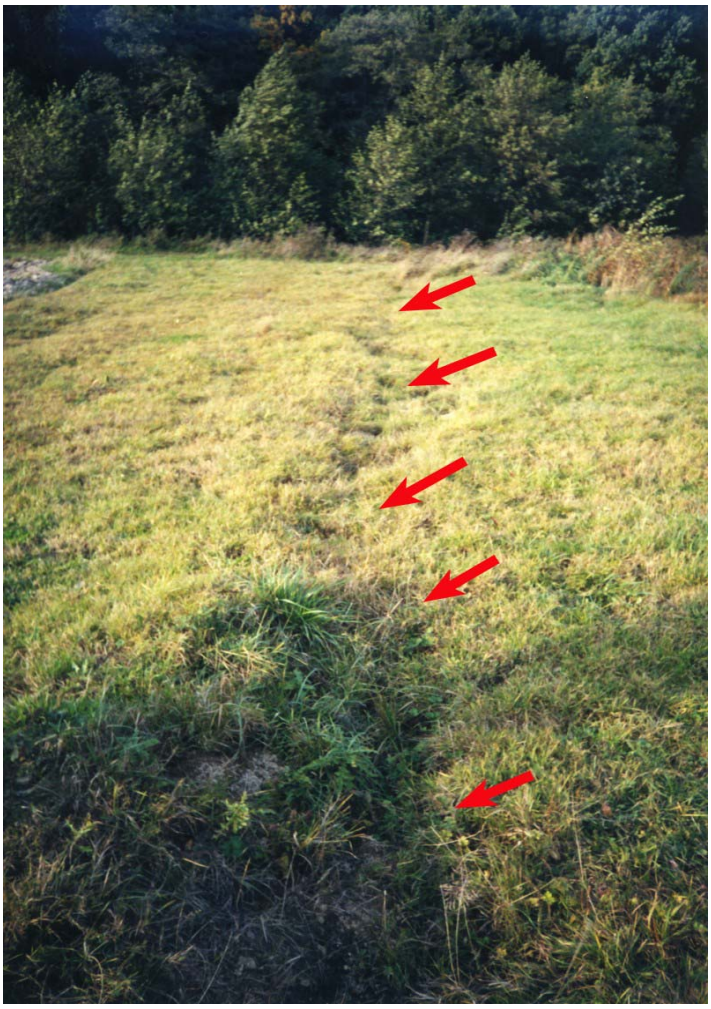


Рис. 7.6а. Наземное изображение места прокладки замаскированного шланга для откачки горючего (помечено стрелками), оно практически не наблюдается с поверхности.

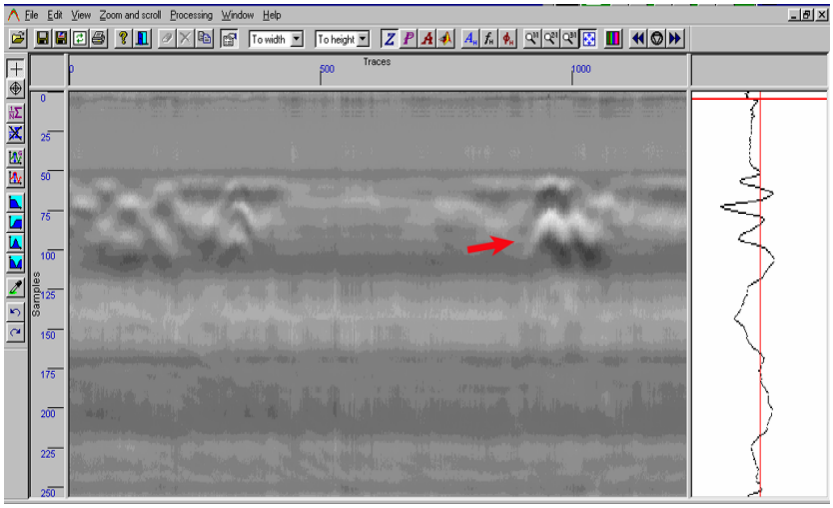



Рис. 7.6б. Результаты компьютерной обработки данных трассового локатора подповерхностного зондирования (создан специалистами ИРЭ НАН Украины), который показывает местоположение замаскированного шланга (помечено стрелкой).

Уже первые испытания первой очереди авиационного комплекса дистанционного зондирования природной среды АКДЗ-30 убедительно подтвердили его достаточно высокие (при относительной дешевизне получаемых данных) информативные возможности при решении задач предупреждения природных и антропогенных катастроф, экологического мониторинга и мн.др.

## §7.2 Перспективы дальнейшего развития космических радиолокационных средств оперативного ДЗЗ на Украине. Вместо заключения

К настоящему времени специалистами в области создания и применения радиолокационных методов и средств аэрокосмического дистанционного зондирования природной среды Земли накоплен достаточный опыт, позволяющий намечать пути их дальнейшего развития. Созданы и испытаны десятки разнообразных космических и авиационных радиолокационных систем ДЗЗ (часть из них мы упоминали в настоящей книге). Убедительно доказано, что с их помощью могут быть решен широкий круг разнообразнейших научных и практических задач, от военной разведки до предупреждения природных катастроф и поиска природных ископаемых.

Однако, несмотря на очевидные преимущества и высокую полезность испытанных радиолокационных систем ДЗЗ, ясно, что подавляющее большинство из них не могут служить основой эффективно действующей эксплуатационной системы. Особенно для эксплуатационной системы, предназначенной для оперативного предупреждения и мониторинга катастроф и критических ситуаций природного и антропогенного происхождения. И причиной этого является, прежде всего, их сложность и дороговизна.

Действительно, для обеспечения интервала обновления данных радиолокационного ДЗЗ в единицы часов (что требуется, например, для оперативного обнаружения и предупреждения таких опасных явлений как тропические циклоны, ураганы, тайфуны и т.п.) необходимо иметь на орбите ИСЗ как минимум 3-4 радиолокационных системы ДЗЗ с полосой обзора не менее чем в 500-700 км. Совершенно ясно, что, например, при использовании в такой эксплуатационной системе космических аппаратов типа ENVISAT (технически совершенного, но достаточно дорогого - стоимостью порядка 2,5 миллиарда долларов) либо типа RADARSAT (стоимостью около миллиарда долларов) ее информация станет непомерно дорогой.

А это значит, что без существенного удешевления космических радиолокационных систем ДЗЗ создать эффективно работающую и экономически приемлемую систему глобального оперативного мониторинга природных и антропогенных катастроф будет невозможно. Поэтому усилия многих ведущих специалистов в области радиолокационного ДЗЗ сейчас направлены на создание новых, значительно более дешевых, систем, которые могли бы быть размещены на небольших спутниках, и параметры которых при этом обеспечивали бы получение с необходимым качеством необходимой информации.

Уникальный опыт создания и успешного многолетнего применения РБО ИСЗ типа "Космос-1500"/"Океан"/"Сич" в определенном смысле подсказывает путь решения этой проблемы - это специализация радиолокационных систем космического ДЗЗ (с оптимизацией их технических характеристик применительно к решению четко очерченного круга задач).

Так, например, для создания глобальной системы мониторинга опасных явлений в системе океан/атмосфера с успехом могут быть использованы не дорогие и сложные РСА, а радиолокаторы бокового обзора с реальной апертурой антенны РБО с широкой полосой обзора. Ниже в качестве примера будет рассмотрен предложенный нами проект РБО с суммарной полосой обзора в 1400 км (две полосы обзора по 700 км одновременно слева и справа от трассы полета). Благодаря современным технологиям этот РБО будет стоить в сотни раз меньше современных РСА, он сможет быть размещен на небольшом ИСЗ и будет работать в режиме

непрерывной съемки и трансляции на Землю обработанных на борту данных (в таком режиме сейчас работают оптические и инфракрасные системы ДЗЗ спутников серии NOAA). Данные его будут доступны в режиме реального времени непосредственно неограниченному кругу потребителей. Космическая группировка из 3-х - 4-х спутников с подобными РБО на борту сможет обеспечить потребителей информацией об опасных атмосферных явлениях с обновлением данных каждые 3 - 4 часа (что позволит широко использовать эту недорогую и доступную информацию для мониторинга этих явлений). При этом, совместное использование данных системы спутников с РБО и датчиков спутников серии NOAA позволит значительно повысить достоверность получаемой информации и расширить спектр определяемых параметров явлений поскольку даст возможность контролировать их как на уровне передачи энергии от атмосферы океану (РБО определяет интенсивность волнения, возбуждаемого ветром), так и на уровне передачи энергии от океана атмосфере (ИК и оптические сканеры спутников серии NOAA определяют как температуру поверхности, так и параметры облачности, т.е. выделение в атмосферу энергии при конденсации испаренной с поверхности влаги). Ниже приведены некоторые технические характеристики предложенного нами проекта космического РБО непрерывного действия. На рис. 7.7 приведен конструктивная схема ИСЗ с таким РБО (для упрощения приведен однополосный вариант), а в таблице 7.1 - его основные тактико-технические характеристики (в сопоставлении с характеристиками РБО типа ИСЗ "Космос-1500"/ "Океан"/ Сич").

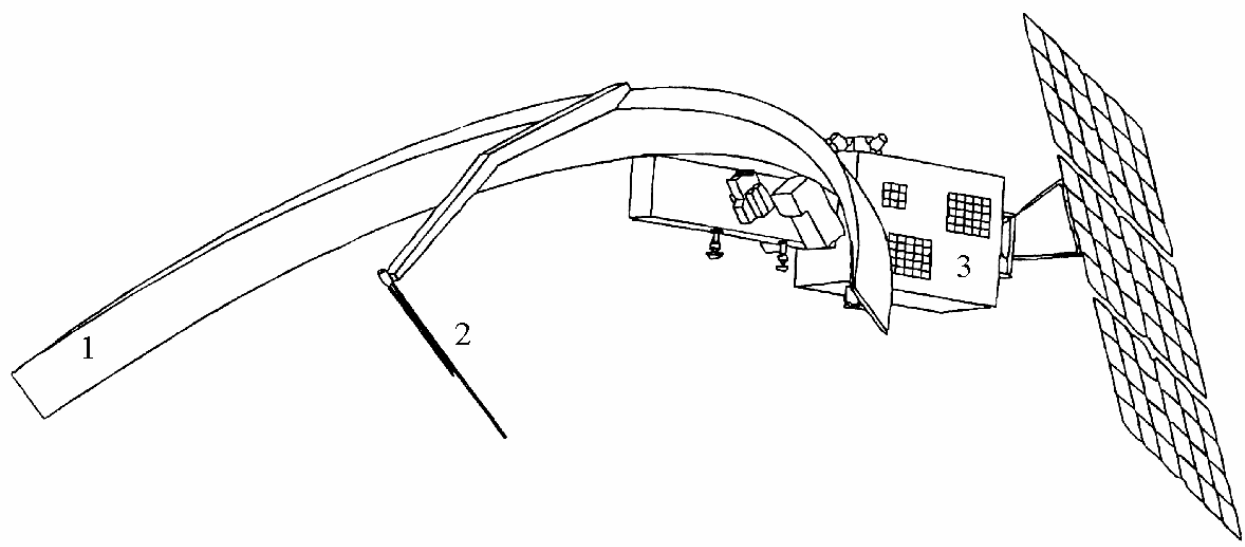



Рис. 7.7. Конструктивная схема ИСЗ с РБО непрерывного действия (в однополосном варианте). 1- зеркало антенны (вырезка из параболического цилиндра), 2 – облучатели антенны (Г, В поляризации), 3 – гермоблок ИСЗ.

Таблица 7.1

Основные тактико-технические характеристики РБО непрерывного действия и РБО типа ИСЗ "Космос-1500"/ "Океан"/ Сич"

| Параметр | РБО непрерывного действия | РБО типа ИСЗ "Космос-1500"/ "Океан"/ Сич" |
|---|---|---|
| Длина волны, см | 3,2 | 3,2 |
| Поляризация | Вертикальная, горизонтальная | Вертикальная |
| Минимально обнаруживаемая УЭПР, дБ | - 22 | - 22 |
| Контрастно-фоновая чувствительность, дБ | 1 - 2 | 3 - 5 |
| Полоса обзора, км | 1400 = (2х700) | 475 (700 для «Сич-1М”) |
| Разрешающая способность, км | 0,8 - 2,0 | 1,4 - 3,3 |
| Мощность потребления, Вт | 120 | 600 |
| Масса с антеннами, кг | 130 | 350 |
| Время непрерывной работы | Непрерывно | Сеансами по10 мин с интервалом не менее 40 мин. |

Также специалистами ЦРЗЗ им. А.И. Калмыкова предложен проект создания многорежимного космического радиолокатора бокового обзора, объединяющего возможности широкообзорного РБО (параметры которого приведены выше) а также недорогого РСА с высоким пространственным разрешением (2 – 3 м) с полосой обзора 15 – 20 км, которая может быть перенацелена в полосе захвата шириной 300 км, с обработкой информации на Земле. Такая система сможет решать широкий класс задач глобального мониторинга опасных явлений в системе океан-атмосфера, а также детального наблюдения районов, расположенных на удалении до 2000 км (без использования спутников-ретрансляторов) от приемного центра, расположенного на территории Украины. Предварительные проработки показывают, что РБО и РСА могут быть конструктивно совмещены на одном ИСЗ. Особенностью такого решения является использование совмещенной антенной системы для РБО и РСА, что значительно упрощает систему. В приложении 2 анализируются особенности антенных систем, позволяющих реализовать эти радиолокаторы.

**Литература**


1. Кронберг П. Дистанционное изучение Земли: Основы и методы дистанционных исследований в геологии: Пер. с нем.- М.: Мир,1988.-343 с.
2. Радиолокационные исследования морского волнения, Под ред. С.Я. Брауде – Киев: Изд-во АН УССР, 1962. –116 с.
3. Розенберг А.Д., Островский И.Е., Калмыков А.И. Сдвиг частоты при рассеянии радиоизлучения взволнованной поверхностью моря // Изв. вузов. Радиофизика. -1966. -Т.9, №2.-С. 234 – 240.
4. Розенберг А.Д., Калмыков А.И., Зельдис В.И. Обратное рассеяние звуковых волн на правильной ряби // Изв. вузов. Радиофизика. –1967.-Т.10, №6. -С.789-802.
5. Калмыков А.И., Островский И.Е., Розенберг А.Д., Фукс И.М. О влиянии структуры морской поверхности на пространственные характеристики рассеянного ею радиоизлучения // Изв. вузов. Радиофизика. -1965. -Т.8, №6. -С.1117 – 1127.
6. Замараев Б.Д., Калмыков А.И. О возможности определения пространственной структуры взволнованной поверхности моря радиолокационным методом // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. -1969. -Т.5, №1. -С.124-127.
7. Bass F.G., Fuks I.M., Kalmykov A.I., Ostrovsky I.E., Rosenberg A.D. Very high frequency radiowaves scattering by a disturbed sea surface. P.1 // IEEE Trans. Antennas and Prop. -1968. -AP-14. -P.743-754.
8. Басс Ф.Г., Фукс И.М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. -М.: Наука , 1972.-424 с.
9. Чайлдс У. Физические постоянные. – М.: Физматгиз, 1962. – 80 с.
10. Ландау Л.Д., Лившиц И, М. Электродинамика сплошных сред.- М.: Физматгиз,1959. – 532 с.
11. Ролль Г.У. Физика атмосферных процессов над морем. – Ленинград: Гидрометиздат, 1968. – 400 с.
12. Филлипс О. Динамика верхнего слоя океана.- Москва : Мир, 1969.- 238 с.
13. Ulaby F.T. ,Moor R.K., Fung A.K. Microwave Remote Sensing, v.3.- Artech House , 1986.- 2162 p.
14. Ле Блон П., Майсек Л. Волны в океане, т.2. – Москва: Мир, 1981.- 366 с.
15. Fung A.K., Lee K.K. A Semi-Empirical Sea-Spectrum Model for Scattering Coefficient Estimation // IEEE J. Oceanic Eng. –1982. -OE-7. P.166-176.
16. Cox C. S., Munk W.H. Statistics of the sea surface derived from sun glitter // J. Mar. Res. –1954. - Vol.13. P.198-227.
17. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика, ч.1.- Москва.: Наука, 1965.- 640 с.
18. Альперт Я.Л., Гинзбург В.Л., Фейнберг Е.Л. Распространение радиоволн,-Москва:ГИТТЛ, 1953. – 884 с.
19. Борн М., Вольф Э. Основы оптики.- Москва: Наука, 1976.- 856 с.
20. Минаков А.А., Тырнов О.Ф. Статистическая радиофизика .-Харьков : Изд. ХГУ, 2003. – 540 с.
21. Фридрихсберг Д.А. Курс коллоидной химии.Ленинград:Химия,1984.-368 с.
22. Ламб Г. Гидродинамика. Москва-Ленинград: ГИТТЛ, 1953. -928 с.
23. Галаев Ю.М., Калмыков А.И., Курекин А.С., Лемента Ю.А., Нелепо Б.А., Островский И.Е, Пичугин А.П., Пустовойтенко В.В., Терехин Ю.В. Радиолокационные обнаружения нефтяных загрязнений морской поверхности // Известия. АН СССР. Физика атмосферы и океана.-1977. -Т.13, № 4, -С.406-414.

24. Левич В.Г. Физико-химическая гидродинамика. М.: ГИТТЛ,1959.-669 с.
25. Боев А.Г., Карвицкий Г.Э. К теории радиолокационного контраста морского волнения при наличии пленки поверхностно-активного вещества // Радиофизика и Радиоастрономия.-1997. –Т2, № 3. С. 281-291.
26. Боев А.Г., Карвицкий Г.Э., Матвеев А.Я., Цымбал В.Н. Оценка параметров нефтяной пленки на морской поверхности методом многочастотного радиолокационного зондирования//Радиофизика и Радиоастрономия.–1998. – Т.3, № 1. -С.43-48.
27. Добрянский А.Ф. Химия нефти. М.:Гостехиздат,1961. -211 с.
28. Адам Н.К. Физика и химия поверхностей. М.: Гостехиздат,1947.-552 с.
29. Адамсон А. Физическая химия поверхностей. М.: Мир,1979. -568 с.
30. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Механика сплошных сред. М.: ГИТТЛ, 1953. -788 с.
31. Боев А.Г., Ясницкая Н.Н. Коэффициент затухания поверхностных волн под пленкой поверхностно – активного вещества конечной гидродинамической толщины // Прикладна гідромеханіка. –2002. -Т.4 ,№ 4. -С.14 – 22.
32. Боев А.Г.,Ясницкая Н.Н., Гашение морского волнения пленкой поверхностной-активного вещества конечной толщины // Известия РАН, Физика атмосферы и океана. –2003. Т.39, № 1. -С.132- 141.
33. Лойцянский Л.Г. Ламинарный пограничный слой.М.:Физматгиз,1962.-480с.
34. Субботина Е.П. Сборник физических констант и параметров. Л.: Изд. ЛГУ, 1967. -148с.
35. Kalmykov A.I., Pichugin A.P., Shestopalov V.P. Some Features of Radar Monitoring of the Oceanic Surface from Aerospace Platforms // Int. J. Remote Sensing. - 1982. - Vol.3, № 3. -P. 311-325.
36. Доронин Ю.П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы.- Л.: Гидрометеоиздат, 1969. -210 с.
37. Котляков В.М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка.- М.:Изд-во АН СССР,1961.-246 с.
38. Динамика масс снега и льда: Пер.с англ. - Л.:Гидрометеоиздат,1985. -456 с.
39. Зубов Н.Н. Льды Арктики. -М.: Изд. Главсевморпути,1945.-360с.
40. Богородский В.В., Гаврило В.П. Лед. Физические свойства. Современные методы гляциологии.-Л.:Гидрометеоиздат, 1980.-383 с.
41. Доронин Ю.П. Хейсин Д.Е. Морской лед.-Л.:Гидрометеоиздат, 1975.-318 с.
42. Паундер Э. Физика льда.- М.:Мир,1967.-250 с.
43. Шулейкин В.В. Физика моря.-М.:Наука,1968.-1083 с.
44. Доронин Ю.П. Взаимодействие атмосферы и океана. -Л.: Гидрометеоиздат, 1981. -278 с.
45. Хохлов Г.П. Физико-химические характеристики верхних слоев льда различного возраста в районе СП-22 // Труды АА НИИ, т.359. -Л.: Гидрометеоиздат, 1978. - с.4-12.
46. Untersteiner N. Natural Desalunition and Equilibrium Salinity Profile of Perennial Sea Ice // J.Geophys.Res. -1968. –Vol.73, N4. -P.1251-1257.
47. Lake R.A., Lewis E.L. Salt Rejection by Sea Ice during Growts // J.Geophys. Res.- 1970.-Vol.75, N3. -P.583-597.
48. Номенклатура морских льдов. Условные обозначения для ледовых карт.-Л.: Гидрометеоиздат, 1974.-76 с.
49. Бушуев А.В., Волков Н.А., Лощилов В.С. Атлас ледовых образований.-Л.: Гидрометеоиздат, 1974.-138 с.
50. Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов: Под ред.Б.А.Крутских.- Л.:Гидрометеоиздат,1984.-56 с.

51. Грищенко В.Д. Морфология поверхностей льдов Арктического бассейна. Труды АА НИИ, т.303. - Л.:Гидрометеоиздат,1978.-с.13-19.
52. Назинцев Ю.Л. О снегонакоплении на льдах Карского моря.//Труды АА НИИ, т.303. - Л.:Гидрометеоиздат,1971.-с.185-190.
53. Богородский В.В., Хохлов Г.П. Связь электрических параметров верхних слоев арктического дрейфующего льда в микроволновом диапазоне с температурой и соленостью // Труды АА НИИ, т.359.- Л.:Гидрометеоиздат, 1978. -с.13-19.
54. Богородский В.В., Хохлов Г.П. Электрические свойства льда прикромочной зоны Берингова моря на частоте 10 ГГц // Советско-Американский эксперимент "Беринг". -Л.: Гидрометеоиздат, 1975. -с.219-233.
55. Gumming W.A. The dielectric properties of sea ice and snow at 3,2 centimeter // J. Appl. Phys. -1952. –Vol.23,N7. -P.768-773.
56. Hoekstra P., Cappillino P. Dielectric properties chloride ice at UHV and microwave frequncy // J.Geophys. Res. -1971. –Vol.76,N20.-P.4922-4931.
57. Vont, Ramseir R.O., Makios V. The complex-dielectric constant of sea ice at frequencies in the range 0,1-40 GHz // J.Appl.Phys. -1978. -Vol.49, N3. -p.1264-1280.
58. Богородский В.В., Хохлов Г.П. Основные особенности вертикальной электрической структуры верхних слоев арктического дрейфующего льда в СВЧ диапазоне // Труды АА НИИ,т.359.-.: Гидрометеоиздат,1978.-с.27-35.
59. Богородский В.В.,Хохлов Г.П. О тонкой электрической структуре верхних слоев дрейфующего льда // Труды АА НИИ,т.359.-Л.: Гидрометеоиздат, 1978. -с.20-26.
60. Радиолокационные методы исследования Земли / Ю.А.Мельник, С.Г. Зубкович, В.Д.Степаненко и др. / Под ред. Ю.А.Мельника. -М.: Советское радио, 1980. -264 с.
61. Арманд Н.А., Башаринов А.Е., Шутко А.М. Исследование природной среды радиофизическими методами // Изв.вузов.Радиофизика.–1977.-Т.20, N6. -С.809-841.
62. Satellite microwave remote sensing / Ed. by T.D.Allan.-Chichester:Ellis Horwood,1983.-526 p.
63. Ефимов В.Б., Гавриленко А.С., Калмыков А.И. и др. Возможности исследования ледовых покровов радиофизическими методами с аэрокосмических носителей // XIV Всесоюзная конференция по распространению радиоволн.:Тез.докладов.-М.:Наука.-1984, ч.2.-С.191-193.
64. Microwave Signatures of First-Year and Multiyear Sea Ice/ P.Gloersen, W.Nordberger, T.I.Schmugge, T.T.Wilheit // J. Geoph. Res.-1973.-Vol.78, N18. -P. 3564-3572.
65. 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.
66. Surfacebased scatterometer results of Arctic sea ice/ R.G.Onstott, R.K.Moore, W.F.Weeks et al. // IEEE Trans. Geosci.Electronic.-1979.-GE-17, N3.-P.78-85.
67. Зубкович С.Г. Статистические характеристики радиосигналов, отраженных от земной поверхности.-М.:Сов.радио,1968.-224 с.
68. Rous J.W. Arctic ice type identification by Radar // Proc. IEEE.-1969.-Vol.57, N4. -P.605-614.
69. Onstott R.G., Moore R.K., Gogineni S., Delker C. Four Years of Low Altitude Sea Ice Broad Band Backscatter Measurements // IEEE J.Oceanic Engin. - 1982. - Vol.QE-7, №1. - P.44-50.

70. Исследование ледяного покрова с помощью радиолокационных станций бокового обзора (РЛС БО) / А.В. Бушуев, Ю.Д. Быченков, В.С. Лощилов, А.Д. Масанов. -Л.: Гидрометеоиздат, 1985. -264 с.
71. Гурвич А.С., Калинин В.И., Матвеев Д.Т. Влияние внутренней структуры ледников на их тепловое излучение// Изв.АН СССР. Физика атмосферы и океана.-1973.-Т.9, N12.-С.1247-1256.
72. Бреховских В.Л., Татарский В.И. О тепловом излучении случайно-неоднородных сред // Изв.АН СССР. Физика атмосферы и океана. -1977. -Т.13, N2. -С.144-152.
73. Parashar S.K., Fung A.K., Moore R.K. A theory of wave scatter from an inhomogeneous medium with a slightly rough boundary and its application to the ice// Remote Sensing of Environment .-1978. -N7. -P.37-50.
74. Fung A.K., Chen M.E. Emission from an inhomogeneous layer with irregular interfaces // Radio Science.-1981.-Vol.16, N3.- P.289-297.
75. Басс Ф.Г., Синицын Ю.А. О рассеянии радиоволн ледовыми покровами// Изв.вузов.Радиофизика.-1983.-Т.26, N6.-С.746-755.
76. Thang L., Kubasci M.S., Kong I.A. Radiative transfer theory for active remote sensing of a layer of small ellipsoidal scatterers // Radio Science.-1981.-Vol.16, N3.-P.321-329.
77. Райзер В.Ю., Зайцева И.Г., Анискевич В.М., Эткин В.С. Определение физических параметров морского льда по данным дистанционных СВЧ-измерений в диапазоне 0,3-18см // Исслед. Земли из космоса.-1985.-N1.-С.23-31.
78. Синицын Ю.А. К теории рассеяния волн неоднородной слоистой средой со статистически неровными границами // Изв.вузов. Радиофизика.-1984.-Т.27, N10.-с.1256-1266.
79. Тимченко А.И., Синицын Ю.А., Ефимов В.Б. Моделирование процессов рассеяния радиоволн ледовыми покровами // Изв.вузов.Радиофизика.-1985. – Т.28, N7. -С.816-822.
80. Тимченко А.И. Рассеяние электромагнитного излучения в неоднородном ледовом слое с шероховатыми границами // Изв.вузов. Радиофизика.-1986.-Т.29, N1.-С.55-61.
81. Бурцев А.И., Назиров М., Никитин П.А. и др. Радиолокационные карты Арктики и Антарктиды по данным ИСЗ "Космос-1500" и предварительные результаты их анализа // Исслед.Земли из космоса. -1985. -N3. -С.54-63.
82. Никитин П.А. О характеристиках радиолокационного отражения морских льдов// Труды Гос.НИЦИПР.-Л.:Гидрометеоиздат, 1986.- Вып.25. -С.85-92.
83. Tsang L., Kong J.A. Emissivity of half-space random media // Radio Science.-1976.-Vol.11, N7.-P.593-598.
84. Кондратьев К.Я., Козодеров В.В., Федченко П.П. Аэрокосмические исследования почв и растительности.- Л.: Гидрометоиздат,1986.-229с.
85. Исимару А. Распространение и рассеяние волн в случайно неоднородных средах. Т.2.- М.: Мир, 1981.- 317с.
86. Kulemin G. R., Shcherbinin I. V., Yatsevich S. E. et. al. Physical Principles of Microwave Remote Sensing of Terrains // Proc. of the 6th physics international school “Microwave physics and technique” –Varna(Bulgaria). - World Scientific Publ.Co. Singapore, Utopia Press.-2-7 Oct. 1989, -P.16-33.
87. Chen M.F., Fung A.K. A numerical study of the regions of validity of the Kirhhoff and small perturbation rough surfase scattering models // Radio Science.-1988.-Vol.23, №2. –P.163-170.
88. Engman E.T., Wang J.R. Evalutiong roughness models of radar backscatter //

Proceedings of IGARSS'86. -1986. - P.1097-1101.
89. Калмыков А.И., Фукс И.М. Модели рассеяния радиоволн подстилающей поверхностью и их учет в системах радиолокационного зондирования // Радиофизика и радиоастрономия. – 1996. –Т.1, №1. –С.31-41.
90. Фукс И.М. Дисперсионные зависимости и обратная задача рассеяния на слабошероховатой поверхности // Изв. Вузов. Радиофизика. -1985. -Т.28, №2. - С. 16-125.
91. Воронович А.Г. Приближение малых наклонов в теории рассеяния волн на неровных поверхностях // ЖЭТФ.- Т.89, №1(7). -С.116-125.
92. Isers A.B., Puzenko A.A. and Fuks I.M. The local perturbations method of solving the problem of diffraction from surface with small slop irregularities // J. of Electromag. Waves and Appl.- 1991. - Vol.5, №12. - P.1410-1435.
93. Fung A. K., Eom H. J. A theory of wave scattering from a inhomogeneous layers with on irregular interface // IEEE Trans. Ant. Propag. -1981. - №6. -P.899-910.
94. Кулемин Г.П., Разсказовский В.Б. Рассеяние миллиметровых радиоволн поверхностью Земли под малыми углами. -Киев: Наук. Думка. -1987.-230 с.
95. Wang J. R. The Dielectric Properties of Soilwater at Microwave Frequencies // Radio Science. -1980. -Vol.5, N 15. -P.977-985.
96. Ulaby F.T., Batlivala P.P., Dobson M.C. Microwave Backscatter Dependence on Surface Roughness, Soil Moisture, and Soil Texture: Part I - Bare Soil // IEEE Transactions on Geoscience Electronics. - 1978. - Vol.GE-16, No.4. - P.286-295.
97. Ulaby F.T., Aslam A., Dobson M.C. Effects of vegetation cover on the radar sensitivity to soil moisture. // IEEE Trans. Geosc. Remote Sens. -1982. -Vol.20, №2. - P.476–481.
98. Hallikainen M. T., Ulaby F. T., Dobson M. S., EI-Rayes, Lin-Kun Wu. Microwave dielectric behavior of Wet soil // IEEE Trans. Geosc. Remote Sens. -1985. –Vol.23, №I. -P.25-34.
99. Зердев Н.Г., Кулемин Г.П. Определения влажности почв многоканальными радиолокационными методами // Исследование Земли из космоса. –1993. -№1. – С.90-95.
100. Улаби Ф. Т. Радиолокационные сигнатуры земной поверхности и контроль возобновляемых ресурсов // ТИИЭР –1982. -Т.70, N 12. -С.43-64.
101. Trevet J..W. Imaging for resource serveys. London, N. Y.: Chapman and Hall, -1986. -313p.
102. Калмыков А. И., Тимченко А. И., Щербинин И. В. Возможности исследования подповерхностных объектов с помощью радиолокационного зондирования: Препринт / АН УССР. Институт радиофизики и электроники; №90-13. – Харьков: 1999. -25с.
103. Брюховецкий А.С. ЭПР шероховатой слоистой почвы в борновском приближении теории малых возмущении // Сб. науч. тр. Применение радиоволн миллиметровых и субмиллиметровых диапазонов / Харьковский ин-т радиофизики и электроники АН УССР. -1990. – С.8-19.
104. Attema E.P.W., Ulaby F.T. Vegetation modeled as a water cloud // Radio Science, - 1978. -№13(2). -P.357-364.
105. Hoekman D.H., Krul L., Attema E.P.W. A multilayer model for radar backscattering from vegetation canopies, Digest, II Annual Int. G.S & R.S. Symposium, Munich. - 1982. -Vol.II. -P.4.1-4.7.
106. Ulaby. F.T., Wilson E.W. Relation the microwave backscattering coefficient to leaf area index // Rem.Sens. of Env. -1984. -№14. -P.113-133.
107. Dobson M.C and Ulaby F.T. Preliminary evalution of the SIR-B response to soil

moisture, surface roughness, and crop canopy cover // IEEE Trans. Geosc. Remote Sensing. –1986.- Vol.GE-24, №4. –P.517-526.
108. Dobson M.C, Kouyate F. and Ulaby F.T A reexamination of soil textural affects on microvawe emission and backscattering. // IEEE Trans. Geosc. Remote Sensing. – 1984. – Vol.GE- 22. –P.530-535.
109. Ulaby F.T., Moore R.K. and Fung A.K. Microwave remote sensing: active and passive. Vol.II / Addison-Wesley Publishing Company Inc., Reading, MA. –1982. - 607p.
110. Eom H.J. Regression models for vegetation radar-backscattering and radiometric emission. // Remote Sensing of Environment. – 1986. –N19. –P.151-157.
111. Fung A. Kand Eom H.J. Scattering from random layer with applications to snow vegetation and sea ice // IEEE Proceedings. –1983. –130. -Part F, №7. –P.591-600.
112. Яковлев В.П. О возможностях радиометров и радиолокаторов при дистанционном зондировании подстилающей поверхности//Труды ГосНИИЦИПР. – Л.:Гидрометеоиздат. – 1986.- вып.26. - С.27-31.
113. Zotova E.N. and Geller A.G. Soil moisture content estimation by radar survey data during the sowing campaign // Int. J. Remote Sensing.- 1985. – Vol.6, №2. -P.353-364.
114. Schmugge T.J. and Jackson T.J. Calculations of radar backscattering coefficient of vegetation covered soils // Remote Sensing of Environment. –1984. –N15. –P.119-133.
115. Ulaby F.T. Vegetation clutter model // IEEE Trans. Ant. Prop.- 1986. –N19. -P.151-157.
116. Кулемин Г.П., Харченко Т.Н., Яцевич С.Е. Дистанционное зондирование снега радиолокационными методами: Препринт/ НАН Украины, Институт радиофизики и электроники; №92-8. –Харьков: 1992. -36с..
117. Ulaby F.T , Stiles W.H., Abdelrazik M. Snowscower influence on backscattering from terrain // IEEE Trans. Geocsi. Remote Sens. –1984. - Vol. GE-22, №2. -P.126-132.
118. Ulaby F.T., Stiles W.H. The active and passive microwave response to snow parameters: part 2- water equivalent of dry snow // J. Geoph. Res.- 1980. – Vol. 85. - №2. -P.116-122.
119. Ulaby F.T., Stiles W.H. Radar observations of snowpacks // Proc. Microwave Remote Sens. Of snowpack properties workshop.- 1980, Fort Collins, -60.-P.86-90.
120. Ulaby F.T., Stiles W.H. Microwave response of snow // Adv. Space Res.-1981. - Vol.1. -P.131-149.
121. Williams L.D., Gallagher J.G., Sugden D.E., Birnie R.V. Surfase snow properties effects on millimeter-wave backscatter // IEEE Trans. Geosc. Remote Sens. -1988. - Vol.GE-26, №3. -P.300-306.
122. Williams L.D., Galagher J.O. The relation of millimeter-wavelength backscatter to surfase snow properties // IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.- 1987. – Vol.GE-25, №2. -P.188-194.
123. Финкельштейн М.И., Мендельсон В.Л., Кутев В.А. Радиолокация слоистых земных покровов. -М.: Сов.радио, 1977. -174 с.
124. McCanley J.F., Shaber G.G., Breed C.S. et al. Subsurface valleys and geoarcheology of eastern Sahara revealed by Shuttle radar // Science. -1982. -Vol. 218, N4576. - P.1004-1020.
125. Elashi C., Roth L.E. and Schaber G.G. Spaceborne radar subsurface imaging in hyperarid regions // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing.-1986.-Vol.GE-22, N4.- P.383-387.

126.Berlin G.L.,Tarabzonni M.A., Al.Naser A.H. et al. SIR-B subsurface imaging of a sand-buried landscape: Al Laban Plateau, Saudi Arabia // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing.-1986. – Vol.GE-24, N4.-P.595-602.
127.Калмыков А.И., Фукс И.М., Цымбал В.Н. и др. Радиолокационные наблюдения сильных отражателей, расположенных под слоем почвы. Модель подповерхностных отражений: Препринт / АН УССР. Ин-т радиофизики и электроники; №93-6.-Харьков, 1993.-30 с.
128.Брюховецкий А.С. Некогерентное рассеяние радиоволн шероховатой слоистой почвой. Борновское приближение для ЭПР // Межвед.науч. –техн.совещание «Статистические методы и системы обработки данных дистанционного зондирования окружающей среды»: Тез.докл.(Минск, 1-3 ноября 1989 г.) Минск. Из-во БГУ, 1989.
129.Заворотный В.У., Татарский В.И. Эффект усиления обратного рассеяния волн на теле, расположенном вблизи случайной границы раздела двух сред // Докл. АН СССР. –1982. –Т. 265, №3. –С.608-611.
130.Hoekstra P., Delaney A. Dielectric properties of soils at UHF and microwave frequencies // J.Geophys.Res. –1974. –Vol. 79, N11, -P.1699-1708.
131.Лещинский Ю.М., Лебедева Г.Н., Шумилин В.Д. Электрические параметры песчаного и глинистого грунтов в диапазоне сантиметровых, дециметровых и метровых волн // Изв. вузов. Радиофизика. –1971. –Т.14, №4. –С.562-569.
132.Skolnik M.I. Radar Handbook. McGraw Hill Book Company, 1970.
133.Hovanessian S.A. Introduction to Synthetic Array and Imaging Radars. Artech House Inc., 1980.
134.Elachi Ch. Spaceborne Radar Remote Sensing Applications and Techniques. IEEE, New York, 1987.
135.Калмыков А.И., Курекин А.С., Ефимов В.Б. и др. Радиолокатор бокового обзора ИСЗ «Космос-1500»//Исслед. Земли из космоса. -1985. -№3. -С.76-83.
136.Калмыков А.И., Ефимов В.Б., Кавелин С.С. и др. Радиолокационная система ИСЗ «Космос-1500». // Исслед. Земли из космоса. -1984. -№5. С.84-93.
137.Гавриленко А.С., Крижановский В.В., Кулешов Ю.А. и др. Комплекс радиофизической аппаратуры для дистанционного зондирования природной среды: Препринт/АН УССР. Институт радиофизики и электроники; № 321. -Харьков: 1986. -39 с.
138.Калмыков А.И., А.П. Пичугин, Синицын Ю.А. и др. Особенности обработки радиолокационной информации о земной поверхности с аэрокосмический носителей //Исследование Земли из космоса. – 1983. -№6. –С.91-96.
139.Шестопалов В.П., Хмыров Б.Е., Калмыков А.И. и др. Комплексные радиофизические исследования ледовых покровов // Докл. АН СССР. -1983. -Т. 272, №3. -С.598-600.
140.Kalmykov A.I., Tsymbal V.N., Matveev A.Ya., Gavrilenko A.S., Igolkin V.V. The Two-Frequency Multipolarisation L/VHF Airborne SAR for Subsurface Sensing// AEU International Journal of Electronics and Communications. Archiv fur Electronik und Ubertragunstechnik. -1996.- Vol.50, No 2. - P. 145-149.
141.Калмыков А.И., Цымбал В.Н., Курекин А.С., Ефимов В.Б., Матвеев А.Я., Гавриленко А.С., Иголкин В.В. Многоцелевой радиолокационный самолетный комплекс исследования Земли “МАРС”//Радиофизика и Радиоастрономия. -1998. -Т.3, №2.-С.119- 129.
142.Matveev A.Ya., Tsymbal V.N., Gavrilenko A.S., Logvinenko A.I., Bychkov D.M. Peculiarities of the Calibration Methods for Air- and Spaceborne Synthetic Aperture Radar Systems//Proc. European Conf. on Syntheric Aperture Radar, EUSAR'96: 26-28

March 1996. - Kонigswinter (Germany). -VDE-VERLAG GMBH *Berlin*Offenbach. - P. 511-514.

143.Калмыков А.И., Цымбал В.Н., Блинков А.Н., Курекин А.С., Кулемин Г.П. Многоцелевой радиолокационный самолетный комплекс исследования Земли: Препр./АН УССР. Ин-т радиофизики и электроники; №90-21. -Харьков: 1990. - 35 с.

144.Kalmikov A.I., Blinkov A.N., Sytnik O.V., .Igolkin V.V., Kachanov A.S., Kulemin G.P., Matveev A.I., Charlamov V.I. A multi-purpose radar sistem for remote sensing of the Earth: General concept//Proc.of the 6th physics international school "Microwave physics and technique". - Varna(Bulgaria).- World Scientific Publ.Co.Singapore, Utopia Press. -2-7 Oct. 1989. -P. 34-50.

145.Драновский В.И., Кавелин С.С., Калмыков А.И., Курекин А.С., Матвеев А.Я., Салтыков Ю.Д., Цымбал В.Н. Космическая многоцелевая оперативная радиолокационная система дистанционного зондирования природной среды ОКЕАН-У // Труды международного научного семинара по аэрокосмическому мониторингу земных покровов и атмосферы. Киев 24-28 мая 1993. - Изд-во Общества Знание Украины. - Киев. -1993. - С.85-87.

146.Многоцелевая система радиолокационного зондирования природной среды Земли из космоса. Обоснование, выбор параметров и предложения по созданию / Калмыков А.И., Цымбал В.Н., Блинков А.Н. и др. - М.: ВИНИТИ, 1988. - 99 с.

147.Матвеев А.Я. Комбинированная калибровка РСА // Сборник докладов III Всероссийской научной конференции “Применение дистанционных радиофизических методов в исследованиях природной среды”, 17-18 июня, 1999. - Муром (Россия). -1999. -С. 145-146.

148.Цимбал В.М., Лялько В.І, Курекін О.С., Гавриленко О.С. Авіаційний комплекс АКДЗ-30 дистанційного зондування природного середовища//Космічна наука і технологія. – 2002. – Т.8, №2/3. – С.36-40.

149.Евдокимов А.П., Крыжановский В.В. Новое направление в технике антенных решеток. / Изв. вузов. Радиоэлектроника. -1996. Т. 39, № 9. С. 54-61.

150.Евдокимов А.П., Крыжановский В.В. Плоские антенные решетки с косекансной формой диаграммы направленности 8 – миллиметрового диапазона волн//ИПРЖ «Электромагнитные волны и электронные системы». -2003. -Т.8,N10. -С.52-58.

151.Кюн Р. Микроволновые антенны. – Ленинград: Судостроение, 1967. – 518с.

152.Драбкин А.Л., Зузенко В.Л., Кислов А.Г. Антенно-фидерные устройства. – М.: Сов. радио, 1974. – 536с.

153.Теоретические и экспериментальные исследования проблем дистанционного зондирования земных покровов радиолокационными системами с синтезированием апертуры антенны: Отчет о НИР «Карта—Б» (заключительный). Научн. Рук. Калмыков А.И., отв. Исполн. Сытник О.В. / Ин-т радиофизики и электроники АН Украины; №01.86.0081353.— Харьков, 1990. — 201с.

154.Калмыков А.И., Синицын Ю.А., Сытник О.В., Цымбал В.Н. Информативность радиолокационных систем зондирования Земли из космоса // Изв. вузов СССР. Радиофизика. —1989. —Т.32, №9. —С. 1055—1062.

155.Драбкин М.О. Методы оценки потенциальной информативности данных дистанционного зондирования // Тр. гос. Научно-исследовательского центра изучения природных ресурсов.—Л.: Гидромереоиздат.—1986.— Вып.26.— С.39—47.

156.Frost V.S., Shanmugan K.S. Information Content of Syntetic Aperture Radar Images of Terrian // IEEE Trans.— 1983.— Vol.AES-19, №4.— P.768—774.

157.Moore R.K., Fung A.K. Radar Determination of Wind at Sea // Proc. IEEE.—1979.— Vol.67,N12.— P.1504—1521.
158.Калмыков А.И., Сытник О.В., Цымбал В.Н. Анализ возможностей многоцелевых радиолокационных систем дистанционного зондирования Земли из космоса // Изв. вузов СССР. Радиоэлектроника. — 1992. — Т.35,№4. — С.18 — 25.
159.Ван Трис Г. Теория обнаружения, оценок и модуляции в 4-х томах.: Пер с англ.— М.: Сов. радио.— 1972.—т.1.—744с.
160. Прудников А.П., Брычков Ю.А., Маричев О.И. Интегралы и ряды.—М.: Наука, 1981.—798с.
161.Прудников А.П., Брычков Ю.А., Маричев О.И. Интегралы и ряды. Специальные функции.—М.: Наука, 1983.—752с.
162.Прудников А.П., Брычков Ю.А., Маричев О.И. Интегралы и ряды. Дополнительные главы. —М.: Наука, 1986.—800с.
163.Raney R.K. Review of Spaceborne and Airborne SAR Systems // Fundamentals and Special Problems of Synshetic Aperture Radar (SAR). AGARD Lecture Series 182. - North Atlantic Treaty Organization, Neuilly-Sur-Sene, France. -1992.- ISBN 92-835-0683-9. - P.11-1 -11-18.
164.Kazma A., Nichols A.D., Rawson R.F., Haney C.W., Shanne Jr J.J. Multifrequency-Polarimetric SAR for Remote Sensing // Proc. IGARSS'86 Symposium, Zürich, 8-11 Sept. –1986. –P.715-719.
165.Maeda K., Kitazawa F., Kodaira N. SAR-580 Experiments in Japan // Proc. 14th Int. Symp. Space Technol. and Sci., Tokyo, May 27 –June 1. – 1984. – P.1291-1299.
166.Белокуров А.А., Глыбовский С.И. Методы и средства калибровки радиолокационных систем дистанционного наблюдения земной поверхности // Зарубежная радиоэлектроника. - 1990. -№2. -С.19-31.
167.Freeman A. SAR Calibration: An Overview // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. - 1992. - vol.30, No.6. - P.1107-1121.
168.Brunfeldt D.R., Ulaby F.T. Active Reflector for Radar Calibration // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. - 1984. - vol. GE-22, No.2. - P.165-169.
169.Kasischke E.S., Fowler G.W., Wackerman C.C. A Statistical Model for Prediction of Precision and Accuracies of Radar Scattering Coefficient Measurements Derived from SAR Date // Proc. IEEE Nat. Radar Conf., Ann Arbor, Mich, Apr.20-21. - New York (N.Y.).-1988.- P.115 - 117.
170.Larson R.W., Jackson P.L., Kasischke E.S. A Digital Calibration Method for Synthetic Aperture Radar Systems // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. - 1988. - Vol.26, No.6. - P.753-763.
171.Радиолокация поверхности Земли из космоса / Назиров М., Пичугин А.П., Спиридонов Ю.Г. и др. / Под ред.Л.М.Митника, С.В. Викторова. - Л.: Гидрометеоиздат, 1990. - 200 с.
172.Кулемин Г.П., Курекин А.С. Влияние условий распространения на точность калибровки РЛС дистанционного зондирования. // Сб.”Радиолокационные системы летательных аппаратов” – ХАИ, Харьков, -1991.-С.86-95.
173.Матвеев А.Я. Комбинированная калибровка РСА // Сборник докладов III Всероссийской научной конференции “Применение дистанционных радиофизических методов в исследованиях природной среды”, 17-18 июня, 1999. - Муром (Россия). -1999. -С.145-146.

174.Sun G., Simonett D.S. A Composite L-Band HH Radar Backscattering Model for Coniferous Forest Stands // Photogrammetric Engineering & Remote Sensing. - 1988. - Vol. 54, №8. - P.1195-1201.
175.Пичугин А.П., Пустовойтенко В.В., Фетисов А.Б. и др. Оперативная обработка радиолокационной информации на борту ИСЗ «Космос-1500» // Исслед. Земли из космоса. -1985. -№3. -С. 93 – 102.
176.Дремлюг И. В. Исследование снимков облачности, полученных с ИСЗ, для уточнения прогноза приводного ветра и волнения//В кн.: Неконтактные методы измерения океанографических параметров. -М.: Гидрометеоиздат, 1984. -С. 130—134.
177.Chan H. L., Fung A. K. A theory of sea scatter at large incident angles// J. Geophys. Res. -1977. -Vol. 82, № 24. -P. 3439—3444.
178.Калмыков А. И., Пичугин А. П., Цымбал В. Н. Определение поля приводного ветра радиолокационной системой бокового обзора ИСЗ «Космос-1500»// Исслед. Земли из космоса. -1985. -№ 4. -С. 65—77.
179.Pierson W. J. The measurement of the synoptic scale wind over the ocean//J. Geophys. Rev. -1983. -Vol. 88,No. C3. -P. 1683—1708.
180.Минина Л. С. Практика нефанализа. — Л.: Гидрометеоиздат, 1970.—336 с.
181.Руководство по использованию спутниковых данных в анализе и прогнозе погоды/Под ред. И. П. Ветлова, Н. Ф. Вельтищева. — Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 300 с.
182.Митник Л. М., Десятова Г. И., Ковбасюк В. В. Анализ макро- и мезомасштабных особенностей поля волнения, проявляющихся на радиолокационных изображениях с ИСЗ «Космос-1500» // Исслед. Земли из космоса. -1986. -№ 2. -С. 21—31.
183.Мастерских М.А. О барических градиентах в узких зонах холодных фронтов// Метеорология и гидрология. -1980. -№ 8. -С. 102—104.
184.Калмыков А. И., Пичугин А. П., Цымбал В. Н., Шестопалов В. П. Радиофизические наблюдения из космоса мезомасштабных образований на поверхности океана // ДАН СССР. -1984. -Т. 279, № 4. С. 860—862.
185.Похил А. Э. Об идентификации зон штормового волнения и штиля в Тихом океане по спутниковым снимкам облачности // Метеорология и гидрология. -1985. -№ 12. -С. 68—76.
186.Вельтищев Н. Ф., Желнин А. А., Угрюмова Г. В. Эксперименты по численному моделированию конвекции в потоке с вертикальным сдвигом // Труды Гидрометцентра СССР. -1973. Т. 110. С. 48—56.
187.Agee E. M. Mesoscale cellular convection over the ocean // Dynamics Atmos. Oceans. -1987. -Vol. 10, No. 4. P. 317—341.
188.Вельтищев Н. Ф. Теория мезомасштабных конвективных систем в атмосфере, наблюдаемых с искусственных спутников Земли // Дисс. на соиск. уч. степ. д-ра физ.-мат. наук. -М:_Гидрометцентр СССР. -1979. — 395 с.
189.Chou S.H., Atlas D. Satellite estimates of ocean-air heat fluxes during cold air outbreakes // Monthly Weather Rev. -1982. -Vol. 110, No. 10. -P. 1434-1450.
190.Huh O. K., Rouse L. J., Jr., Walker N. D. Cold air outbreaks over the Northwest Florida continental shelf: heat flux processes and hydrographic changes // J. Geophys. Res. -1984. -Vol. 89, No.C1. -P. 717—726.
191.Калмыков А. И., Назиров М, Никитин П. А., Спиридонов Ю. Г. Об упорядоченных мезомасштабных структурах на поверхности океана, выявленных по данным радиолокационных съемок из космоса // Исслед. Земли из космоса. -1985. -№ 3. -С. 41—47.

192.С.А.Величко, А.И.Калмыков, Ю.А.Синицын и др. Радиолокационные исследования мезомасштабных процессов взаимодействия океана и атмосферы с аэрокосмических носителей // Доклады АН СССР. -1989.-Т.308,N2. -С.353—357.
193.A.I.Kalmykov, S.A.Velichko, V.N.Tsymbal et. al. Observations of the Marine Environment from Spaceborne Side-Looking Real Aperture Radars // Remote sens. Envir. -1993. -Vol.45. -P.193—208.
194.Хаин А.П., Сутырин Г.Г. Тропические циклоны и их взаимодействие с океаном. -Л.: Гидрометеоиздат, 1983. -272 с.
195.Калмыков А. И., Цымбал В. Н. Использование радиолокационной спутниковой информации для изучения поля приводного ветра // В кн.: Методические указания по комплексному использованию спутниковой информации для изучения морей. -Л.: Гидрометеоиздат, 1987. -С. 100—136.
196.Black P.G., Gentry R.C., Cardone V.J., Hawkins J.D. SEASAT microwave wind and rain observations in severe tropical and midlatitude marine storms // Advances Geophys. -1985. -Vol. 27. -P.197—277
197.Shenk W. E., Vonder Haar T. M, Smith W. L. An evaluation of observations from satellites for the study and prediction of mesoscale events and cyclone events // Bull. Amer. Meteorol. Soc. -1987. Vol. 68, No. 1. -P. 21—35.
198.Lawrence M. B., Clark G. B. Atlantic hurricane season of 1984 // Monthly Weather Rev. -1985. Vol. 113, No. 7. P. 1228—1237.
199.Bluestein H.B., Marks F. D. On the structure of the eyewall of hurricane Diana 1984: comparison of radar and visual characteristics // Monthly Weather Rev. -1987. -Vol. 115, No. 10. -P.2542—2552.
200.Пичугин А. П., Спиридонов Ю. Г. Пространственная структура зон осадков на радиолокационных изображениях из космоса // Исслед. Земли из космоса. -1985. -№ 2. -С.20—28.
201.Уткин В. Ф., Шестопалов В. П., Калмыков А. И. и др. Возможности определения параметров тропических циклонов по радиолокационным изображениям из космоса // ДАН СССР. -1986. -№ 2. -С.331—333.
202.Шулейкин В. В. Развитие и затухание тропического урагана в различных тепловых условиях // Изв. АН СССР. ФАО. -1972. Т. 8, № 1. С.3—16.
203.Хаин А. П. Математическое моделирование, тропических циклонов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984.—247с.
204.Компоненты спутникового мониторинга Черного моря (вклад Украины в Black Sea GOOS): Препринт / НАН Украины. МГИ. Под ред.: Коротаева Г.К. и др. - Севастополь: 2001. - 116с..
205.Галаев Ю.М., Калмыков А.И., Ефимов В.Б. и др. Энергетические характеристики и особенности радиолокационных отражений поверхностью моря при малых углах падения // Рассеяние электромагнитных волн.Вып.2.-Таганрог,ТРТИ:1978. -С.97-103.
206.Богородский В.В., Хохлов Г.П. Эффективные электрические параметры начальных видов морского ледяного покрова и ниласа//Журн.техн.физики.-1977.-Т.47,N6.-С.1294-1300.
207.Рабинович Ю.И., Лощилов В.С., Шульгина Е.М. Анализ результатов измерений характеристик ледяного покрова // Советско-американский эксперимент "Беринг".-Л.:Гидрометеоиздат, 1975.-С.294-313.
208.Богородский В.В., Даровских А.Н., Спицын В.А., Хохлов Г.П. Исследования радиотеплового излучения однолетних арктических ледяных покровов с учетом реальных распределений по их толщине температуры и электрических параметров // Труды АА НИИ,т.379.-Л.:Гидрометеоиздат,1983.-С.26-34.

209.Калмыков А.И., Пичугин А.П. Особенности обнаружения неоднородностей морской поверхности радиолокационным методом // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.-1981. -Т.17, №7. С.754-761.
210.Дистанционные исследования морских льдов комплексным радиолокационно-радиометрическим методом/ А.С.Гавриленко, В.Б.Ефимов, А.И.Калмыков и др.//Неконтактные методы и средства измерений океанографических параметров.5-й Всесюзный семинар (Москва,1983):Сб. докладов.-М.:Моск.отд.Гидрометеоиздата,1986.-С.130-134.
211.Ефимов В.Б., Калмыков А.И., Комяк В.А. и др. Исследование ледовых покровов радиофизическими средствами с аэрокосмических носителей // Изв.АН СССР.Физика атмосферы и океана.- 1985.-Т.21,N5.-С.512-520.
212.Асмус В.В., Еленский Л.В., Ефимов В.Б. и др. Цифровая обработка радиолокационных изображений, полученных с ИСЗ "Космос-1500"//Труды Гос.НИЦИПР.-Л.:Гидрометеоиздат,1986. -Вып.25. -С.37-57.
213.Пасынков В.В., Хохлов Г.П. Частотные и температурно-соленостные зависимости удельного ослабления электромагнитных волн арктическим льдом в диапазоне длин волн 0,7-20см // ТрудыААНИИ. -Т.379. -Л.:Гидрометеоиздат, 1983.- С.26-35.
214.Басс Ф.Г. Граничные условия для среднего электромагнитного поля на поверхности со случайными неровностями и с флуктуациями импеданса // Изв. вузов. Радиофизика. -1960.-Т.3, N1.-С.72-78.
215.Басс Ф.Г. Распространение радиоволн над статистически неровной поверхностью // Изв.вузов. Радиофизика. -1961.-Т.4,N3.- С.476-483.
216.Фейнберг Е.П. Распространение радиоволн вдоль земной поверхности.-М.:Изд-во АН СССР,1961.-546 с.
217.Копилович Л.Е., Фукс И.М. Индикатрисы рассеяния и альбедо сильношероховатых поверхностей // Изв.вузов.Радиофизика.- 1981.-Т.24,N7.-С. 840-850.
218.Фукс И.М. Структурная функция лунного рельефа по радиолокационным данным // Изв.вузов.Радиофизика. -1983.-Т.26,N10.- С.1194-1204.
219.Бреховских Л.М. Волны в слоистых средах.-М.:Изд-во АН СССР,1957.-502 с.
220.Пичугин А.П., Еленский Л.В., Ефимов В.Б. и др. Особенности цифровой обработки радиоизображений, полученных РЛС БО ИСЗ «Космос - 1500». // Исслед. Земли из космоса. –1984. -№6. -С.82-90.
221.Доронин Ю.П. Методика расчета толщины и температуры льда// Труды АА НИИ,т.267.-Л.Гидрометеоиздат,1964.-С.127-142.
222.Буйницкий В.Х. Морские льды и айсберги Антарктики.-Л.: Изд-во ЛГУ,1973.-255 с.
223.Ефимов В.Б., Комяк В.А., Курекин А.С. и др Исследование состояния ледниковых покровов Антарктиды с помощью радиофизической аппаратуры // Исслед.Земли из космоса.-1990.- N4.-С.3-11.
224.В.Б.Ефимов, В.А.Комяк, А.С.Курекин и др. Влияние внутренней структуры ледниковых покровов на характеристики радиолокационных сигналов//XV Всесоюзная конференция по распространению радиоволн.:Тез.докладов.-М.:Наука, 1987. -С.406.
225.Yefimov V.B., Kalmykov I.A., Timchenko A.I., Yacevich S.E.. The features of radar observation of snow cover from the sattellite «Sith-1» // Proc. 27th International Symposium on Remote Sensing of Environment June-8-12, 1998,Tromso (Norway). -1995. -P.338-342.

226.Ефимов В.Б., Комяк В.А., Курекин А.С. и др. Применение радиолокации Земли из космоса в гидрометорологии // Космічна наука та технологія. -2000. -Т.6, №5/6. - С.16-28.
227.Калмыков А.И., Ефимов В.Б., Курекин А.С. и др. Радиолокационная многочастотная диагностика морских льдов в интересах безопасности судоходства и природопользования в Арктике и Антарктике //Международный научный семинар по аэрокосмическому мониторингу земных покровов и атмосферы (Киев,1993):Тез. докладов.-Киев:Общество "Знание" Украины, 1993.-С.33-36.
228.Scheuchl B., Hajnsek I., and Cumming I. Model Based SeaIce Classification Using Polarimetric SAR Data// Proc.IGARSS'02. -2002.
229.Ferro-Famil L., Pottier E., and Lee J.S. Unsupervised Classification of Multifrequency and Fully Polarimetric SAR Images Based on the H/A/Alpha-Wishart Classifier // IEEE Trans.Geosci. Remote Sensing. -2001. -Vol. 39, No. 11. -P. 2332-2342.
230.Воздействие крупномасштабных внутренних волн на морскую поверхность: Сб. науч. тр. ИПФ АН СССР.- Горький,1982. -231 с.
231.Elachi C., Cimino J., Crauser J. Monit. Earth's Ocean, Land, and Atoms. Space Sens., Syst. and Appl.- New York, N.Y.,1985. -P.634-683.
232.Tomiyasu K. Tutorial Review of Synthetic-Aperture Radars (SAR) with Applications to Imaging of Ocean Surface // Proc.IEEE. -1978. -Vol.66, №5. -P. 563-583.
233.Becker R. Coast guard evaluates oil spill detection schemes // Microwaves. – 1972. – May. – P.12-14.
234.Pilon R.O., Purves C.G. Radar Imagery of Oil Slicks // IEEE Trans. Aerospace and Electronic Systems. – September 1973. – Vol. AES-9, No.5. – P.630-636.
235.Krishen K. Detection of oil spills using 13.3 GHz radar scatterometer // J. Geophys. Res. – 1973. - Vol. 78. - P. 1952-1963.
236.Eklund F., Nilsson, Blomquist A. False alarm risks at radar detection of oil spill // Proc. URSI Specialist Meeting on Scatter and Emission from the Earth. – Univ. of Bern Institute of Applied Physics, Bern, Switzerland. - Sept. 1974.
237.Pronk A.C. Remote sensing of oil polution at the sea surface II – damping of water waves by an oil layer as a possible indicator for SLAR observations // NIWARDS Pub. No.22, Netherlands Interdepartmental Working Community for the Application of Remote Sensing Techniques. – July 1975.
238.Kraus S.P., Esten J.E., Atwater S.G., Jensen J.R., Volimers R.R. Radar detection of surface oil slicks // Photogrammetric Eng. Remote Sensing. – 1977. –Vol.43. – P. 1523-1531.
239.Johnson J.W. and Croswell W.F. Characteristics of 13.9 Ghz radar scattering from oil films on the sea surface // Radio Science. -1982. -Vol.17, №3. P.611-617.
240.Boyev A.G., Karvitsky G.E., Matveyev A.Ya. Tsymbal V.N. Evaluation of Oil Film Parameters on the Sea Surface Using Multifrequency Radar Date // Telecommunications and Radio Engineering. - 1997. - Vol.51, №8. - P. 4 - 12.
241.Белоброва М.В., Боев А.Г., Иванов В.К., Калмыков И.А., Матвеев А.Я., Разсказовский В.Б.,Цымбал В.Н. Результаты многочастотного радиолокационного мониторинга неоднородностей волнения морской поверхности // Космічна наука і технологія. – 2002. – Т.8, №2/3. –С.275-278.
242.Belobrova M.V.,Boyev A.G., Ivanov V.K., Matvyeyev O.Ya., Razskazovsky V.B., Tsymbal V.N. Experimental Multifrequency Investigations into the Sea Surface Roughness Inhomogeneities through the Use of the "MARS" Radar System // Proc. 4th

European Conf. on Syntheric Aperture Radar, EUSAR 2002: 4-6 June 2002. - Cologne (Germany). -VDE-VERLAG GMBH *Berlin*Offenbach. - P. 733-736.
243. Финкельштейн М.И. Основы радиолокации. – М.: Сов. Радио,1973. – 496с.
244. Ермаков С.А., Пелиновский Е.Н., Талипова Т.Г. О влиянии пленок поверхностно-активных веществ на изменения спектров ветрового волнения под действием внутренних волн // Известия АН СССР. ФАО. – 1980. – Т.16, №10. – С. 1068-1076.
245. Боев Г.А., Матвеев А.Я. Оценка количества разлитой нефти на акватории каспийского промысла "Нефтяные камни" по данным многочастотного радиолокационного зондирования // Радиофизика и Радиоастрономия. -2005. - Т.10, №2.-С.178- 188.
246. Бурков В.А. Пространственно-временная изменчивость энергоактивной зоны Гольфстрима // Пространственная изменчивость структуры и теплообмена с атмосферой в Гольфстриме. -М.: Наука. - 1987. -С. 3-45.
247. Гродский С.А., Кудрявцев В.Н., Иванов А.Ю. Исследования фронтальной зоны Гольфстрима с использованием РСА КА “АЛМАЗ-1” и контактных судовых измерений // Исследования Земли из космоса. -1996. -№6. -С.59-70.
248. Richardson P.L. Gulf Stream trajectories measured with free-drifting buoys // J. Phys. Oceanogr. -1981. - Vol11, N7. - P. 999-1010.
249. Иванов А.Ю., Литовченко К.Ц. Океанологические результаты полета КА “Алмаз-1” // Зарубежная радиоэлектроника. Успехи современной радиоэлектроники. - 1999. - №2. - С. 18-28.
250. Hayes R.M. Detection of the Gulf Stream//Spaceborne Synthetic Aperture Radar for Oceanography. The Johns Hopkins Oceanographic Studies. - 1981. -N7. -P. 146-160.
251. Белоброва М.В., Иванов В.К., Калмыков А.И., Матвеев А.Я., Разсказовский В.Б., Цымбал В.Н. Экспериментальное изучение пространственных неоднородностей рассеяния радиоволн в зоне течения Гольфстрим // Изв. вузов. Радиофизика. – 2001.-Т.XLIV, №12. – С.1031 – 1038.
252. Belobrova M.V., Ivanov V.K., Kalmylov A.I., Matveev A.Ya., Razskazovsky, and Tsymbal V.N. Experimental Studies of the Spatial Irregularities of Radio-Wave Scattering in the Gulf Stream Zone // Radiophysics and Quantum Electronics. – 2001. – Vol.44, No.12. –P. 949-955.
253. Караев В.Ю., Баландина Г.Н., Ангелов М.К. Об особенностях описания волнения применительно к решению задач дистанционного зондирования морской поверхности: Препр. / Российская Академия Наук. Институт прикладной физики; №470. - Нижний Новгород: 1998. - 30 с..
254. Монин А.С., Озмидов Р.В. Океанская турбулентность. -Л.: Гидрометеоиздат, 1981. -320 с.
255. Александров А.П., Вайндрук Э.С. Измерение параметров аэрированного слоя моря как метод дистанционного исследования приповерхностной вертикальной турбулентности // Исследование изменчивости геофизических полей в океане. - М.: Наука. - 1974. -С. 122-128.
256. Отнес Р., Эноксон Л. Прикладной анализ временных рядов. Основные методы: Пер. с англ. - М.: Мир, 1982. -482 с.
257. Дулов А.В., Запевалов А.С., Большаков А.Н., Смолов В.Е. Проявление динамики воды в прибрежной зоне в поле обрушений ветровых волн // Морской гидрофизический журнал.-1999.-№4.-С.3-17.
258. Шульгин А.М. Агрометеорология и агроклиматология.- Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 200с.
259. Пичугин А.П., Журавель Н.Е, Бычков Д.М. Влияние агрометеорологических

условий на характеристики космических изображений сельскохозяйственных регионов в зимний период. // Исследование земли из космоса, -1988. -№4. -С.58-65.

260. Редькин Б.А., Клочков В.В., Хохлачев В.В., Бабушкин А.Г. Теоретические и экспериментальные исследования комплексеой диэлектрической проницаемости почв в УКВ диапазоне. // Радиотехника и электроника, -1975. -Т. 20, №1. -С.164-166.

261. Попов А.И., Тушинский Г.Н. Мерзловедение и гляциология.- М.: Высшая школа, 1973.- 273с.

## ПРИЛОЖЕНИЕ 1

## КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ДАННЫХ АЭРОКОСМИЧЕСКОГО РАДИОЛОКАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И КОНТАКТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В ЗОНАХ ПРИРОДНЫХ ПОЛИГОНОВ

При проведении работ по созданию и информационному обеспечению природных полигонов для аэрокосмического ДЗЗ использовался ряд характерных для лесостепной зоны участков поверхности на территории Харьковской области, обладающих большим многообразием почвенного и растительного покровов, рельефов местности.

Первый полигон аэрокосмического ДЗЗ располагался на западе Харьковской области в пределах Красноградского, Нововодолажского и Кегичевского районов и заключен в треугольнике населенных пунктов – Староверовка – Медведовка - Власовка.

Согласно физико-географическому районированию, территория полигона относится к левобережной Днепровской северо-степной провинции степной зоны, а в геологическом отношении территория полигона приурочена к Медведовской солянокупольной структуре. Поверхностные отложения полигона представлены разнозернистыми песками палеогена и неогена. Четвертичные отложения - лессовидные суглинки и лесы.

Исследованные сельскохозяйственные угодья полигона в основном расположены на правобережье р. Берестовая в пределах Приорельского плато. Поверхность плато слабоволнистая, значительно изрезана овражно-балочной сетью. Климат района умеренно-континентальный. По данным многолетних наблюдений на метеостанции г. Красноград среднегодовая температура составляет 6,9$^0$С, а среднегодовое количество осадков равно 536 мм (табл. 1).

Таблица 1. Среднемесячные температуры воздуха и количество атмосферных осадков
( по многолетним данным метеостанции г. Красноград)

| Параметры | месяцы | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| Т$^0$ С | -7.2 | -7.0 | -1.0 | 7.6 | 5.0 | 18.2 | 20.8 | 19.5 | 14.4 | 11 | 1.0 | -4.9 |
| Осадки, мм | 29 | 23 | 36 | 35 | 50 | 71 | 64 | 57 | 35 | 43 | 51 | 52 |

Несмотря на большую пестроту направлений, можно отметить преобладание восточных, юго-восточных и западных ветров зимой; весной преобладают восточные и юго-восточные; летом западные и северо-западные, осенью западные и юго-западные. Над Харьковской областью наиболее частые ветры силой от 1 до 6 м/с. Наибольшие скорости ветра в январе - феврале (до 25 м/с), наименьшие в июле - августе (1-2 м/с).

Основной водной артерией полигона является р. Берестовая. На участке между селами Медведовка - Власовка р. Берестовая меандрирует в пойме шириной 1-1,5 км. Ширина русла реки колеблется от 5 до 15 метров при средней глубине от 0,5 до 1 метра. В летние месяцы река сильно мелеет, пойма используется для посадки овощных культур. Влажные участки поймы приурочены к ее окраине - границе пойменной и первой надпойменной песчано-боровой террасе.

Поверхностный сток на территории полигона зарегулирован. Во многих балках построены пруды-водохранилища.

Почвенный покров района представлен типичными для северной подзоны степи мощными средне-гумусовыми черноземами и реградированными оподзоленными почвами.

Естественная растительность сохранилась фрагментарно по склонам балок. Представлена она, в основном, степными злаками и луговыми видами растений. В верховьях оврагов и балок отмечаются массивы лиственных лесов. На участках развития песчано-боровых террас произрастают сосновые леса. Луговые и болотные сообщества занимают значительные участки днищ балок и поймы р. Берестовая.

Высокое разнообразие растительных сообществ на фоне сельскохозяйственных угодий обеспечивает высокую мозаичность радиолокационных изображений полигона, что является благоприятным фактором при установлении основных закономерностей динамики радиоотражательных характеристик.

Использованный банк данных исходной информации о динамике природно-технической системе полигона охватывает период времени с апреля 1988 по сентябрь 1989 гг. За период исследований с периодичностью 5-10 дней исследовано состояние 9 заранее выбранных для эксперимента полей. Все поля располагаются на правом высоком берегу р. Берестовая. Они охватывают территорию площадью около 1000 га. Конфигурация полей и динамика сельскохозяйственного использования представлены на рис. 1 и в таблице 2.

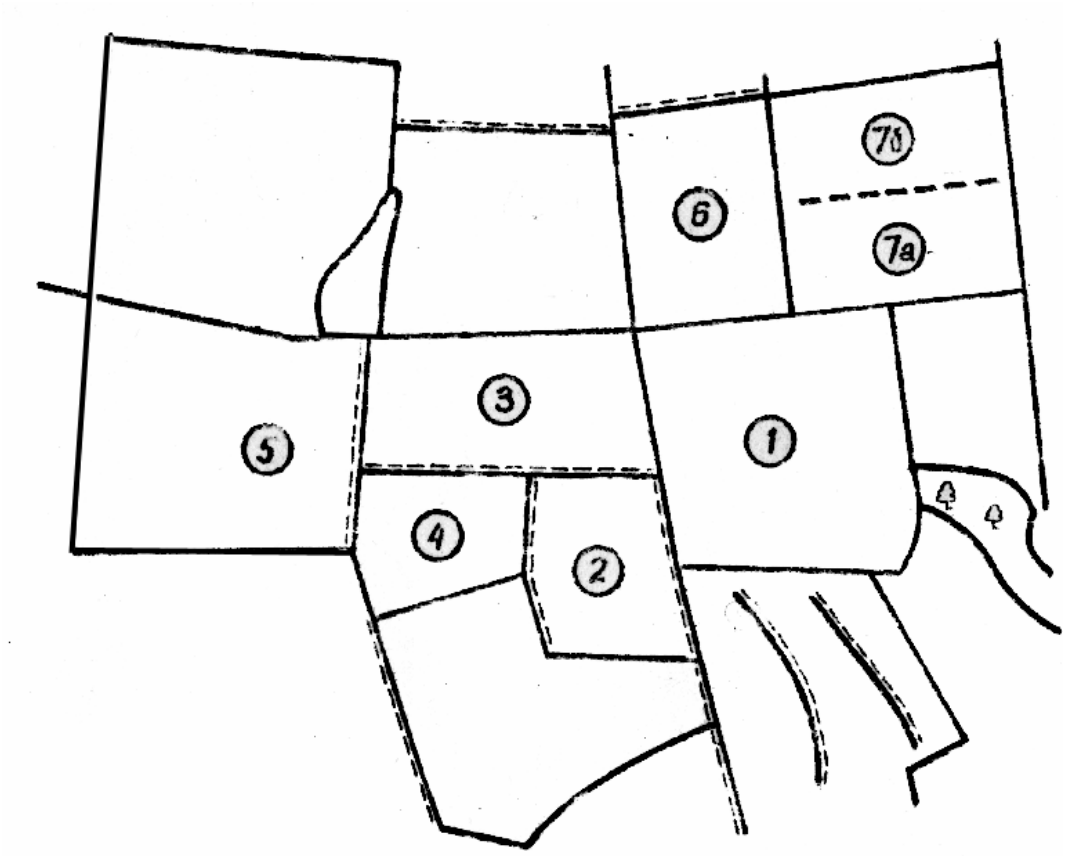



Рис. 1. Схема сельскохозяйственных полей полигона №1. Цифрами обозначены номера полей, ограниченных сплошными линиями, пунктирными линиями обозначены лесополосы

Таблица 2.

Структура сельскохозяйственного использования территории полигона № 1

| № поля | Площадь, га | **Особенности размещения сельскохозяйственных культур** | |
|---|---|---|---|
| | | 1988 | 1989 |
| 1 | 150 | Озимая пшеница | Сахарная свекла |
| 2 | 75 | Пар - посевы озимой пшеницы | Озимая пшеница |
| 3 | 160 | Озимая пшеница | Сахарная свекла |
| 4 | 100 | Озимая пшеница | Сахарная свекла |
| 5 | 160 | Кукуруза на зерно | Подсолнечник |
| 5а | 90 | Ячмень | Подсолнечник |
| 6 | 110 | Кукуруза на силос | Ячмень |
| 7 | 130 | Кормовой многолетник | Озимая пшеница |
| 7а | 60 | Кормовой многолетник | Кормовой многолетник |

Поле 1. Расположено на юго-востоке полигона. Вытянуто с севера на юг. В центральной части располагается широкая ложбина стока, понижающаяся в направлении залесенной Медведовской балки.

Поле 2. Занимает южную часть полигона. Имеет сложную конфигурацию и ограничено с трех сторон лесополосами. В южной части поля находится небольшой курган, возвышающийся над поверхностью до 2 метров. Общий уклон поля крутизной $1^0$-$2^0$ имеет направление на юго-запад.

Поле 3. Располагается в центре полигона и вытянуто с запада на восток. С юга и запада ограничено лесополосами. Поле имеет наклон до $3^0$ в севера - западном направлении. Широкая лощина стока берет начало в центре поля и тянется на северо-запад.

Поле 4. Общий наклон поля выражен в юго-западном направлении, крутизна не превышает $3^0$.

Поле 5,5а. Имеют слабоволнистую поверхность. По центру поля 5 проходит водораздел овражно-балочной сети. Углы наклона широко варьируют от 2-$3^0$ в центре до 4-$7^0$ по периферии.

Поле 6. В южной части выражена лощина стока, которая переходит в лощину стока поля 1. Уклон местности с севера на юг до $5^0$.

Поле 7,7а. Характеризуется слабовыраженным наклоном в западном направлении.

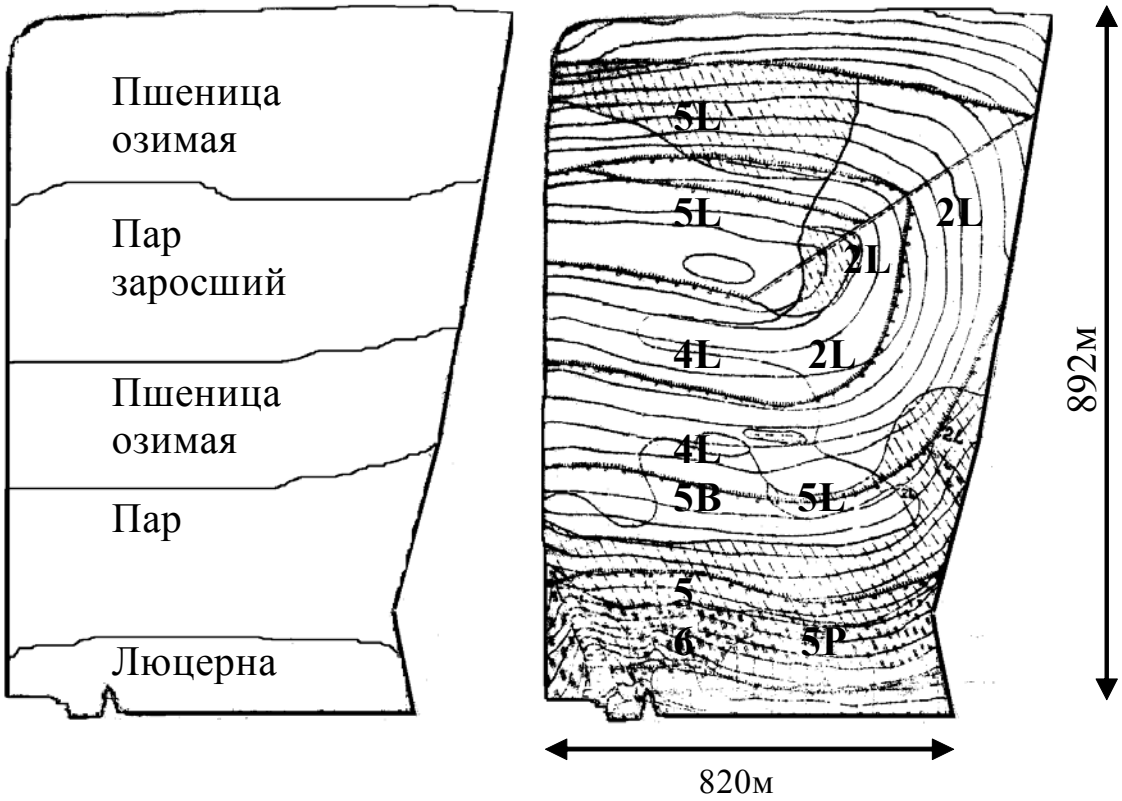
Второй полигон находился в районе с/х "Лесная стенка", расположенного на правом берегу Краснооскольского водохранилища. Этот район представляет собой лесостепную геосистему с интенсивным сельскохозяйственным использованием земель. Ее динамика характеризуется относительно быстрой сменой состояний, обусловленной как гидрометеорологическими факторами, так и ростом и развитием растительного покрова. Территория полигона с севера ограничена руслом р. Синиха, с юга - оврагом, протянувшимся с северо-запада и выходящим на берег Краснооскольского водохранилища.

Берег водохранилища зарос лиственным лесом, отдельные лесные массивы имеются на территории самого полигона. Относительно высокая степень облесенности берега водохранилища способствует охране экосистемы от деградации вследствие антропогенной нагрузки. Территория полигона характеризуется волнистым рельефом, разделенным балками на ряд межбалочных водоразделов. Вершины водоразделов сравнительно узкие, склоны пологие.

Расчленяемость массива, наличие склонов различной крутизны, глубокий базис эрозии обусловили здесь интенсивное развитие эрозионных процессов.

Наиболее распространенной почвообразующей породой на территории полигона являются лессовые породы, которые залегают на выровненных участках и склонах местных водоразделов, основной механический состав тяжелосуглинистый. На таких породах сформировались сравнительно плодородные почвы, основной из которых является реградированный чернозем.

Для детального изучения контактными методами использовано поле, расположенное между двумя заросшими кустарником пастбищами, расположенными на севере и юге, с запада находится неглубокая балка, с востока грунтовая дорога. Поле исследовано в летний период 1990г. Структура посевов и почвенная карта представлены на рис.2.

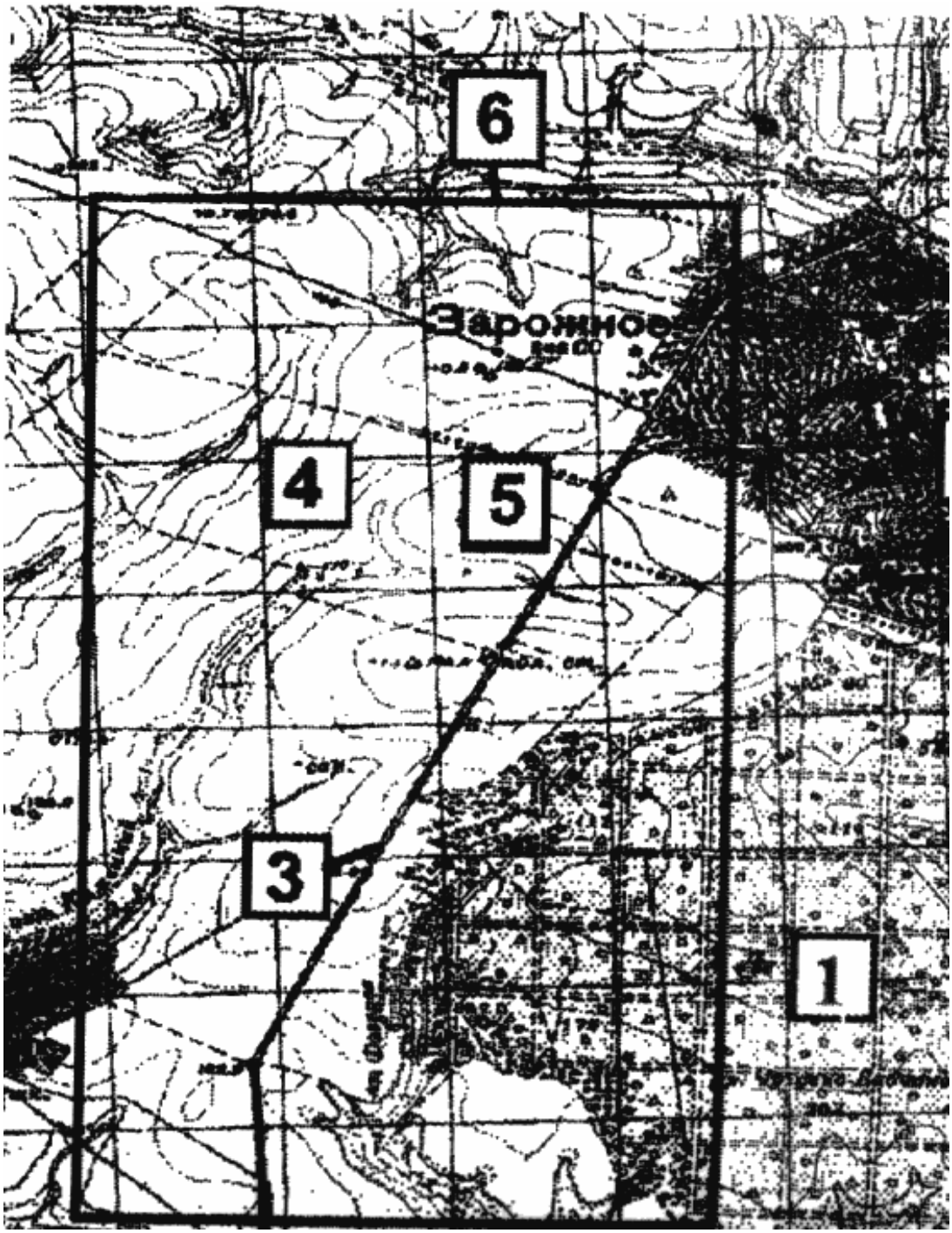



Условные обозначения: 2- черноземы реградированные маломощные; 4- черноземы оподзоленные маломощные; 5,6- черноземы типичные маломощные; L-полевые, B- буровато-полевые лесовидные суглинки; P-пески и супеси. \ – слабо эродированные; \\ - средне эродированные; \\\ - сильно эродированные; | | |- выщелоченные; ..... -замытые

Рис. 2. Полигон дистанционного зондирования №2 .

Третий полигон располагался в центральной части Харьковской области. Его площадь составляет 3000 кв.км. Территориально полигон находится в административных границах Харьковского, Чугуевского, Змиевского, Балаклейского районов. Тестовый участок расположен на территории колхоза «Россия» Чугуевского района. Рельеф - типичный, хорошо выраженный, эрозивный,

узковолнистый. Земельный массив рассечен системой развитых балок и долиной реки Тетлега на ряд узких водоразделов. Поверхность водораздельных плато выровненная. Грунтовый состав включает черноземы: типичные, оподзоленные. Ширина балок 150-300 м, глубина 10-20м, дно балок 30-80 м. На северо-востоке расположена часть слабоволнистой боровой террасы, представленной оподзоленными глинистыми и дерновато-слабооподзоленными грунтами. Схема полигона с тестовым участком представлена на рис. 3.

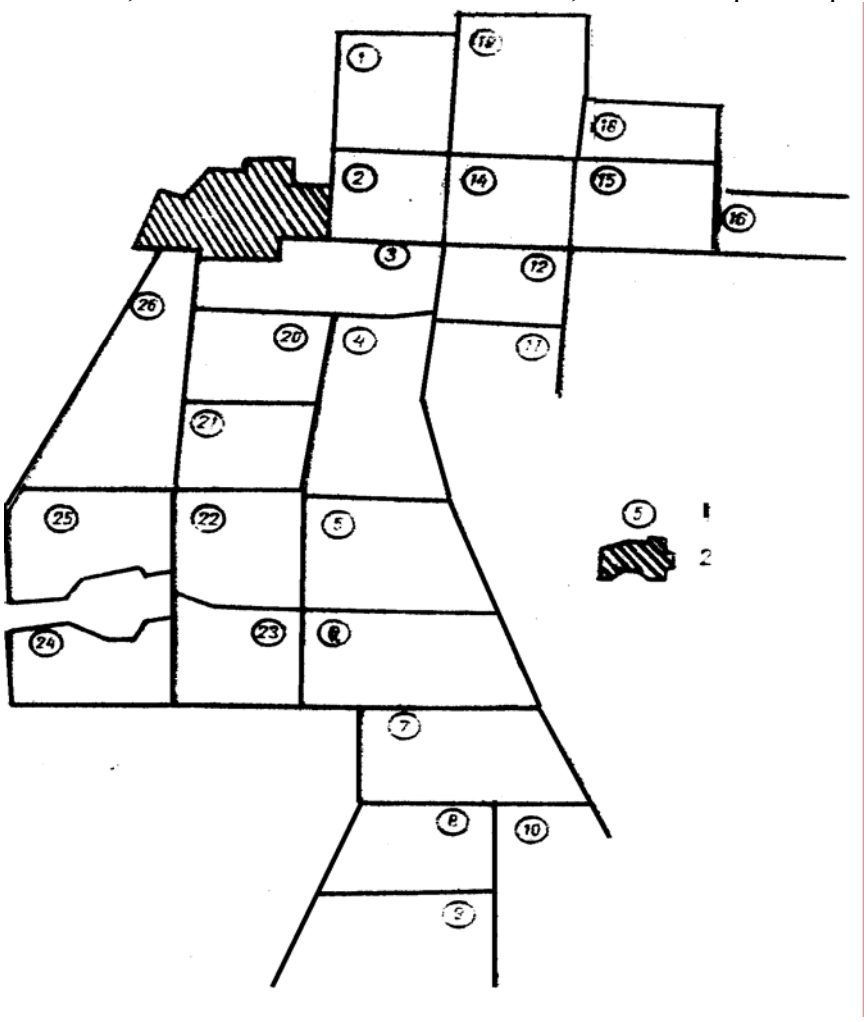



1-лес, 2- населенный пункт, 3- дорога, 4- пашня, 5- поле после сбора сахарного буряка, 6- территория тестового участка

Рис. 3. Полигон дистанционного зондирования №3.

Полигон №4 располагался на полях совхоза «Асеевский» и колхоза им. Фрунзе Балаклейского района Харьковской области (рис. 4) В севооборотах этих хозяйств преобладают кукуруза, ячмень, подсолнечник, свекла, многолетние кормовые травы. Почвы представлены типичными мощными черноземами, мощность гумусового горизонта достигает 50-80 см.

Описанные полигоны являлись долговременными объектами исследований в период 1983-1994гг. На них силами сотрудников ИРЭ НАН Украины, ХГУ, Института почвоведения и агрохимии проводился детальный мониторинг почвогрунтов и растительного покрова. В ряде полетов проводились параллельные работы на полигонах в других районах в соответствии с программой исследований нефтегазоностности, исследования лесных массивов, бассейнов рек и пр.




1-номера полей, 2- населенный пункт

Рис. 4. Схема расположения полей на полигоне №4.

**Проведение съемок тестовых полигонов авиационными комплексами радиофизической аппаратуры дистанционного зондирования.**

Работа с авиационными комплексами радиофизической аппаратуры по тестовым полигонам проводилась по двум направлениям.

Первое включало целенаправленные исследования, в которых программа полета самолета-лаборатории была полностью посвящена исследуемому объекту. Схема движения представляла собой серию прямолинейных трасс вдоль тестовых полигонов, каждая из которых имела смещение в ортогональном направлении к центру полигонов для получения семейства угловых характеристик отражения от

поверхности. Выполнение полетов по «коробочке» позволяло произвести оценки азимутальных характеристик рассеяния от объекта. Полеты проводились в весенне-осенний период ежемесячно сериями по 2-3 серии в месяц, включающие по 3-4 вылета длительностью до 4 часов.

По возможности выбирались дни и время суток с идентичными атмосферными факторами. Такие исследования позволили создать банк данных сезонных изменений поверхности. Исследование снежного покрова проводилось эпизодически, в основном по второму направлению исследований.

Второе направление базировалось на возможности пополнения банка данных радиолокационных отражений во время проведения непрофильных работ самолета лаборатории, а также перелетов через зону полигонов и подлету на посадку к месту базирования. В такой ситуации производилась разовая съемка исследуемых полигонов с размещением их в центре полос обзора датчиков. Наземная бригада собирала информацию в таких случаях с возможными задержками от нескольких часов до одних суток.

Во время рабочих галсов проводилась запись выходных сигналов радиофизической аппаратуры на магнитные носители в аналоговом и цифровом виде. На разворотах осуществлялась полная калибровка аппаратуры в ручном режиме, служащая для корректировки автоматической калибровки.

Все данные о режимах работы аппаратуры и траекторных изменениях в движении носителя заносились в борт журнал и использовались при наземной обработке на IBM PC для корректировки радиометрических и геометрических искажений.

**Проведение контактных измерений на полигонах**

Для набора банка опорных данных, необходимых для надежного дешифрирования радиолокационных снимков проводились контактные измерения параметров земной поверхности, влияющих на отраженный сигнал, на эталонных участках (полигонах), синхронные с дистанционными радиофизическими измерениями.

Из анализа теоретических предпосылок, можно сделать заключение, что решения задач мониторинга суши контактными методами необходимо изучать следующие параметры:

1. Геометрический профиль поверхности (высота неровностей и углы наклона микрорельефа почвы);
2. Влажность верхнего слоя почвы;
3. Влажность почвы на разных глубинах;
4. Влажность приповерхностного слоя воздуха;
5. Высоту, архитектонику и проективное покрытие растительного покрова;
6. Биомассу и влажность растительного покрова, как в целом, так и по слоям;
7. Высоту и плотность снега, и количество свободной воды в снежном покрове.

Поскольку перечисленные параметры во многом определяются погодными условиями, на полигоне дистанционного зондирования проводились постоянные микроклиматические наблюдения.

**Оборудование метеорологической площадки**

Метеопункт устанавливался на поле, оставленном под пар, на расстоянии не менее 10 м от края поля на расстоянии не менее 3-х высот деревьев или любых других предметов, затеняющих поверхность.

При работе использовались следующие приборы: самопишущие суточные

термограф, гигрограф и росограф, набор почвенных термометров Савинова, не менее 3-х "срочных" термометров (малоинерционные ртутные термометры), психрометр Ассмана, анемометр, осадкомер.

Термограф и гигрограф предназначен для контроля тенденции изменения и определения точек перегиба температуры и влажности в приземном слое воздуха. Для измерения температуры почвы на разных глубинах служат термометры Савинова, устанавливаемые на глубинах 5, 10, 15 и 20 см.

Для измерения температуры поверхности почвы тщательно выравнивалась площадка размером 1 на 1 м. В середине площадки на расстоянии 15-20 см друг от друга горизонтально, параллельно друг другу клались три «срочных» термометра таким образом, чтобы 2/3 цилиндра с ртутью были углублены в землю и 1/3 остались на воздухе.

**Маршрутные измерения**

Маршрутные измерения проводились регулярно с периодом в 1 или 2 недели для установления сезонной зависимости исследуемых параметров, а также обязательно во время полетов.

Группа наблюдателей последовательно обходила все поля полигона. На каждом поле описывалось состояние растительного покрова (на непокрытых полях - состояние почвы), психрометром Ассмана измерялись температура и влажность воздуха у поверхности почвы, на высоте растительности и на высоте 2 м. "Срочными" термометрами измерялись температура на поверхности почвы и на глубине 5 см. Отбирались пробы растительности на биомассу и влажность и пробы почвы на влажность. Анемометром определялись направление и скорость ветра и визуально описывалось состояние атмосферы.

В отдельные дни для изучения временного хода перечисленных выше параметров на каждом поле находился наблюдатель, который проводил измерения с интервалом в 1-2 часа.

Для полей, не покрытых растительностью, профилометром измеряется шероховатость поверхности.

**Описание растительного покрова**

Одновременно с определением влажности растительности на каждом поле описывалось состояние растительного покрова.

На глаз определялось проективное покрытие почвы растительностью в надир, и под углами $45^0$ и $60^0$-$70^0$, делались фотоснимки. По ним в лабораторных условиях уточнялось проективное покрытие (какой процент площади закрыт растительностью).

Подсчитывалось количество особей на 1 $м^2$ площади. Для злаковых культур, этот подсчет удобнее вести в лабораторных условиях по количеству стеблей в пробах на влажность нижнего слоя растительности.

На полях с кукурузой и сахарной свеклой выбиралось несколько типичных участков, на них лентой отмечался квадрат размером 3м на 3м, внутри него по рядкам подсчитывалось количество растений.

Измерялась средняя высота растительного покрова. Описывалась архитектоника «среднестатистического» растения: высота и диаметр стебля; размеры и количество листьев; высоты прикрепления, углы наклона и азимутальные направления листьев, размеры и ориентировка плодов. При ветре указывалось направление и амплитуда колебаний растений.

**Измерение влажности растительности**

Влажность растительности определялась в течение всего периода вегетации и созревания с интервалом отбора проб в 1-2 недели.

Участки поля, на которых определяется влажность растительности, выбирались также как при определении влажности почвы.

Для измерения влажности растительности использовано аналогичное оборудование, как и в предыдущем параграфе, а также применена квадратная рамка из тонких реек размером 50х50 см и линейка, длиной не менее 1м ценой деления 1 см.

Методика отбора проб для густорастущих, не очень крупных растений (злаковые культуры, кормовые травы) и для крупных растений, расположенных на некотором расстоянии друг от друга (кукуруза, сахарная свекла) различна.

При определении влажности густорастущих культур, рамка произвольно клалась на землю. Все растения, находящиеся в площади рамки, срезались под корень и помещались в полотняный мешочек с известным весом. Последний плотно упаковывался в полиэтиленовый пакет.

При высоте растительного покрова более 20см определялась послойная влажность. Для этого на нужной высоте натягивается шпагат, и растительность срезалась по его уровню. Каждый слой помещался в свой мешочек.

При высоте злаковых культур более 50см верхняя часть растений, находящихся в площади рамки, связывалась, растения обрезались под корень и складывались вместе. Полученный сноп разрезался на части по 10 см, начиная от корня, эти части нумеровались и помещались в отдельные мешочки.

Для редко растущих растений подсчитывается количество особей на 1м$^2$. Затем, на ранних стадиях вегетации в мешочек помещают несколько «среднестатистических» растений и указывают их количество, потом пересчетом определяют влажность одного растения и влажность на данной площади.

Когда растительный покров достигает высоты 50-60см его влажность также определяют послойно, но работая не со снопом, а с отдельным растением, учитывая, что влажность растительности стабильнее влажности почвы [1] (пробы на участке отбираются с однократным повтором).

Влажность определяется термовесовым методом. Проба извлекается из полиэтиленового мешочка и взвешивается вместе с полотняным мешочком $P_{вм}$. Затем растительность сушится в сушильном шкафу при температуре 90-95$^0$С вместе с мешочком до постоянного веса ($P_{см}$).

Влажность определяется по формуле:

$$W_р=(P_{вм}-P_{см})./(P_{вм}-P_м) \quad (1)$$

Биомасса и влажность культур оценивались регулярно в течение всего периода исследований. Примеры изменения сухой и влажной биомассы (интегральный показатель, включающий в себя собственно биомассу растений, и их влажность) приведены на рис. 5 (пшеница) и рис. 6 (подсолнечник и сахарная свекла).

Для пшеницы можно говорить о двух периодах в процессе вегетации – периоде наращивания влажной биомассы и периоде ее деградации. Для полей полигона второй период наступил в конце июня, когда сухая биомасса еще наращивалась, а влажность постепенно снижалась по мере достижения пшеницей фазы восковой спелости. Сухая биомасса растет равномерно до появления колоса, который приводит к скачку в биомассе (рис. 5 – две верхних кривых соответствуют влажной биомассе, нижние - сухой).

Наиболее высокие темпы наращивания биомассы подсолнечника и сахарной свеклы приходятся на вторую половину июля (рис. 6).

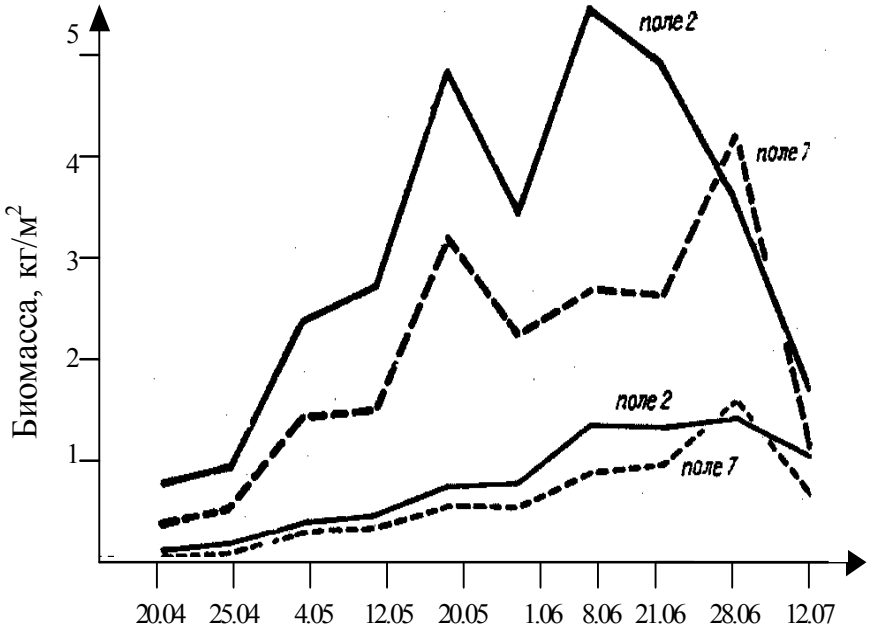



Рис. 5. Динамика биомассы пшеницы в 1989г. (полигон №1).

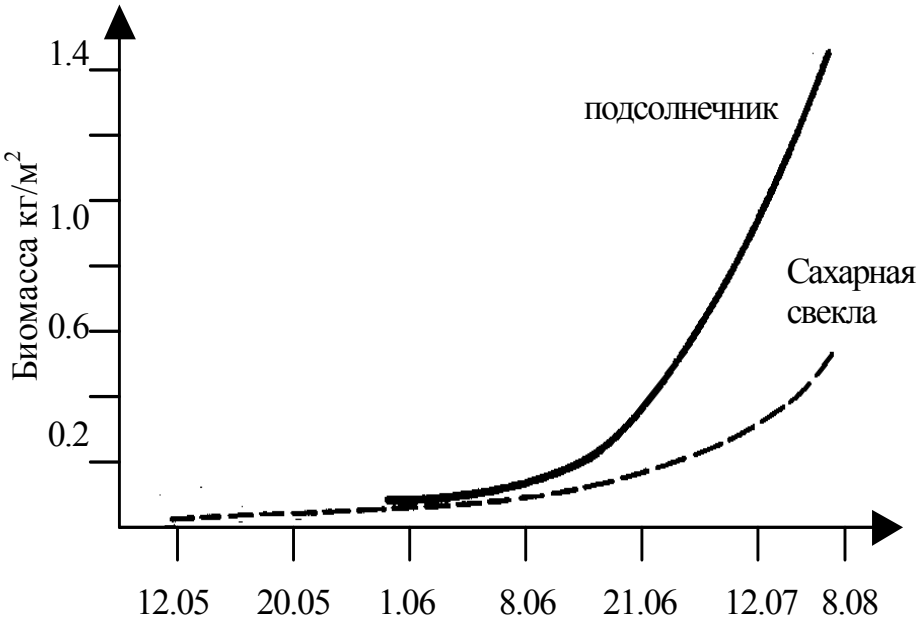



Рис. 6. Динамика биомассы подсолнечника и сахарной свеклы в 1989г. (полигон №1).

**Описание шероховатости и механического состава поверхности**

Гранулометрический анализ грунта (содержание в нем (по массе) частиц различной величины) является одним из важных показателей, определяющих физические свойства почв. Изменение гранулометрического состава почв вызывает изменение их свойств: водопроницаемости, влагоемкости, удельной плотности, диэлектрической проницаемости и др.

Для определения гранулометрического состава веществ выполняется анализ, который состоит в расчленении пробы грунта на группы с близкими по величине частицами-фракциями [2].

При выполнении работ производился ситовый анализ с использованием стандартного комплекта сит с разными размерами ячеек. Результаты анализа выражались в процентах.

В теоретических моделях, дающих удовлетворительное совпадение с экспериментом, в качестве характеристик шероховатости поверхности обычно используются среднеквадратичная высота неровностей, автокорреляционные функции, радиус корреляции [3,4].

Среднее значение квадрата случайного процесса дает элементарное представление об интенсивности процесса. Плотность распределения характеризует распределение значений процесса в фиксированных точках. Спектральная плотность дает информацию в частотной области. Автокорреляционная функция случайного процесса характеризует общую зависимость значений процесса в некоторой точке от значений в другой точке.

Исходные данные о геометрическом профиле исследованных поверхностей получены с помощью специально сконструированного профилометра, позволяющего описывать изменения высоты поверхностных неровностей с точностью до 5 мм при шаге 10 мм. В результате измерений различным образом обработанных сельскохозяйственных полей получены зависимости высоты неровностей от расстояния- F(l) с длиной реализации 3 м, для которых по стандартным программам [5] рассчитывались автокорреляционные функции и спектры. Следует отметить, что математической обработке подвергались профилограммы, измеренные перпендикулярно визуально наблюдаемым бороздам обработки почвы.

Культурно возделываемые площади, как и естественные земные покровы, редко представляют собой гладкую поверхность и, как правило, характеризуются широким пространственным спектром неровностей. Система механической обработки почвы приводит к последовательному возникновению на одних и тех же площадях полей, существенно отличающихся по степени шероховатости вспаханных, боронованных и засеянных культивированных. Ниже в таблице 3 приведены максимальный размах (Fmax) и среднеквадратичные высоты ($\sigma_h$) неровностей для полей, обработанных различными способами. В строках А и Б приведены данные для поверхностей, в строке В - данные, усредненные по 5-10 полям.

Таблица 3.

Некоторые статистические характеристики исследованных поверхностей

| | Вспаханные поля | | Вспаханные замытые поля | | Боронованные поля | | Засеянные поля | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Fmax | $\sigma_h$ | Fmax | $\sigma_h$ | Fmax | $\sigma_h$ | Fmax | $\sigma_h$ |
| А | 19.5 | 4.3 | 14.5 | 2.5 | 9.4 | 2.1 | 4.5 | 1.0 |
| Б | 18.5 | 4.5 | 18.0 | 4.5 | 15.0 | 2.4 | 9.0 | 2.2 |
| В | 18.0 | 4.3 | 16.3 | 4.1 | 10.4 | 2.2 | 6.4 | 1.7 |

Плотность распределения случайного процесса определяет вероятность того, что значение процесса в произвольной точке будут заключены в определенном интервале.

Графики плотности распределения неровностей боронованного поля по вспаханному и засеянных полей - бимодальные, причем, наиболее четкая бимодальность отмечается для поля, засеянного подсолнечником (профиль перпендикулярно бороздам (рис.7а).

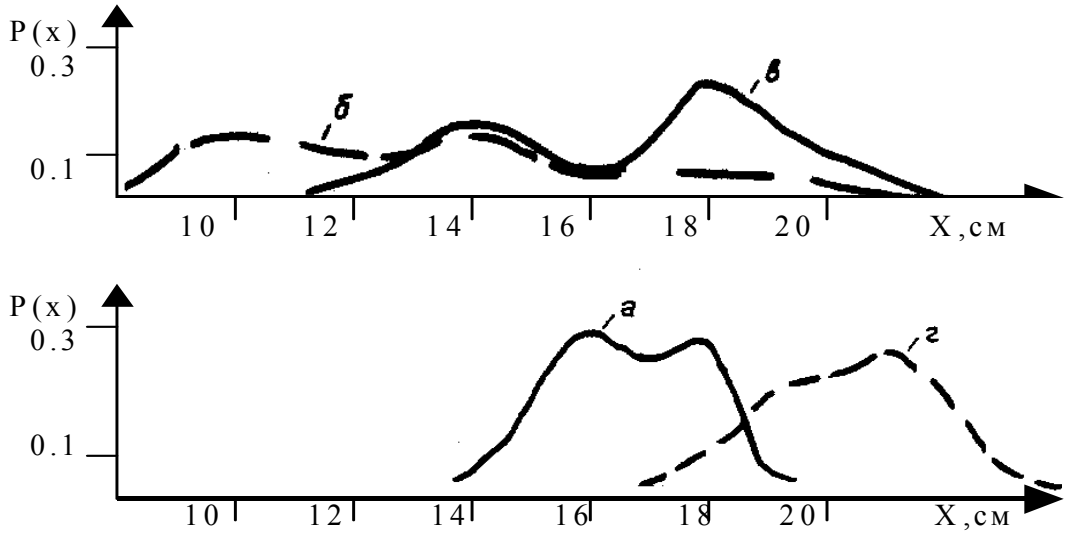



Рис. 7. Графики плотности распределения реализаций для поверхностных неровностей боронованного поля по вспаханному (в), поля засеянного подсолнухом (а, г), поля засеянного картофелем (б).

Основной причиной бимодальности является то, что значения высот неровностей тяготеют к двум масштабам. Масштаб с большой модой обусловлен, по-видимому, квазирегулярными бороздами, а масштаб с меньшей модой представляет непосредственно мелкие комья почвы или борозды боронования. Размеры их, в свою очередь, зависят от многих причин - от влажности почвы, севооборота и др.

На других описанных полях двухмасштабность выражена не столь отчетливо. Для картофельного поля она выражена наиболее слабо (рис. 7б). График плотности распределения для поля, засеянного подсолнечником, (параллельно бороздам), имеет вид прямоугольника со слабым пиком в области 21 см.

В большинстве случаев двухмасштабность является показателем того, что исходные профилограммы являются суммой гармонического процесса и случайного шума.

Для свежевспаханных полей выделить типичную автокорреляционную функцию не удалось. Это связано с тем, что периодичность, обусловленная вспашкой, сильно искажена за счет глыбистости. Крупные комья и глыбы, возникающие при отвальной вспашке, имеют случайную ориентировку, их размеры зависят от типа влажности почвы, что приводит к большому разнообразию поверхностей. Для каждого отдельно взятого поля автокоррелограмму можно аппроксимировать функцией:

$$R(x) = e^{\alpha x} \cos \tfrac{2\pi}{\beta} x \quad , \qquad (2)$$

хотя установить при этом, чем обусловлена величина коэффициентов α и β в общем случае не представляется возможным.

Для замытых вспаханных полей (т.е. полей, неровности которых сглажены за счет воздействия талых и дождевых вод) автокорреляционная функция, имея такой же общий вид, как и для свежевспаханных, полей, становится более гладкой, в некоторых случаях с четко выраженной периодичностью, обусловленной бороздами вспашки.

Хорошо поддаются типизации боронованные поверхности. Автокорреляционные функции боронованных полей можно представить в виде:

$$R(x) = (1 - A)e^{-\alpha x} \cos\frac{2\pi}{L_0}x + A\cos\frac{2\pi}{l_0}x, \qquad (3)$$

где: коэффициент А определяется соотношением глубины боронования вспашки, $L_0$ - расстояние между бороздами вспашки, $l_0$ - расстояние между бороздами боронования.

Структура шероховатости засеянных полей с еще не взошедшей или малоразвитой растительностью определяется тем, вдоль или поперек борозд вспашки проводился сев.

Для таких полей периодичность, обусловленная вспашкой, нивелируется последующей обработкой, и существенный вклад в структуру шероховатости вносят случайные неровности. Поля, засеянные вдоль борозд вспашки имеют, как правило, четко выраженную двухмасштабность.

Использование спектрального анализа при обработке пространственных рядов позволило получить более детальную информацию о характере периодичности сельскохозяйственных поверхностей. Форма спектров, расположение пиков в спектре и их величины для этих поверхностей достаточно специфичны.

Как правило, максимальный пик спектров отвечает периодичности, связанной со вспашкой. При вспашке образуются неровности со сравнительно большой амплитудой, последующая обработка почвы не позволяет полностью нивелировать эти неровности, поэтому спектры поверхностей боронованных и засеянных культивированных полей содержат пики, отвечающие периодичности вспашки. В зависимости от конструкции плуга, расстояния между бороздами вспашки варьируют от 0.45 до 0.90 м.

Исследованные спектры позволили выделить для поверхностей сельскохозяйственных полей три наиболее часто встречающиеся периодичности. Первая, связанная со вспашкой, как правило, отражена наиболее мощными пиками в низкочастотной области спектра. Расстояния между бороздами вспашки, по полученным данным могут быть 45, 70 и 90 см в зависимости от типа почвообрабатывающих устройств. Не менее отчетливо выражены пики, характеризующие периодичность культивации. Использование при обработке почвы дисковых культиваторов с фиксированных расстоянием между дисками - 0,25 м привело к появлению хорошо выраженного пика, соответствующего этому периоду. Пики, отвечающие периодам борозд боронования, как правило, не имеют такой стабильности, это связано с варьированием расстояний между рыхлителями бороны.

**Измерение влажности почвы**

Для измерения влажности почвы использованы следующие приборы и приспособления:

1. Сушильный шкаф, поддерживающий температуру 100-105$^0$С;
2. Весы, обеспечивающие точность взвешивания ~0,01 г;

3. Тонкостенная металлическая рамка размером 10х10 см$^2$ и высотой на 3-4 см больше, чем исследуемая глубина почвы. На внутренней стороне рамки нанесены линии, отмечающие глубину в 1, 2, 3 и т.д. см;

4. Металлические бюксы, размером не менее 100 см$^2$, с плотно закрывающейся крышкой;

В зависимости от рельефа местности и размеров поля, на поле выбирается от 3 до 10 участков. При большом количестве наблюдений участки выбираются случайным образом, например, по диагонали поля на расстоянии 50-100 м друг от друга. При малом количестве наблюдений, предварительно на глаз выбираются наиболее типичные для данного поля участки.

Металлическая рамка вдавливается в почву на нужную глубину, затем лопаткой снимаются слои почвы глубиной в 1 см и каждый слой помещается в отдельный бюкс с известным весом ($P_\sigma$).

Бюксы как можно быстрее после взятия пробы взвешиваются ($P_{вл}$). В лабораторных условиях почва в открытых бюксах высушивается до постоянного веса при температуре 100-105$^0$С ($P_c$).

Весовая влажность почвы определяется по формуле [1]

$$W=(P_{вл}-P_c)/(P_c-P_\sigma) \quad (4)$$

В связи с большой мозаичностью поверхностной влажности почвы, на каждом участке отбирается три пробы на расстоянии 50-100 см друг от друга, и затем определятся, среднее значение из трех измерений по каждому слою. Если значения влажности в одной из проб сильно отличаются от двух других, влажность в этой точке считают аномальной (либо ошибкой эксперимента) и при дальнейших расчетах не учитывают.

На маршрутных измерениях определяется суммарная по глубине влажность. При этом вместо рамки используется цилиндр, который вдавливается в почву на нужную глубину, подрезается снизу лопаткой и весь объем переносится в бюкс. При сильно комковатой почве отдельно определяется влажность комьев и указывается их средний размер и количество на 1 м$^2$.

На вспаханной почве влажность определяется на вершине, склона и впадине гребня, т.к. в отдельных случаях разница во влажности почвы на вершине и во впадине гребня может достигать 10%.

## Экспериментальные результаты дистанционного зондирования поверхности суши многочастотными радиофизическими методами

### Результаты дистанционного зондирования почв

В настоящем разделе анализируются возможности получения информации о состоянии почвогрунтов по данным многочастотного радиолокационного зондирования тестовых полигонов, путем установления связей между рассеянным сигналом от грунта и его природными морфологическими характеристиками. При этом учитывалась сложность и физическая неоднородность как всей системы «грунт-агрофон», так и отдельно каждая составляющая этой системы [6,7].

Радиолокационная съемка была проведена, синхронно с полевыми работами, включающими отбор проб грунта и растительного покрова с их последующей камеральной обработкой на полигоне 3. Параллельно проводились измерения и описание состояния растительного покрова и степени обработки полей.

На рис. 8 приведены радиолокационные изображения (РЛИ) тестового полигона в X, L, VHF диапазонах радиоволн. На них отчетливо видны исследуемые поля, разделяющие их лесополосы, овраги, лесные массивы, поселки. Изменение

интенсивности тона изображения на полях определяется их состоянием на момент съемки, вызывающим вариации отраженного радиосигнала.

В качестве первого пути интерпретации РЛИ была выбрана обработка данных методом парной корреляции. На тестовом участке было отобрано 12 контрольных площадок, которые характеризовали состояние земельных угодий на момент съемки. Оценивались следующие параметры: плотность почвы (до глубины 50 см), содержание физической глины (до глубины 50 см), влажность почвы в % от массы и объема (до глубины 50 см).

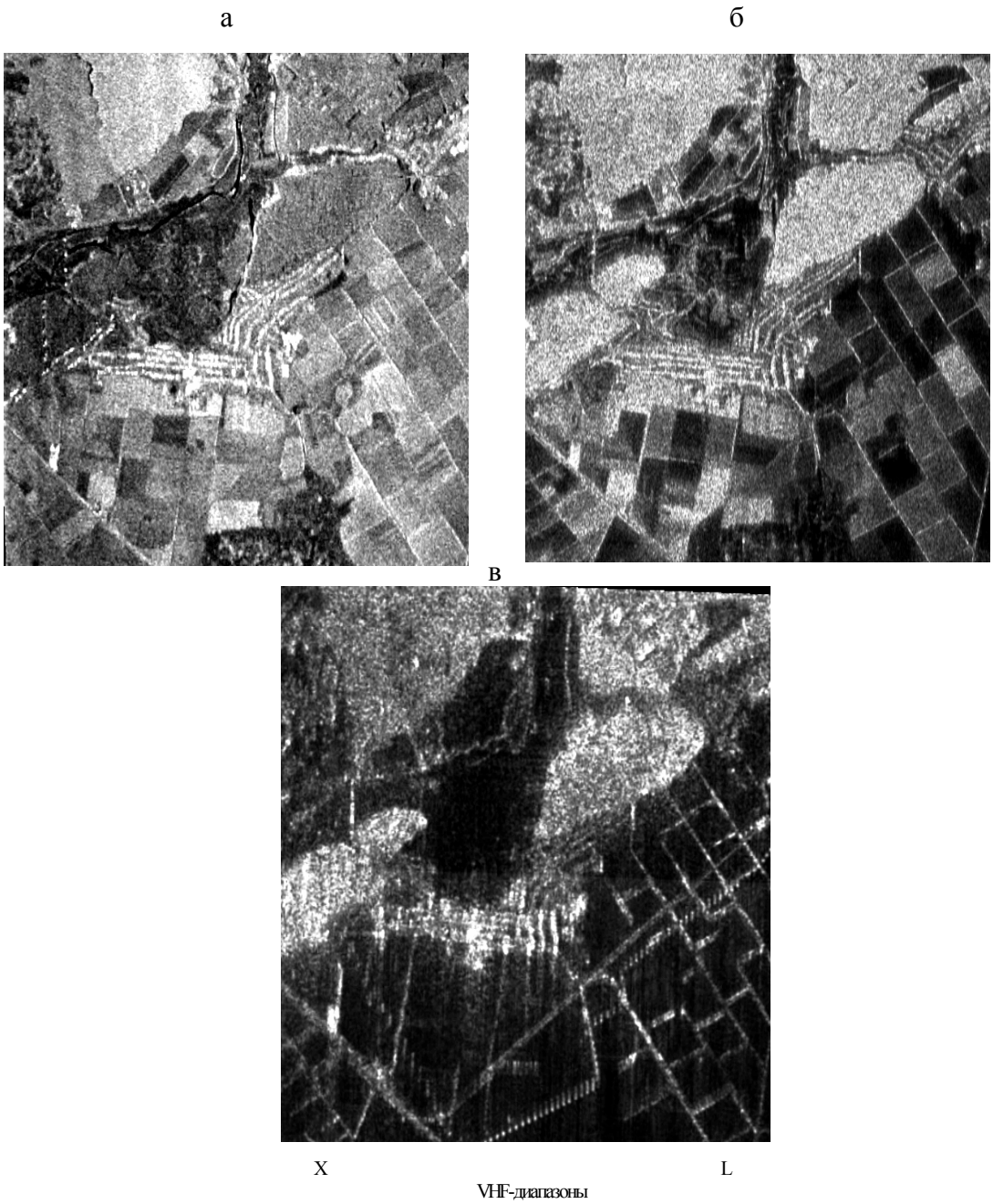



Рис. 8. Радиолокационные изображения тестового полигона в : а - сантиметровом (X), б - дециметровом (L), и в - метровом диапазонах радиоволн (VHF).

Использовались геоморфологические характеристики площадок (уклоны, экспозиции высот и пр.), а также такие показатели как емкость нанорельефа и максимальный размер глыб на полях.

На РЛИ был проведен выбор “окон” с учетом нахождения точек отбора проб на реальной местности. Каждое “окно” содержало 20 пикселов. В соответствии с общей методикой эти пикселы были сгруппированы по 5 и усреднены. Таким образом, при обработке каждая площадка характеризовалась 4 элементами радиолокационного образа (ЭРО). Результаты обработки представлены в таблице 4.

Таблица 4.

Значения коэффициентов корреляции между данными РЛ съемки и характеристиками почвогрунтов

| Показатель | РБО-3 | РСА-23 | РСА-180 | Показатель | РБО-3 | РСА-23 | РСА-180 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| G(0-20 см) | 0.05 | 0.15 | 0.31 | Wv(30-40см) | 0.17 | 0.03 | 0.08 |
| G(20-40 см) | 0.01 | 0.09 | 0.27 | ρ(0-10см) | 0.63 | 0.61 | 0.56 |
| G(40-60 см) | 0.01 | 0.11 | 0.28 | ρ(10-20см) | 0.58 | 0.53 | 0.52 |
| Wm(0-10 см) | 0.27 | 0.06 | 0.28 | ρ(20-30см) | 0.31 | 0.34 | 0.53 |
| Wm(10-20 см) | 0.53 | 0.31 | 0.33 | ρ(30-40см) | 0.53 | 0.20 | 0.21 |
| Wm(20-30 см) | 0.41 | 0.42 | 0.43 | Vn | 0.25 | 0.34 | 0.43 |
| Wm(30-40 см) | 0.53 | 0.44 | 0.45 | R | 0.31 | 0.39 | 0.45 |
| Wv(0-10 см) | 0.28 | 0.58 | 0.41 | E | 0.10 | 0.09 | 0.06 |
| Wv(10-20 см) | 0.16 | 0.26 | 0.32 | N | 0.37 | 0.48 | 0.27 |
| Wv(20-30 см) | 0.02 | 0.12 | 0.23 | | | | |

где- G- содержание физической глины, Wm- влажность грунта в % от массы, Vn- емкость нанорельефа, Wv- влажность грунта в % от объема, R- размер комков, ρ- плотность грунта, E- экспозиция, N-наклон

Наибольшая корреляция рассеянного сигнала с плотностью грунта наблюдается на глубинах 0-10 и 10-20 см в сантиметровом и дециметровом диапазонах. В метровом диапазоне коэффициент корреляции составляет 0,53-0,56 для слоев 0-10, 10-20, 20-30 см.

Таким образом, из всех характеристик грунта радиолокационные данные наиболее связаны с плотностью грунта в слое 0-10 см, причем этот показатель уменьшает свое влияние на отражательную способность по мере увеличения длины волны радиолокатора.

Наибольшая связь между содержанием объемной влаги и отражательной способностью в слое 0-10 см для дециметрового (0.58) и метрового (0.41) диапазонов. В более глубоких слоях такая зависимость не наблюдается.

Обработка РЛИ позволила оценить связь с содержанием влаги в грунте (в весовых процентах). Эта связь наиболее выражена в сантиметровом диапазоне на глубинах 10-20 и 30-40 см. (r=0,53).

Анализ приведенных в таблице данных показывает, что характеристики рельефа, и шероховатости поверхности слабо коррелируют с данными РЛ зондирования. Слабая зависимость объясняется тем, что в данном эксперименте не проводились детальные измерения шероховатости поверхности, в масштабах, сравнимых с длиной радиоволны.

Для учета комплекса показателей системы “почва-агрофон” использовалась модель в, основе которой лежит уравнение многомерной линейной пошаговой регрессии. Проводилось построение уравнения зависимости РЛ данных по каждому диапазону со следующими переменными:

$x_1$- объемная влажность агрофона;

$x_2$- влажность растительности;

$x_3$- площадь проективного покрытия;

$x_4$- содержание физической глины на глубине 0-20 см.;

$x_5$- плотность почвы на глубине 0-10 см.

В ходе обработки были получены следующие уравнения регрессии:

$$Y_{см}= -66,93+0,49\ x_1-0,65\ x_2+5,89x_4-147,89\ x_5 \quad (5)$$
$$(R=0,89;\ R^2=0,79)$$

$$Y_{дм}=145,7-1,03\ x_2+1,03\ x_3-96,42\ x_5+0,75\ x_1 \quad (6)$$
$$(R=0,89;\ R^2=0,79)$$

$$Y_{м}=35,7-0,27\ x_2-57,2\ x_5+1,54\ x_4+0,2\ x_1, \quad (7)$$
$$(R=0,65;\ R^2=0,42)$$

где $Y_{см}$, $Y_{дм}$, $Y_{м}$- РЛ нормированная интенсивность в сантиметровом, дециметровом и метровом диапазонах радиоволн соответственно, R- множественный коэффициент корреляции, $R^2$- коэффициент детерминации.

Второе направление дешифрирования РЛ снимков базировалось на использование метода иерархического кластерного анализа. Вычисления проводились по алгоритму Уорда в евклидовом пространстве. В качестве векторов, описывающих многомерное пространство, выступали данные РЛ съемки в различных диапазонах радиоволн.

Результаты обработки представлены на дендрограммах рис.9-16. Дендрограммы представляют собой результат кластерного анализа в виде графического отображения разделения образцов по классам. При этом по горизонтальной оси откладывают номера объектов через равные интервалы, а по вертикальной - значение меры схожести между этими объектами. В качестве меры схожести использован коэффициент слития, показывающий расстояние между классами в заданном многомерном пространстве. Выделение количества классов объектов проводилось по Трондайку [8]. Для этого строился график рис. 10 для дендрограммы рис. 9. По вертикальной оси откладывались значения коэффициента слития, а по горизонтальной - количество кластеров. Минимальное число выделяемых кластеров равно числу объектов, которые исследуются. Точки, отложенные на графике, показывают, при каком коэффициенте слития разница

между объектами становится незначительной и происходит их объединение в 1 класс.

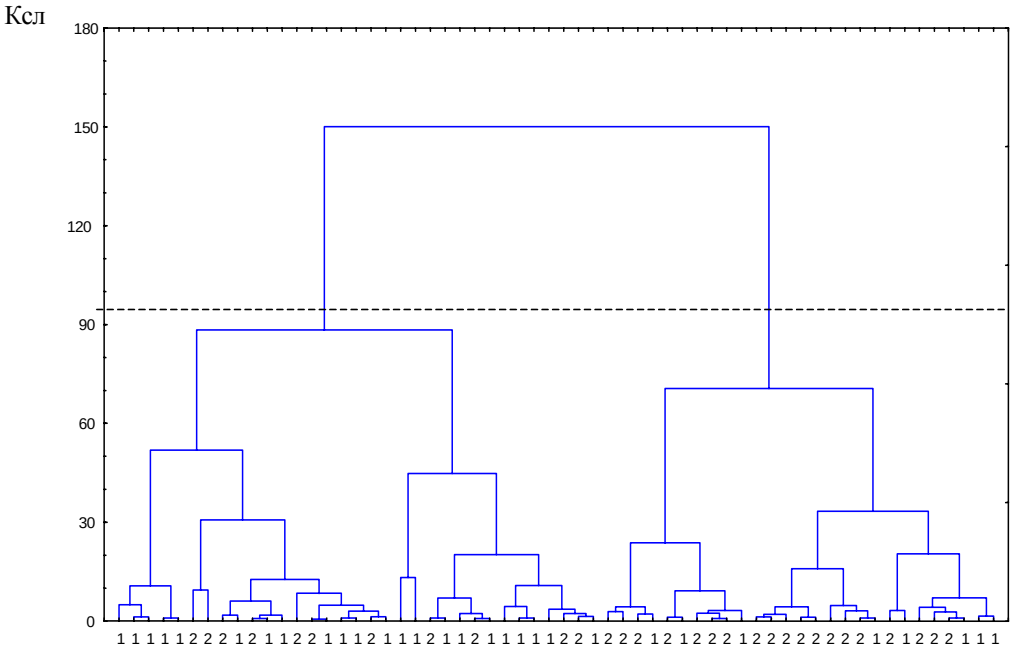



Рис. 9. Распределение грунтов по гранулометрическому составу по данным РЛ съемки в сантиметровом ($\lambda$=3 см), дециметровом ($\lambda$=23 см) диапазонах волн.
Условные обозначения:1-"легкий" гранулометрический состав, 2-"тяжелый" гранулометрический состав,---- - линия разделения дендрограмы на кластеры (по Трондайку).

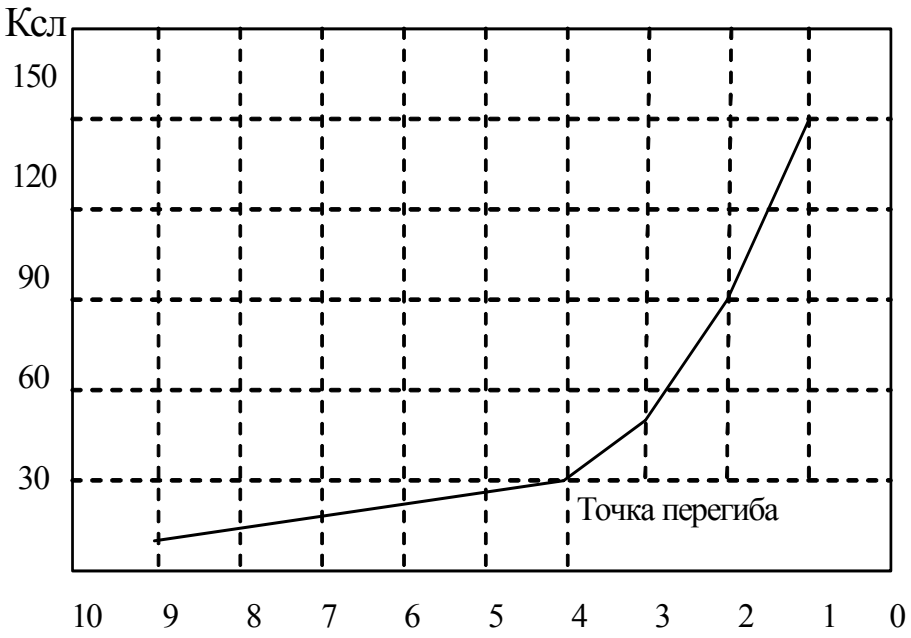



Рис. 10. График выделения количества отдельных кластеров для дендрограммы на рис. 9.

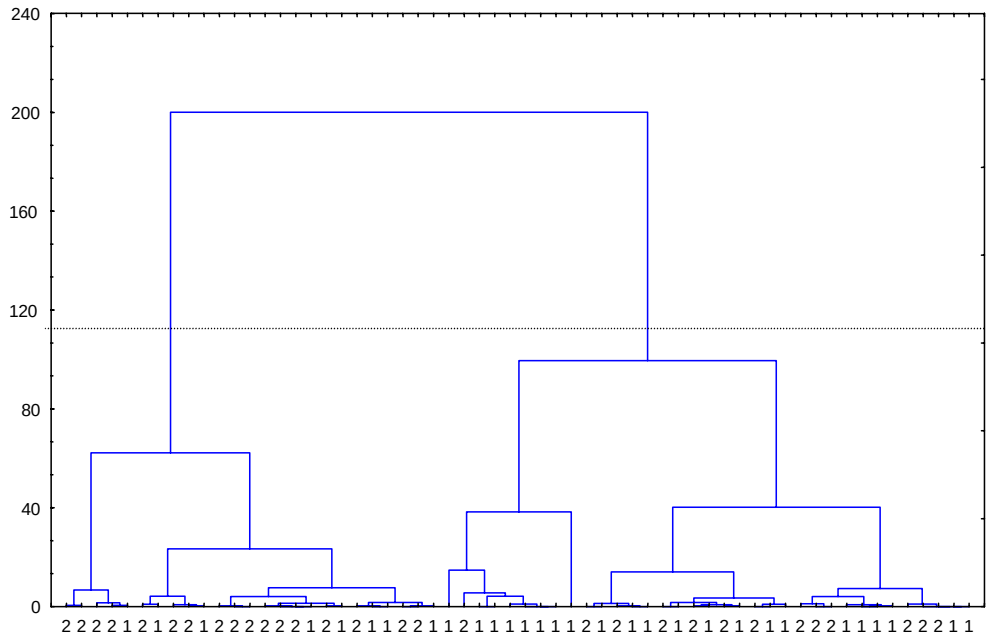



Рис. 11. Распределение грунтов по гранулометрическому составу по данным РЛ съемки в сантиметровом ( $\lambda$ =3 см) диапазоне волн. Условные обозначения:1-"легкий" гранулометрический состав, 2-"тяжелый" гранулометрический состав,---- - линия разделения дендрограмы на кластеры (по Трондайку).

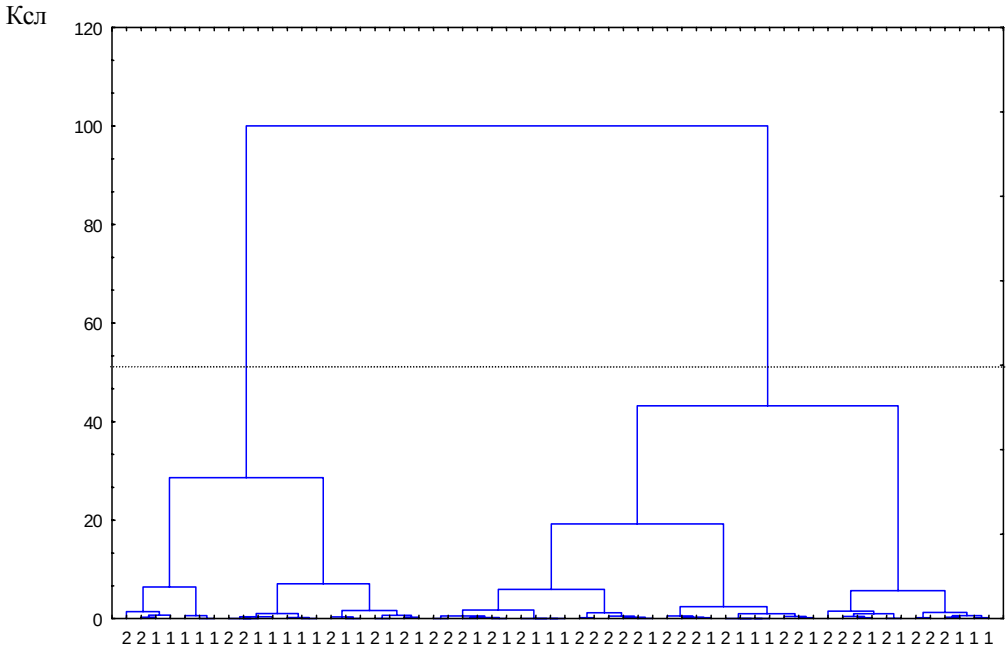



Рис. 12. Распределение грунтов по гранулометрическому составу по данным РЛ съемки в дециметровом ( $\lambda$ =23 см) диапазоне волн. Условные обозначения:1-"легкий" гранулометрический состав, 2-"тяжелый" гранулометрический состав,---- - линия разделения дендрограмы на кластеры (по Трондайку).

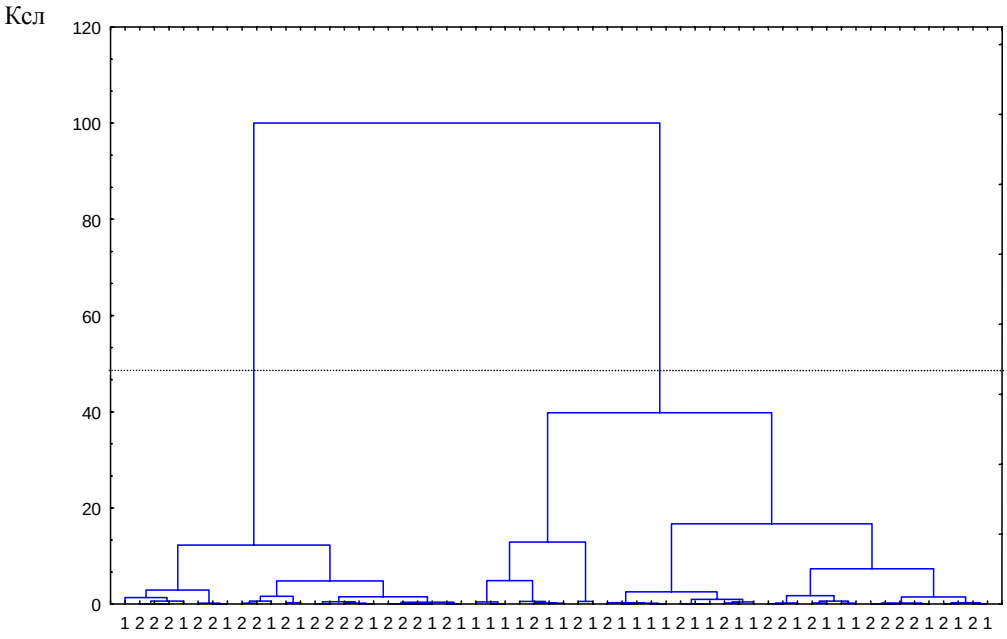



Рис. 13. Распределение грунтов по гранулометрическому составу по данным РЛ съемки в метровом ($\lambda$=180 см) диапазоне волн.
Условные обозначения:1-"легкий" гранулометрический состав, 2-"тяжелый" гранулометрический состав,---- - линия разделения дендрограмы на кластеры (по Трондайку).

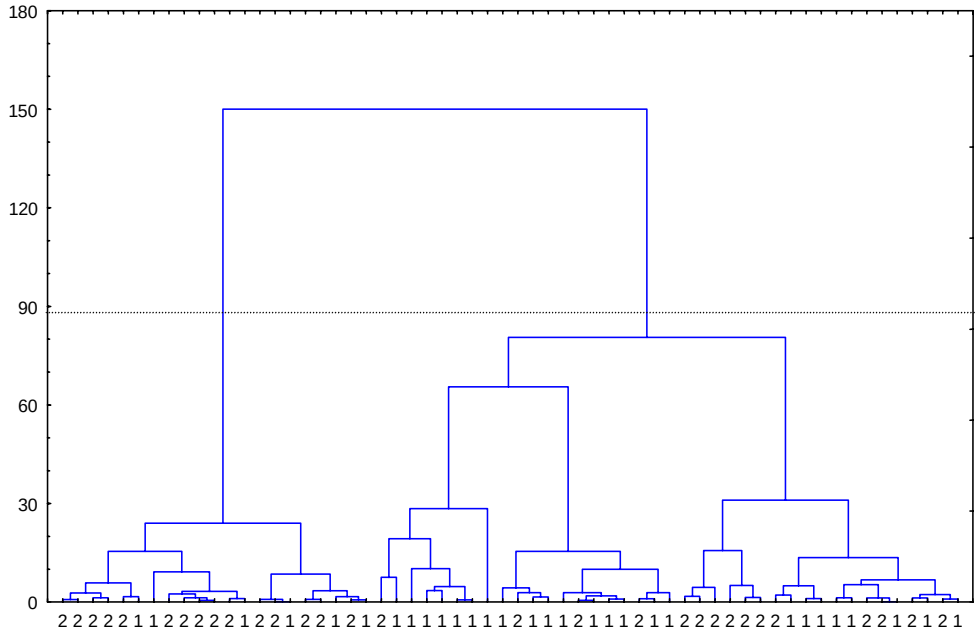



Рис. 14. Распределение грунтов по гранулометрическому составу по данным РЛ съемки в сантиметровом ($\lambda$=3 см) и метровом ($\lambda$=180 см) диапазонах волн.
Условные обозначения:1-"легкий" гранулометрический состав, 2-"тяжелый" гранулометрический состав,---- - линия разделения дендрограмы на кластеры (по Трондайку).

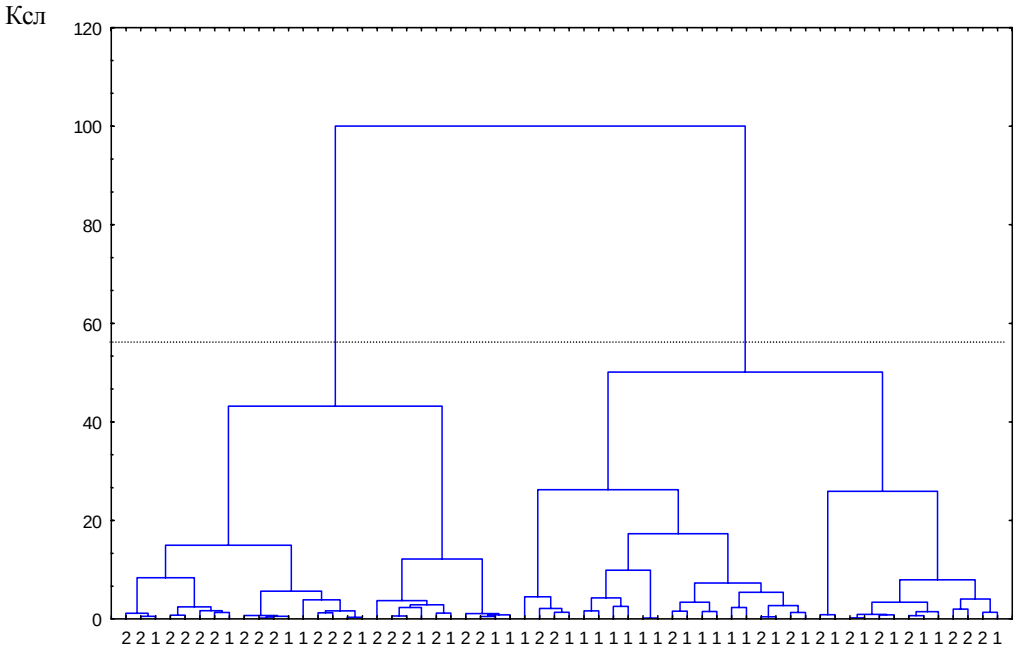



Рис. 15. Распределение грунтов по гранулометрическому составу по данным РЛ съемки в дециметровом ($\lambda$=23 см) и метровом ($\lambda$=180 см) диапазонах волн.
Условные обозначения:1-"легкий" гранулометрический состав, 2-"тяжелый" гранулометрический состав,---- - линия разделения дендрограмы на кластеры (по Трондайку).

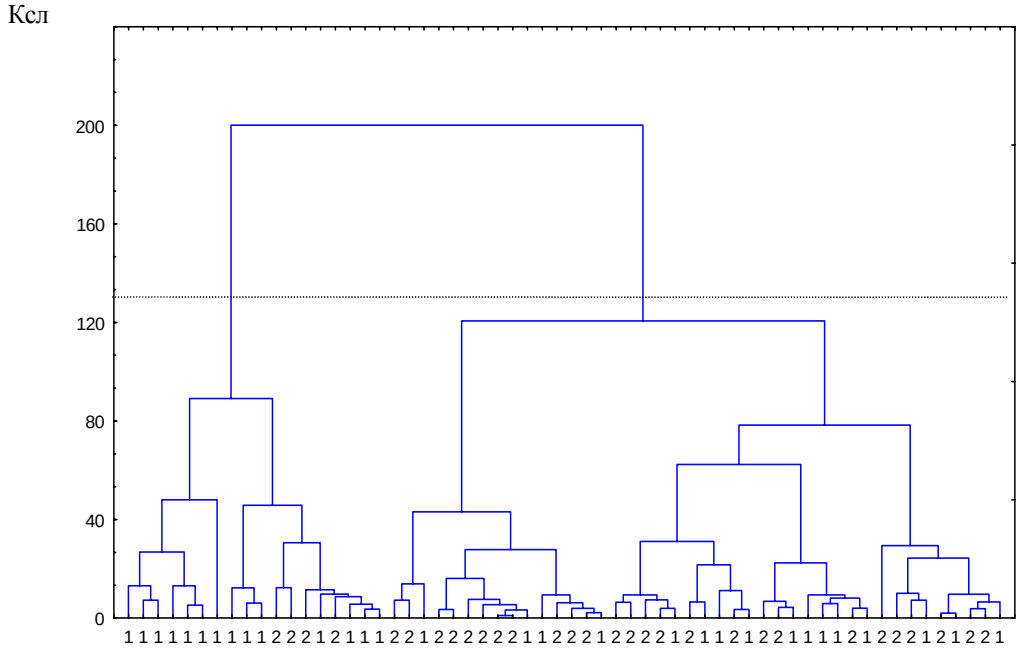



Рис. 16. Распределение грунтов по гранулометрическому составу по данным РЛ съемки в сантиметровом ($\lambda$=3 см), дециметровом ($\lambda$=23 см) и метровом ($\lambda$=180 см) диапазонах волн.
Условные обозначения:1-"легкий" гранулометрический состав, 2-"тяжелый" гранулометрический состав,---- - линия разделения дендрограмы на кластеры (по Трондайку).

Целью исследований являлось определение вклада показателей состояния «почва-агрофон» в формирование РЛ сигнала. Для получения качественных результатов на тестовом полигоне отбирались площадки, идентичные по всем характеристикам, кроме изучаемой. Например, при распознавании растительного покрова все исследуемые участки имели сходные почвенные характеристики. В данных условиях четкость разделения объектов по изучаемому признаку, позволила говорить как о чувствительности к нему какого-либо радиодиапазона или их комбинаций, так и о степени влияния данного параметра на отраженный радиосигнал.

Для исследования взаимосвязи РЛ данных с гранулометрическим составом почв были отобраны поля с «легкими почвами» (супесчаные и легкосуглинистые с содержанием физической глины 10-30%) и «тяжелые» (легкоглинистые и среднеглинистые с содержанием физической глины 60-85%).

На отобранных площадках «легкого» и «тяжелого» гранулометрического состава проводилось машинное разделение по типам агрофонов с использованием кластерного анализа с обучением. В качестве обучающей выборки использовались вышеупомянутые агрофоны полигона и данные сантиметрового диапазона. Для заведомого исключения влияния растительности на отраженный сигнал использовались вспаханные и боронованные поля. В результате была сформирована группа из шести полей, включающих следующие почвы: черноземы оподзоленные на лессах, подстилаемых на глубине 1-2 метра песком, и песках «легкого» гранулометрического состава, а также черноземы, оподзоленные на лессовых породах и плотных глинах - «тяжелого» гранулометрического состава.

Обработка данных кластерным анализом показала, что при любой комбинации радиодиапазонов объекты разделяются на два кластера, однако точность классификации зависит от используемых комбинаций. Для оценки точности использован критерий $\chi^2$ [8]. Чем больше его значение, тем достовернее классификация. В таблице 5 представлены значения $\chi^2$ для различного сочетания радиодиапазонов.

Таблица 5.

Оценка точности распознавания грунтов по гранулометрическому составу с использованием критерия $\chi^2$

| Комбинации радиодиапазонов | $\chi^2$ |
|---|---|
| сантиметровый (см) | 5.55 |
| дециметровый (дм) | 3.59 |
| метровый (м) | 4.45 |
| см, дм, м | 7.94 |
| дм, м | 5.45 |
| см, м | 5.94 |
| см, дм | 8.15 |

Наилучшее распознавание происходит при использовании данных сантиметрового и дециметрового диапазонов (рис. 9); на рис. 11-16 представлены дендрограммы для отдельных диапазонов и их комбинаций). В этом случае в первый класс попадает 22 ЭРО почв «легкого» гранулометрического состава и 11 ЭРО почв «тяжелого» гранулометрического состава, во второй класс,

соответственно 8 и 19 ЭРО. Сопоставление фактического (8,15) и теоретического (6,63) значений $\chi^2$ дает основание считать полученную классификацию достоверной при 90% уровне вероятности.

В третьем случае использовалась методика классификации протяженных (сложных) объектов, основанная на методе аналитической аппроксимации отношения правдоподобия [9]. Использование этого метода позволяет проводить классификацию объектов при негаусовских законах распределения признаков.

В предложенной методике коэффициенты полинома, минимизирующие ошибку аппроксимации, определяются из системы линейных уравнений, которая получена приравниванием к нулю производных ошибки аппроксимации по коэффициентам. Известные коэффициенты равенств получены через оценки моментов выборок обучения. Решение принадлежности неизвестного вектора признаков к одному из классов принимается по значению полинома, вычисленного для этого вектора признаков.

Проводился предварительный визуальный анализ РЛ изображений в разных диапазонах радиоволн в «окне» 21x21 пиксел с использованием пакета трехмерной графики.

В качестве признаков выбраны 10 пикселов, размещенных горизонтально, что дало возможность включить пикселы, размещенные один от другого на некотором расстоянии, а не один пиксел, что позволило сформировать обучающую выборку из 42 векторов в 10-мерном пространстве признаков.

На этом этапе исследований за итоговую функцию была принята гиперплощадь. В этом случае коэффициенты полинома $a_0$ - $a_{10}$ вычислялись по векторам математических ожиданий ковариационных матриц классов. Итоговая функция имеет вид:

$$R(\bar{x})=a_0+\sum_{i=1}^{10} a_i x_i, \qquad (8)$$

где $R(\bar{x})$ -итоговая функция,

$a_0, a_i$ -коэффициенты полинома,

$x$ - компонента вектора признаков,

i=1...10 -компонента вектора обучающей выборки.

Для определения статистического постоянства оценок моментов выборок использовался метод скользящего контроля. Проводились вычисления верхнего и нижнего порогов математических ожиданий, дисперсии и автокорреляционных функций, имеющих вид:

$$M_{kl} = 1/N \sum_{i=1}^{N} x_{kli}, \qquad (9)$$

где: $M$ - математическое ожидание,

$k$ - номер класса,

i=1...N - номер вектора обучающей выборки,

l=1...10 - номер признака.

$$\sigma_{kl}^2 = 1/N \sum_{i=1}^{N} (X_{kli} - M_{kl})^2, \qquad (10)$$

где $\sigma_{kl}$ - дисперсия,

$$\tau_{klt} = 1/N \sum_{i=1}^{N} \frac{(Xkti - Mkt) \times (Xkli - Mkl)}{\sigma_{kt} \times \sigma_{kl}}, \qquad (11)$$

где: τ - автокорреляционная функция, t=1...10 - номер признака для вычисления автокорреляционной функции. При работе по этой методике использовались только типы грунта и растительности, без их детальных характеристик. Были отобраны участки с однородным грунтом (чернозем типичный середнегумусный), но разным проективным покрытием (озимые, пахота). Результаты представлены на рис. 17.

В сантиметровом диапазоне хорошо распознаются исследуемые поверхности (вероятность правильного распознавания ВПР - 0,95). В дециметровом - ВПР хуже и составляет 0,8. В метровом диапазоне влияние растительности мало и ВПР =0,5.

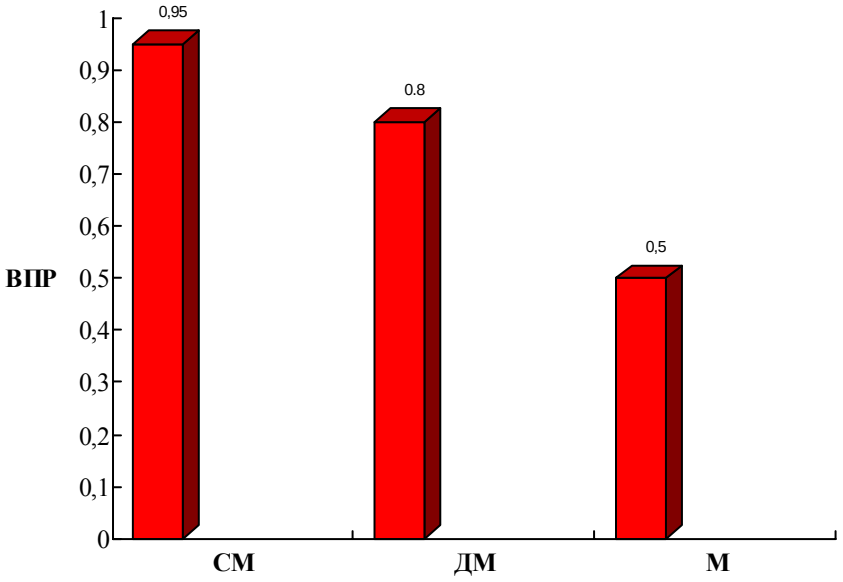



Рис. 17. Определение качества распознавания грунтов с растительностью. (ВПР - вероятность правильного распознавания; диапазоны: см - сантиметровый, дм - дециметровый, м - метровый).

**Результаты дистанционного зондирования растительного покрова**

В качестве первого пути интерпретации РЛИ была выбрана обработка данных методом парной корреляции. На тестовом участке было отобрано 12 контрольных площадок, которые характеризовали состояние земельных угодий на момент съемки. Оценивались следующие параметры: площадь проективного покрытия растений, их высота и влажность, объемная влажность агрофона. Последний показатель представляет собой комплексную характеристику агрофона, показывающую содержание влаги в квазиобъеме растительного покрова:

$$W_a=W_r/H*S, \qquad (12)$$

где: $W_a$ - объемная влажность агрофона, $W_r$ - влажность растительности, H - высота растительности, S - площадь проективного покрытия. Результаты обработки представлены в таблице 6.

Таблица 6.

Значения коэффициентов корреляции между данными РЛ съемки и характеристиками растительности

| Показатель | РБО-3 | РСА-23 | РСА-180 |
|---|---|---|---|
| Wa | 0.78 | 0.68 | 0.40 |
| H | 0.20 | 0.27 | 0.04 |
| Wr | 0.61 | 0.73 | 0.57 |

где- Wa- объемная влажность агрофона, H- высота растений, Wr- влажность растений.

Анализ коэффициентов корреляции показывает, что наиболее тесная связь наблюдается между отраженными сигналами и показателями агрофона. При этом значения коэффициентов корреляции r между объемной влажностью агрофона и данными РЛИ уменьшается с возрастанием длины волны ($r_{см}$=0,78, $r_{дм}$=0,68, $r_m$=0,4). Также следует отметить большие значения коэффициента корреляции для содержания влаги в растительности.

Для анализа агрофонов были выбраны две группы: а) пропашные культуры (кукуруза, сахарная свекла), б) культуры сплошного сева (стерня зерновых и многолетние травы). В первой группе выбраны заведомо контрастные агрофона, во второй - очень схожие.

Для каждого агрофона на РЛ снимках были выбраны «окна», содержащие по 50 пикселов. После первичной статистической обработки данных, каждое поле характеризовалось 10 ЭРО. Наилучшее распознавание агрофонов происходит при использовании данных сантиметрового диапазона. Результаты классификации представлены на дендрограмме рис.18 (по оси ординат отложен Ксл- коэффициент слития). Согласно критерия Трондайка, на ней выделяется четыре класса. Анализ дендрограммы показывает, что происходит четкое разделение агрофонов: кукурузы и сахарной свеклы. Они образуют два непересекающихся кластера. В свою очередь, так же четко отделяются от этих агрофонов культуры сплошного сева. Между собой разделение этих культур происходит немного хуже: пять ЭРО стерни зерновых попадает в кластер «многолетние травы». Это объясняется различным состоянием данных культур (высотой среза стерни и высотой растений многолетних трав).

Проверка классификации по критерию хи-квадрат ($\chi^2$) показала, что расчетное значение $\chi^2$ с учетом поправки Ятса составляет - 125, а табличное - 21,67 (для уровня значимости - 0,01). Превышение фактического значения $\chi^2$ над теоретическим, показывает, что достоверность распознавания агрофонов подтверждается на 90% уровня вероятности.

В дециметровом и метровом диапазонах радиоволн распознавание типов проективного покрытия происходит значительно хуже ввиду незначительного вклада агрофонов в обратное рассеяние (см. рис. 19-20). Комбинированное использование данных нескольких диапазонов не улучшает классификацию (см. рис. 21-24).

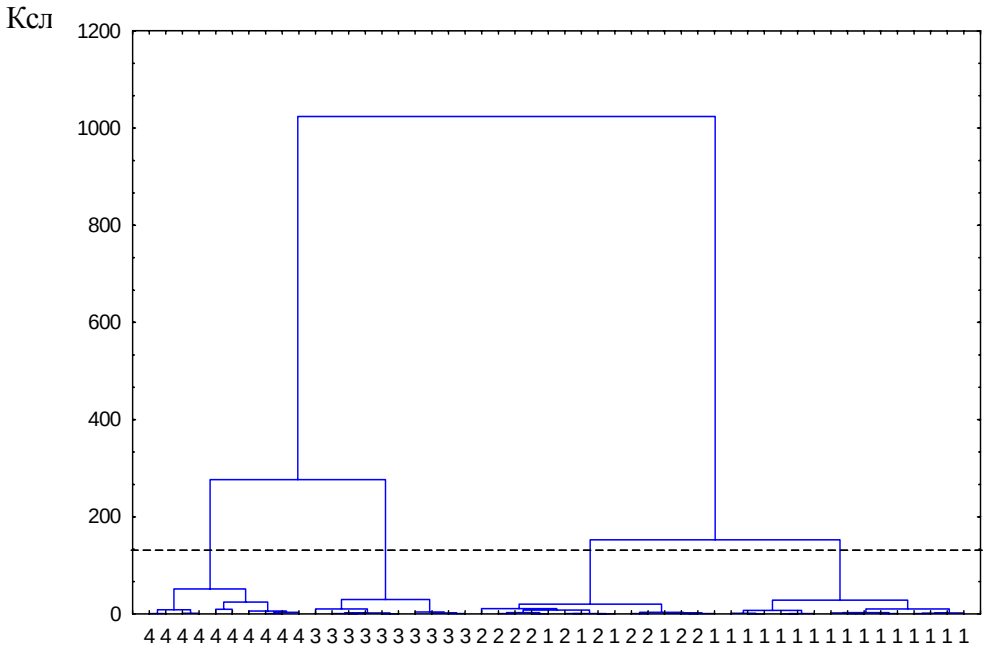



Рис. 18. Распознавание типов агрофонов по данным РЛ съемки в сантиметровом диапазоне радиоволн ($\lambda$=3 см).
Условные обозначения: 1-стерня зерновых культур, 2-многолетние травы, 3-кукуруза, 4-сахарный буряк. - линия разделения дендрограмы на кластеры (по Трондайку).

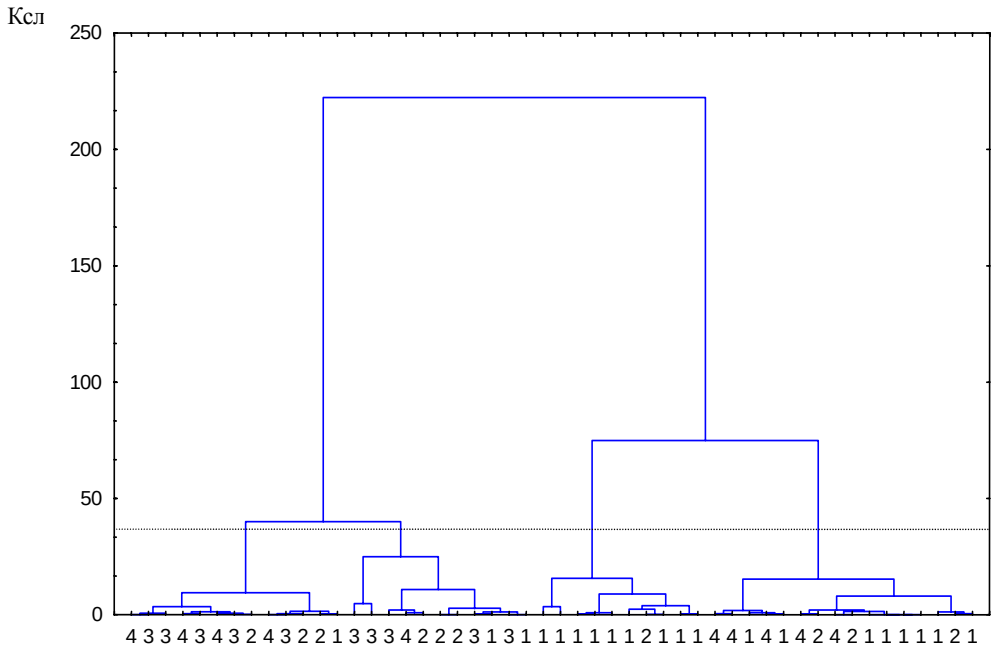



Рис. 19. Распознавание типов агрофонов по данным РЛ съемки в дециметровом диапазоне радиоволн ($\lambda$=23 см).
Условные обозначения: 1-стерня зерновых культур, 2-многолетние травы, 3-кукуруза, 4-сахарный буряк. - линия разделения дендрограмы на кластеры (по Трондайку).

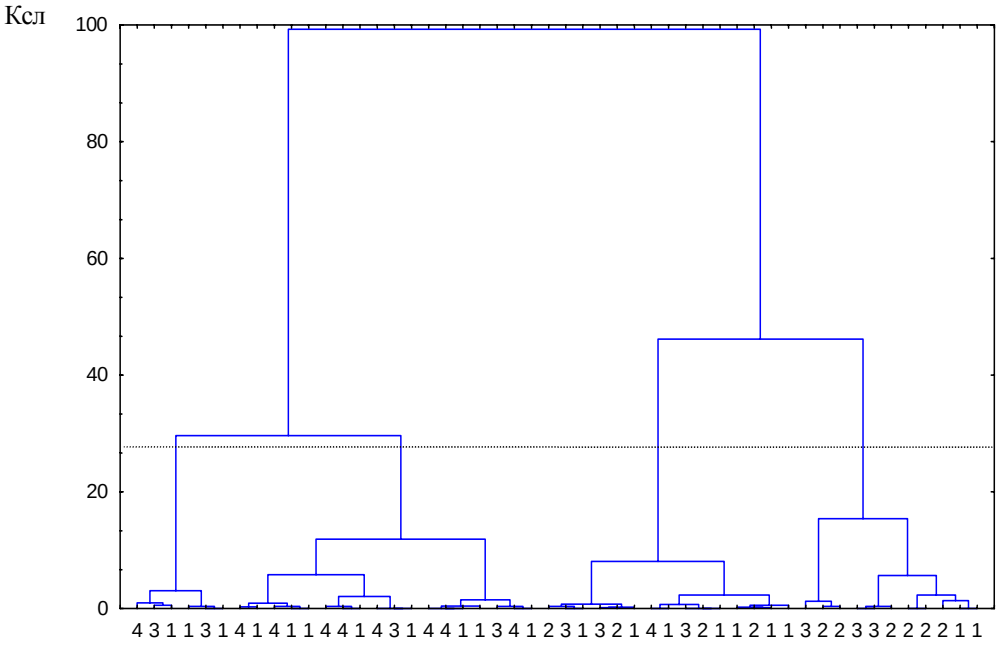



Рис. 20. Распознавание типов агрофонов по данным РЛ съемки в метровом диапазоне радиоволн ($\lambda$=180 см).
Условные обозначения: 1-стерня зерновых культур, 2-многолетние травы, 3-кукуруза, 4-сахарный буряк,- линия разделения дендрограмы на кластеры (по Трондайку).

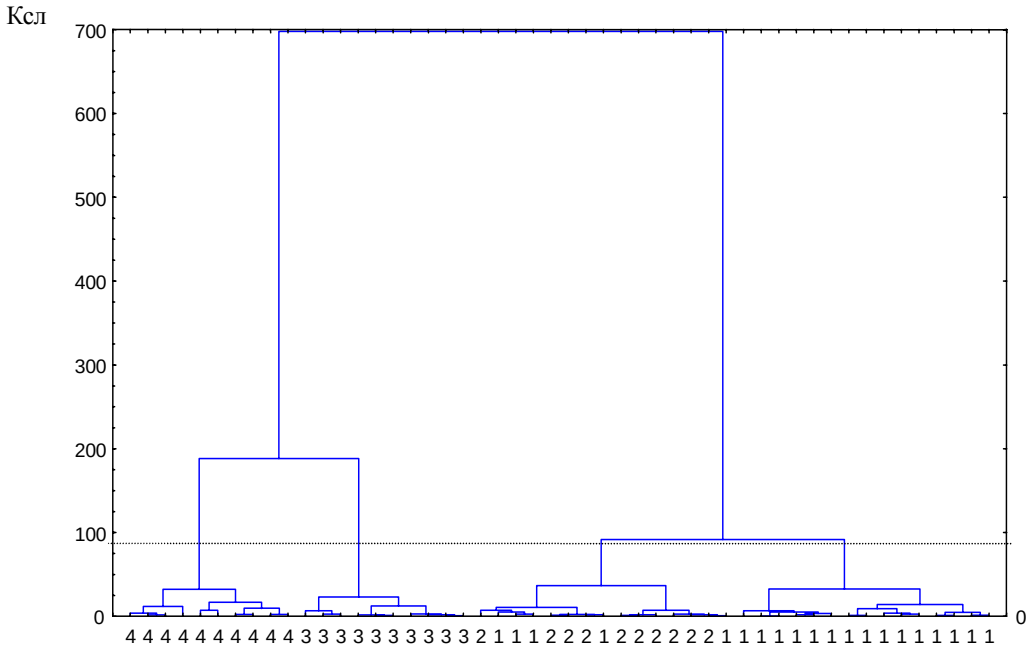



Рис. 21. Распознавание типов агрофонов по данным РЛ съемки в сантиметровом ($\lambda$=3 см) и дециметровом диапазонах радиоволн (l=23 см).
Условные обозначения: 1-стерня зерновых культур, 2-многолетние травы, 3-кукуруза, 4-сахарный буряк,- линия разделения дендрограмы на кластеры (по Трондайку).

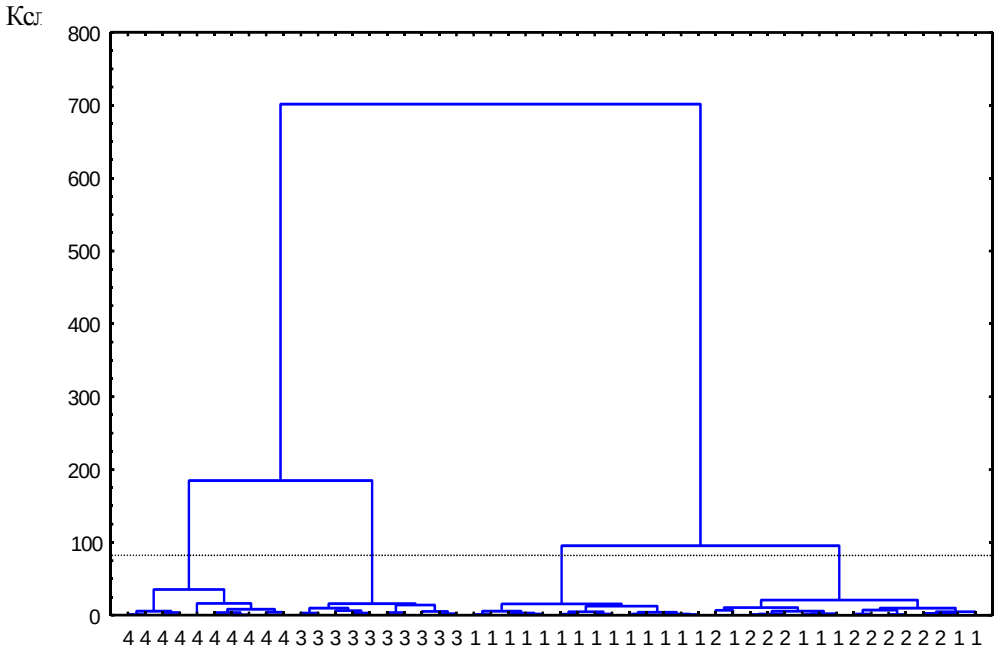



Рис. 22. Распознавание типов агрофонов по данным РЛ съемки в сантиметровом ($\lambda$=3 см) и метровом диапазоне радиоволн ($\lambda$=180 см).

Условные обозначения: 1-стерня зерновых культур, 2-многолетние травы, 3-кукуруза, 4-сахарный буряк,- линия разделения дендрограмы на кластеры (по Трондайку).

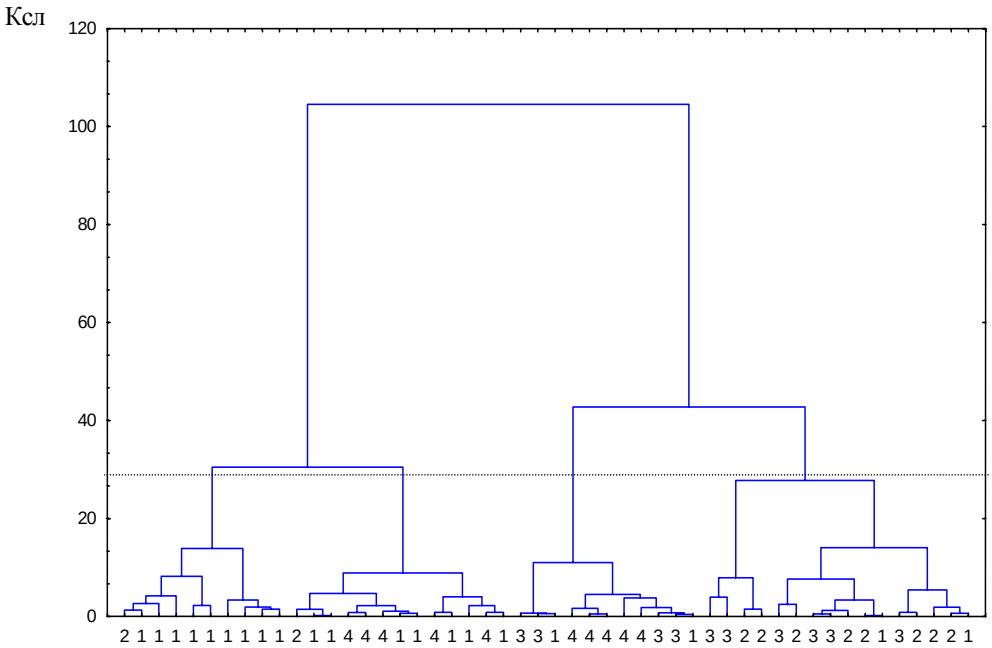



Рис. 23. Распознавание типов агрофонов по данным РЛ съемки в дециметровом ($\lambda$=23 см) и метровом диапазоне радиоволн ($\lambda$=180 см).

Условные обозначения: 1-стерня зерновых культур, 2-многолетние травы, 3-кукуруза, 4-сахарный буряк,- линия разделения дендрограмы на кластеры (по Трондайку).

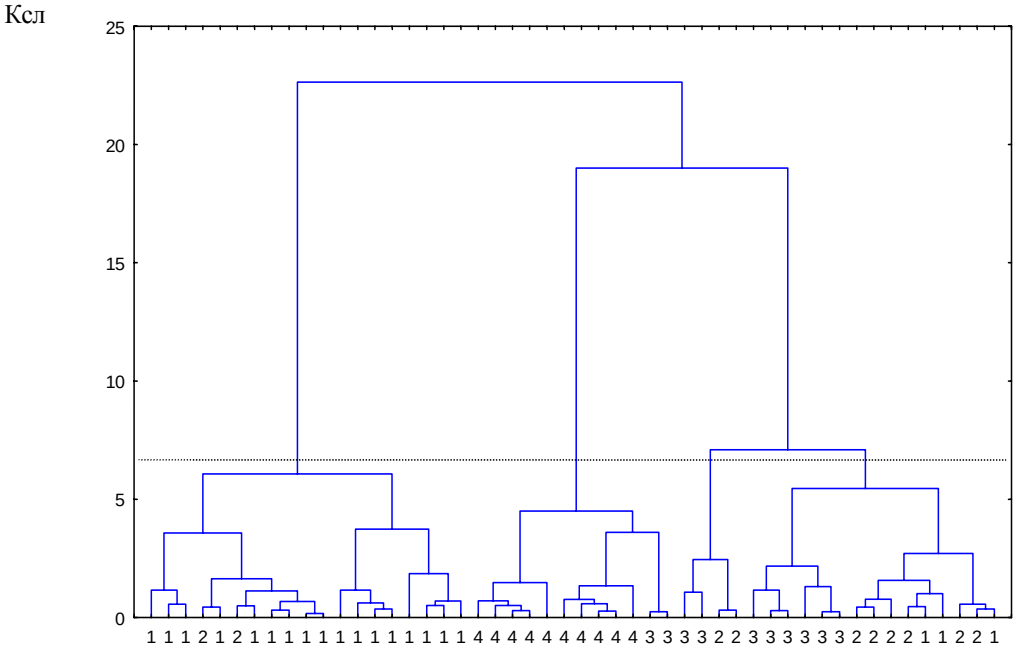



Рис. 24. Распознавание типов агрофонов по данным РЛ съемки в сантиметровом ($\lambda$=3см), дециметровом ($\lambda$=23см) и метровом диапазонах радиоволн ($\lambda$=180 см).
Условные обозначения: 1-стерня зерновых культур, 2-многолетние травы, 3-кукуруза, 4-сахарный буряк,- линия разделения дендрограмы на кластеры (по Трондайку).

**Результаты исследований системы почва - агрофон в трехсантиметровом диапазоне радиоволн**

**Выбор оптимального режима съемки**

Радиолокационный сигнал, отраженный культурными посевами, как правило, содержит составляющие, обусловленные как растительностью, так и подстилающей поверхностью почвы [10-15]. Одним из путей ослабления почвенной составляющей отраженного сигнала является выбор рационального режима съемки.

Для уменьшения влияния шероховатости и влажности почвы обычно выбирается рабочая частота радиолокационного сигнала выше 8 ГГц [16]. Достаточно эффективным приемом минимизации влияния почвенного покрова является зондирование поверхности под различными углами. Как известно [16], интенсивность отраженного сигнала для хаотической и преимущественно горизонтальной ориентации отражателей, что наблюдается для почвенного покрова, плавно спадает с увеличением угла визирования. Если отражатели имеют преимущественно вертикальную ориентацию, что характерно для растительного покрова, то УЭПР увеличивается с ростом угла визирования.

Проведенные нами исследования показали высокую изменчивость значений коэффициентов корреляции удельной ЭПР при различных углах визирования от покрытия и высоты растительного покрова, а также от влажности и диэлектрической проницаемости почв (табл. 7).

Таблица 7.

Зависимость между информативностью отраженного сигнала и углом визирования

| Поля | $\Theta^0$ визирования | Кпп | Kh | Kw | $K\varepsilon_п$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 1п | 30-35 | 0.19 | 0.11 | -0.53 | 0.57 |
| 1п | 47-50 | 0.75 | 0.72 | -0.16 | 0.09 |
| 2п | 35 | -0.05 | 0.14 | -0.70 | 0.59 |
| 2п | 50-53 | 0.31 | 0.27 | -0.67 | 0.42 |
| 3п | 35-38 | 0.65 | 0.56 | 0.06 | 0.18 |
| 3п | 50-53 | 0.68 | 0.59 | -0.16 | -0.10 |

где –1п.- поля всходов озимых зерновых (покрытие 30-45%),.2п- поля всходов озимых зерновых (покрытие3-10%), 3п.- поля всходов озимых зерновых (покрытие 50%),-коэффициенты корреляции УЭПР Кпп (с проективным покрытием), Kh (с высотой растений), Kw (с влажностью), $k\varepsilon_п$ (с диэлектрической проницаемостью почв)

При больших углах визирования (более $45^0$) наблюдается линейная зависимость между свойствами растительного покрова (проективное покрытие и высота растений) и интенсивностью отраженного сигнала, причем наиболее тесные связи между этими показателями наблюдаются при исследовании территорий с развитым растительным покровом. Для почвенных характеристик свойственна обратная зависимость - наиболее тесные связи отмечены для площадей со слаборазвитым растительным покровом в углах визирования 30-35°.

**Наблюдение за пахотными площадями**

При радиолокационных исследованиях в пределах сельскохозяйственных территорий ранней весной и поздней осенью приходится иметь дело преимущественно с полями, лишенными растительности. Шероховатость таких поверхностей определяется системой обработки пахотного слоя. Типичный сезонный цикл обработки почвы приводит к формированию вспаханных, боронованных, культивированных и засеянных полей, общей отличительной чертой является квазирегулярность поверхностных неровностей (на рис. 25 представлена сезонная съемка полигона №4, демонстрирующая изменения интенсивности отражения от полей полигона в течение сезона).

Если при радиолокационной съемке направление обработки почвы неизвестно, то возникают неопределенности в трактовке результатов [17]. Пример, иллюстрирующий это, приведен на рис. 26. По данным [17] неопределенность из-за неизвестного направления обработки не создает заметных трудностей, т.к. первоначальная квазирегулярная структура поверхности со временем становится менее выраженной из-за замытости. Зависимость сохраняется, меняется лишь $\sigma^0$. С этим выводом нельзя согласиться безоговорочно: по данным наших исследований, рядная структура полей в большинстве случаев сохраняется не только после дождя, но даже после таяния снежного покрова.

Радиолокационные изображения сельскохозяйственных площадей ранней весной характеризуются мозаичностью, обусловленной, главным образом, различиями обработки почвенного покрова, которая, в свою очередь, определяется амплитудой и пространственным периодом поверхностных неровностей.

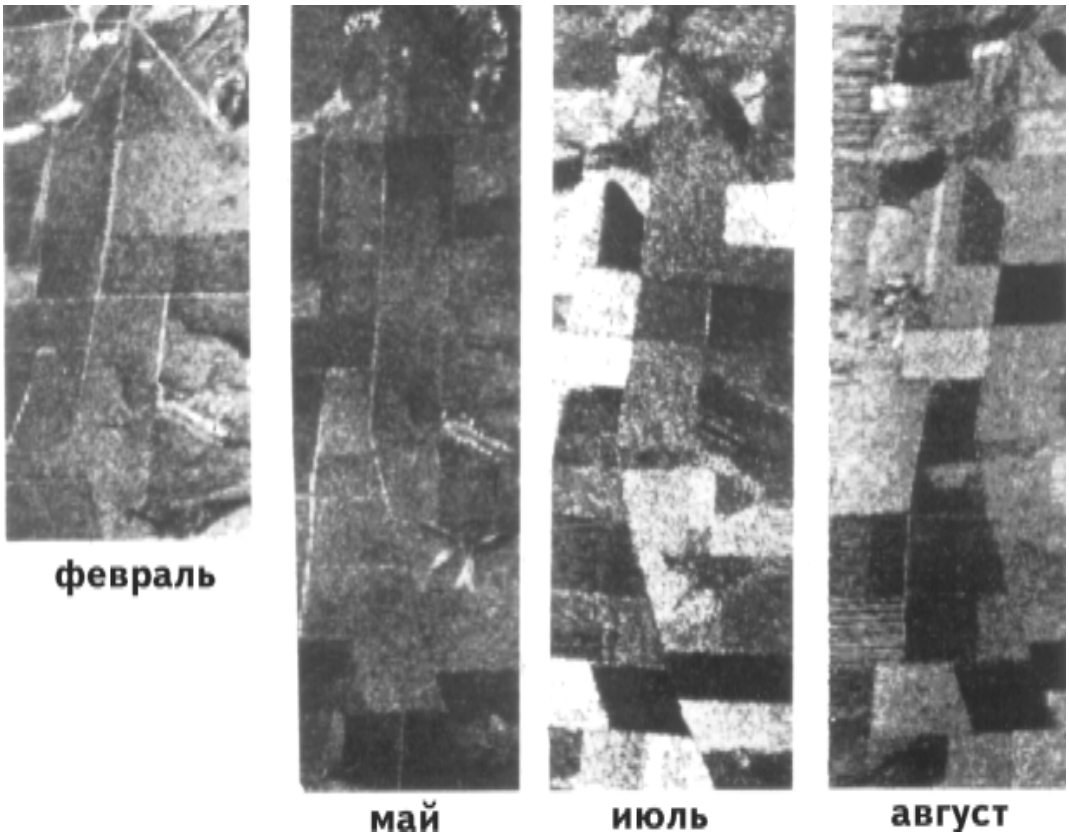



Рис. 25. Сезонная радиолокационная съемка полигона №4 радиолокатором трехсантиметрового диапазона.

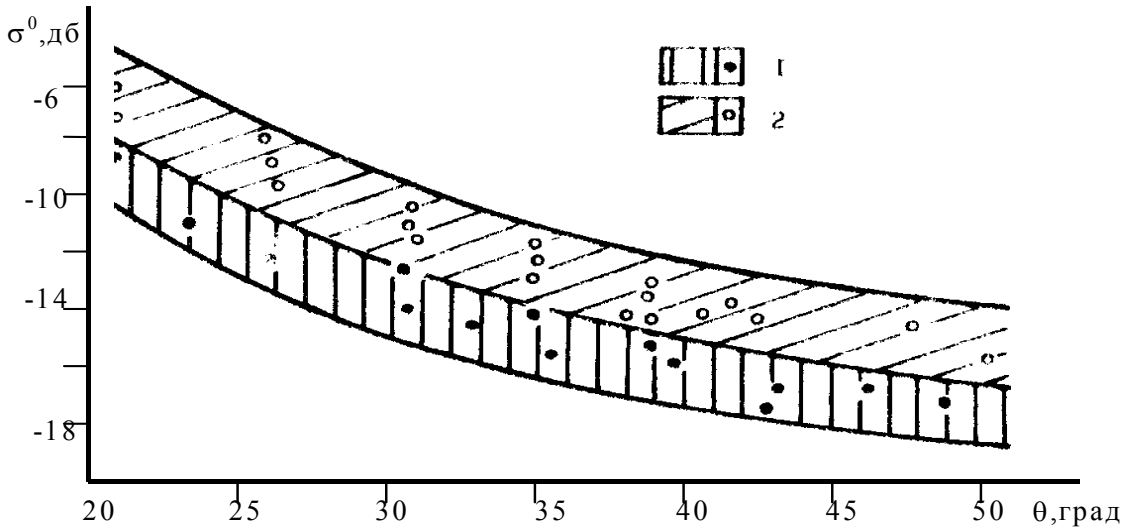



Рис. 26. Экспериментальные угловые зависимости УЭПР для боронованных полей с направлением борозд, параллельным (1) и перпендикулярным (2) направлением обзора.

На рис. 27 приведены экспериментальные угловые зависимости УЭПР для полей с различно обработанным почвенным покровом. Значения УЭПР в диапазоне углов визирования 25-40° наиболее выровненной поверхности (засеянное поле) падает на 6,5 дБ, тогда как для вспаханных и боронованных полей эта величина не

превышает 5 дБ, что подтверждает известные теоретические расчеты [11, 15, 17].

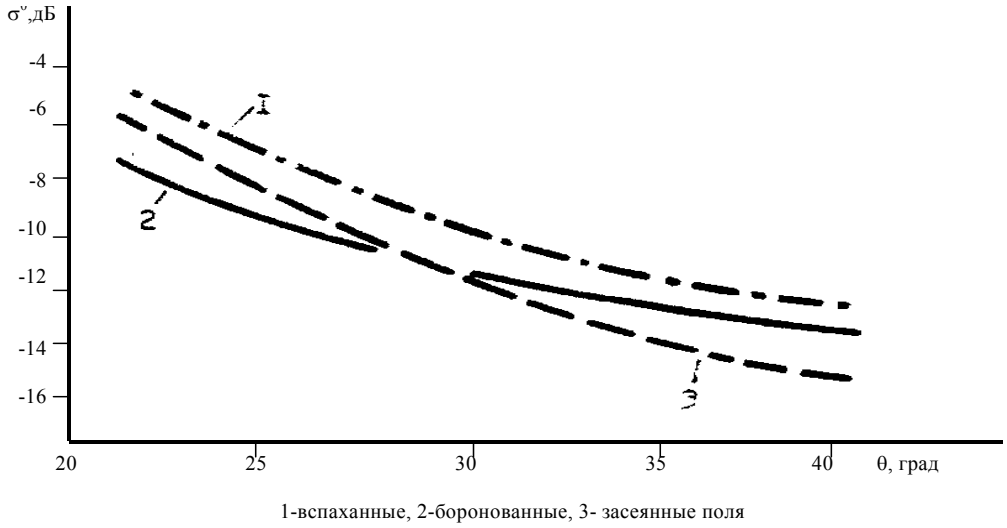



Рис. 27. Экспериментальные угловые зависимости УЭПР для полей с открытым почвенным покровом (направление обзора перпендикулярно бороздам обработки).

Автокорреляционные функции для различным образом обработанных полей при различном направлении обзора к азимуту вспашки представлены на рис.28. Достаточно хорошо выделяются поля с направлением вспашки перпендикулярным обзору и засеянные поля со всходами озимых (поле 4с). Вторая группа полей, с меньшим радиусом корреляции, выделяется при съемке параллельно бороздам вспашки.

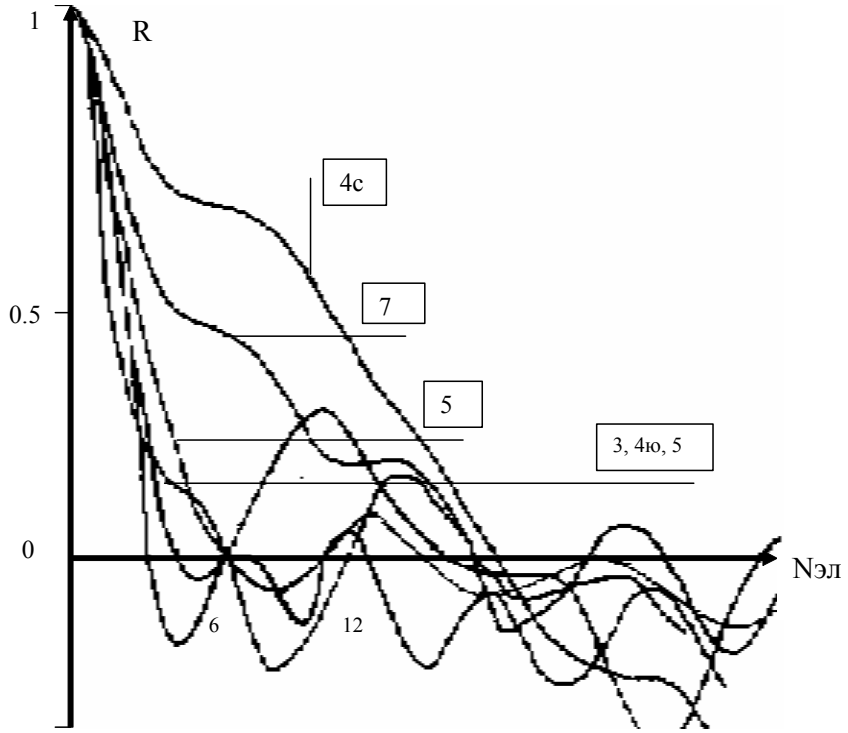



Рис. 28. Автокорреляционные функции для отраженных сигналов от полей с направлением борозд параллельно (7, 4с) направлению обзора РБО и перпендикулярно ему (3, 4ю, 5).

Корреляционный анализ геометрических и физико-химических параметров почвенного покрова, по данным наземных исследований 1985 года (99 определений), обнаружил для УЭПР (в диапазоне углов визирования $30^0$) положительные коэффициенты корреляции со среднеквадратичными высотами неровностей поверхности. При этом, как видно из таблицы 8, наиболее высокие связи характерны для среднеквадратичных высот неровностей, рассчитанных для направления, параллельного направлению облучения, хотя и значения, измеренные перпендикулярно квазирегулярным структурам полей, имеют значимый показатель корреляции с УЭПР.

Таблица 8

Корреляционные связи УЭПР ($\theta=30^0$) с физико-химическими и геометрическими параметрами почвенного покрова

| Показатель | Влажность | Мех. свойства | Eh | pH | $Ca^{2+}$ | Минерализация | $Na^+$ | ρ | $\sigma p;\sigma_\perp$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| R | -0.17 | 0.10 | 0.03 | 0,21 | 0,20 | 0,21 | 0,03 | 0,23 | 0,38; 0,31 |
| T | 1,65 | 0,98 | 0,26 | 2,13 | 1,99 | 2,08 | 0,27 | 2,27 | 3,96;3,12 |

Примечание: если показатель значимости T больше 3, то коэффициент корреляции отличается от нуля значимо (1%), если T больше 2, но меньше чем 3, то значимо (5%), если T меньше или равно 2, то не значимо.

Из изученных физико-химических параметров почв линейную зависимость от значений УЭПР обнаруживают плотность и pH почвенных растворов.

**Идентификация сельскохозяйственных культур**

Сельскохозяйственные растения, культивированные на полигоне дистанционного зондирования, ограничены несколькими видами - кукуруза, ячмень, многолетние кормовые травы, подсолнечник. На рис. 29 приведены экспериментальные угловые зависимости УЭПР для этих культур по результатам радиолокационной съемки, проведенной в первой декаде июля 1986 года. Этот период интересен тем, что к концу июня - началу июля растения достигают зрелых стадий вегетации. Подсолнечники и кукуруза обладают наиболее высоким отражением, что обусловлено особенностями ориентации листьев и соцветий этих культур, а также большей, по сравнению с зерновыми, биомассой. Посевы многолетников и ячменя имеют сходные УЭПР, можно лишь отметить чуть более пологий график угловой зависимости для ячменя

Как показали исследования, сезонный цикл каждой из культур, кроме люцерны, характеризуется тремя основными фазами [18]. Первая фаза- прорастание и развитие посевов, приводит к постепенному росту значений УЭПР.

В определенный для каждой культуры период времени значения УЭПР стабилизируются, это означает переход ко второй фазе, отвечающей зрелой стадии культуры с относительно постоянными биомассой и влагосодержанием. Третья фаза отвечает заключительной стадии вегетации - растение резко теряет влагу, часть листьев; УЭПР заметно уменьшается. Эти фазы можно наблюдать на рис. 30, где в качестве примера рассматриваются посевы подсолнечника (1), свеклы (2), кукурузы (3).

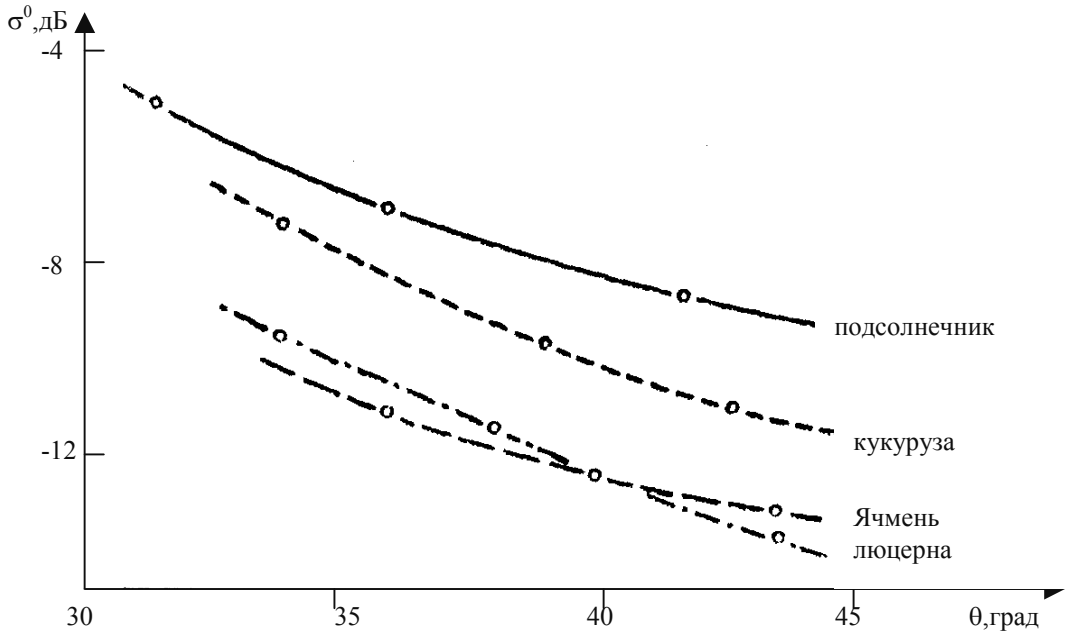



Рис. 29. Экспериментальные угловые зависимости $\sigma^0$ сельскохозяйственных растений.

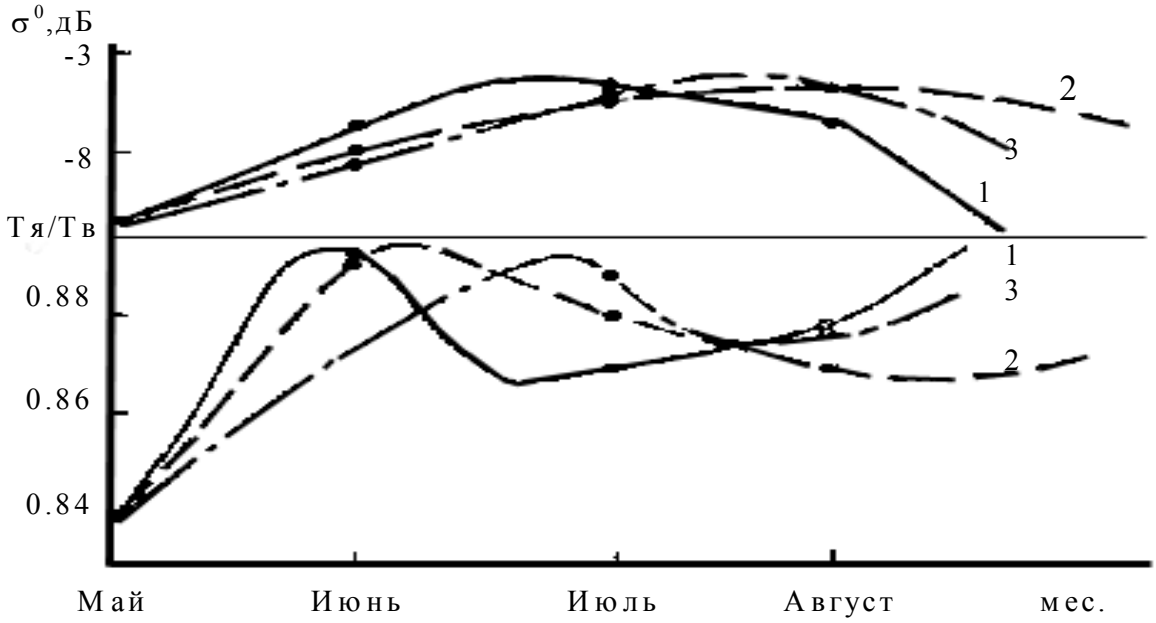



Рис. 30. Зависимость УЭПР от стадий вегетации ($\theta=30^0$).

Два поля полигона дистанционного зондирования засеяны люцерной, естественный годовой цикл этих посевов осложняется периодическими покосами. На экспериментальном графике рис. 31 отчетливо видны резкие изменения УЭПР после покоса. Но, несмотря на это, фазы осенней вегетации, зимнего покоя, весеннего отрастания можно выделить достаточно уверенно.

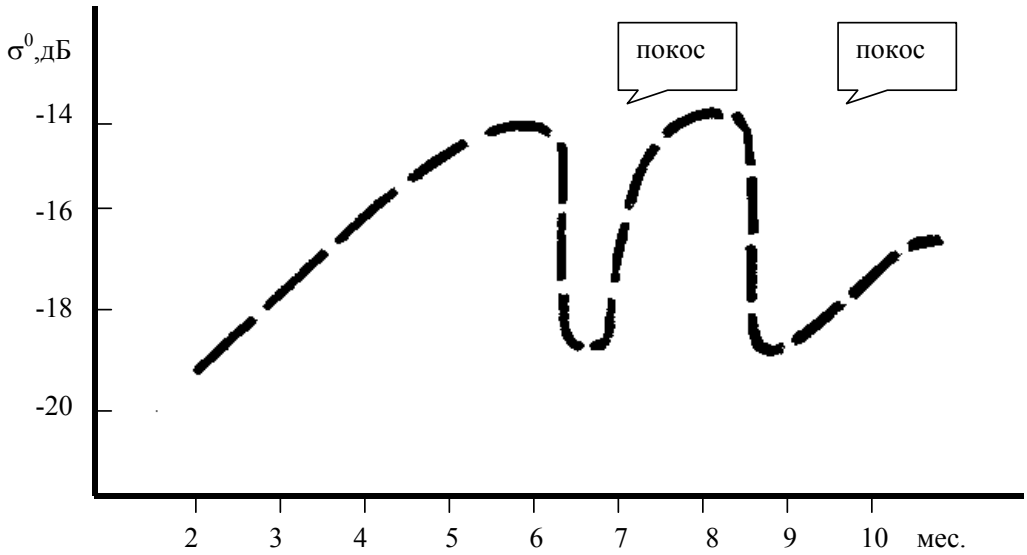



Рис. 31. Изменения УЭПР во время вегетации многолетних трав ($\theta=50^0$).

При интерпретации РЛ данных нередко возникали неоднозначности в идентификации типов культур (РБО-3см). Использование в комплексе системы датчиков радиолокатор-радиометр (РМ-08см) позволило достаточно уверенно различать типы культур [19-22].

Эксперименты по комплексированию данных аэрокосмического радиолокационного зондирования и контактных измерений в зонах природных полигонов позволили:

1. Отработать методики комплексных экспериментов, включающих проведение летных и наземных измерений параметров поверхности суши, а также обработку результатов.
2. Определить критерии выбора наземных полигонов и изучаемых параметров почвогрунтов и растительного покрова, вносящих основной вклад в рассеянный и излученный.
3. Установить существенное влияние на отраженный сигнал показателей растительного покрова. При этом влияние растительности на отраженный сигнал уменьшается с увеличением длины волны радиолокатора. Оптимальным показателем, описывающим вклад растительности в формирование отраженного радиосигнала, является объемная влажность растительности. При этом, наилучшее разделение различных типов культур происходит в СМ диапазоне радиоволн. Возникающие неоднозначности при распознавании пропашных культур (сахарная свекла, кукуруза,

подсолнечник) и сплошного сева (различные злаковые, многолетние травы, стерня) впервые удалось устранить, комплексируя данные СМ радиолокатора бокового обзора и СВЧ радиометра ММ диапазона.

4. Обнаружить при выполнении сезонных измерений в СМ и ММ диапазонах изменения УЭПР и радиояркостной температуры, вызванные основными фазами развития сельскохозяйственных культур, построить экспериментальные угловые зависимости УЭПР для посевов подсолнечника, кукурузы, сахарной свеклы, ячменя, многолетних трав в период максимального развития биомассы.
5. Определить, что наиболее приемлемыми углами наблюдения в СМ диапазоне за почвенной составляющей являются углы $20^0$-$40^0$, а для исследования слоя растительности – углы более $45^0$.
6. Показать по результатам анализа почвенной составляющей, что существует связь между данными радиолокационного зондирования для плотности верхнего слоя почвы на глубинах 0-20 см, причем эта связь уменьшается по мере увеличения длины волны радиолокатора и по мере увеличения глубины слоя проникновения.
7. Обнаружить, что между данными летней радиолокационной съемки в СМ, ДМ, М диапазонах радиоволн и весовой влажностью почвы существует средняя степень зависимости (r=0,45…0,53). Наилучшая взаимосвязь наблюдается для данных ДМ диапазона с объемной влажностью почв в поверхностном слое 0-10см.
8. Выполнить распознавание полей с почвами различного гранулометрического состава по данным многочастотного зондирования, что доказало возможность проведения почвенного районирования. При этом лучшее распознавание почв по гранулометрическому составу наблюдается для комбинации данных СМ и ДМ диапазонов радиоволн.

**Литература к приложению 1**


1. Практикум по почвоведению /под ред. И.С. Кауричева. –М.: Агропромиздат, 1986. -335с.
2. Чаповский Е.Г. Лабораторные работы по грунтоведению и механике грунтов. -М.: Наука, 1975. -303с.
3. Peak W.H. Theory of radar return from terrain // -IRE NAT. Conv. Rec. -1957. -№7. -P.34-43.
4. Орлов Р.А., Торгашин Б.Д. Моделирование радиолокационных отражений от земной поверхности. –Л.:ЛГУ, 1978. –148с.
5. Бендат Дж., Пирсон А. Измерение и анализ случайных процессов. -М.: Мир, 1971. –408с.
6. Калмыков А.И., Фукс И.М., Яцевич С.Е. и др. Многочастотный радиолокационный мониторинг растительных покровов, почвогрунтов и подповерхностных структур. // Доклады международного научного семинара по аэрокосмическому мониторингу земных покровов и атмосферы. – «Общество «Знание».- Киев.- 1993. -Т.2. - С. 83-84.
7. Яцевич С.Е., Ефимов В.Б., Цымбал В.Н. и др. Исследования земельных рессурсов по материалам многочастотной радиолокационной съемки.// Космічна наука і технологія. -1999. -Т.5, №2/3. -С.34-40.
8. Ким Дж.О., Мьюллер Ч.У., Клекка У.Р. и др. Факторный дискриминантный и кластерный анализ: Пер. с англ.- М.: Финансы и статистика. -1989.-215с.
9. Ачасов А.Б,. Волосюк В.Г. Методика дешифрування матеріалів радіолокаційної з'йомки земельних угідь // Матеріали міжнародної наукової конф. Присв. 100-й річчю з дня заснування одеської держ. с.г. досл. станції, -Т.1, - Одеса, -1996, -С.8-9.
10. Радиолокационные методы исследования Земли / под ред. Ю.А. Мельника. -М.: Сов. радио, 1980. –264 с.
11. Kulemin G. R., Shcherbinin I. V., Yatsevich S. E. et. al. Physical Principles of Microwave Remote Sensing of Terrains // Proc. of the 6th physics international school "Microwave physics and technique" –Varna(Bulgaria). - World Scientific Publ.Co. Singapore, Utopia Press.-2-7 Oct. 1989, -P.16-33.
12. Ulaby F.T., Baltilava P.P, Dobson M.C Microwave backscatter dependence on surface roughness, soil moisture, and soil texture. Part 1 –Bare soil // IEEE Trans. Geosci. Electron.. -1983. -V.16, №4. -P.286-295.
13. Ulaby F.T., Aslam A., Dobson M.C. Effects of vegetation cover on the radar sensitivity to soil moisture // IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.- 1982. -Vol.20, -№2. -P.476–481.
14. Hallikainen M. T., Ulaby F. T., Dobson M. S., EI-Rayes, Lin-Kun Wu. Microwave dielectric behavior of Wet soil // IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.- 1985.-Vol.23, -№I. -P.25-34.
15. Зердев Н. Г., Кулемин Г. П. Определения влажности почв многоканальными радиолокационными методами // Исследование Земли из космоса. –1993. -№1. –С.90-95.
16. Улаби Ф. Т. Радиолокационные сигнатуры земной поверхности и контроль возобновляемых ресурсов // ТИИЭР –1982. -Т.70, N 12. -С.43-64.
17. Ulaby F.T Vegetation scutter model // IEEE Trans. Antennas Propagat., -1980.-V.28, №4. -P.538-545.
18. Ulaby F.T., Buch T.F. Corn growth as monitored by radar // IEEE Trans. Antennas Propagat.. -1976. -Vol.24, №6. -P.819-828.

19. Калмыков А.И., Щербинин И.В., Яцевич С.Е. Комплексные радиофизические исследования сельскохозяйственных угодий // Сб. науч. тр.: Космическая наука и техника.. АН УССР, Комиссия космических исследований. Институт металлофизики. - Киев: Наукова думка. –1990. -С.32-36.
20. Яцевич С.Е., Гавриленко А.С. Еленский Л.В. и др. Возможности исследования сельскохозяйственных угодий активно-пассивной радиофизической аппаратурой с аэрокосмических носителей // Тез. докл. Всесоюзной конф."Космические методы изучения биосферы", / Комиссия АН СССР по изучению природных ресурсов с помощью космических средств, Институт географии АН СССР, г. Звенигород, 25 –27 апреля 1988 г. -С.48.
21. Шило С.А. Яцевич С.Е Экспериментальные исследования радиоизлучательных характеристик растительного покрова в восьми миллиметровом диапазоне волн // Сб. научн. трудов АН УССР, Институт радиофизики и электроники: Радиофизические методы и средства для исследования окружающей среды в миллиметровом диапазоне. –Киев: Наукова думка, -1988. С.31-38.
22. Калмыков А.И. Щербинин И.В. Чапля Е.Я.Яцевич С.Е. Комплексные радиофизические исследования сельскохозяйственных угодий и полей // Тез.докл. Всесоюзн. научно-технической конф. Методы представления и обработки случайных сигналов. -Харьков, ХИРЭ.-1989. -С.137.

# ПРИЛОЖЕНИЕ 2
# ОСОБЕННОСТИ АНТЕННЫХ СИСТЕМ ПЕРСПЕКТИВНЫХ КОСМИЧЕСКИХ РАДИОЛОКАТОРОВ ДЗЗ.

## §1. Антенная система космического РСА высокого разрешения с оперативным управлением луча

Для использования в составе космического РСА высокого разрешения выбран вариант сканирующей антенны, использующей, эффект преобразования поверхностных волн, выгодно отличающийся по своей простоте и невысокой стоимости от активных фазированных решеток с оперативной установкой луча по углу места электронным способом, широко использующихся в настоящее время в создаваемых космических РСА высокого разрешения.

Этот новый класс антенн дифракционного излучения [1] развит в ИРЭ НАН Украины на протяжении последних 20 лет на основе систематического изучения эффекта преобразования медленных поверхностных волн диэлектрического волновода в объемные с помощью дифракционных решеток, которое началось под руководством академика НАНУ В. П. Шестопалова в 1973–1975г.г. [2].

Особенностью этих антенн является то, что излучающим элементом в них служит дифракционная решетка, источником возбуждения – диэлектрический волновод. В отличие от микрополосковых антенн они обладают меньшими потерями, а в отличие от волноводно-щелевых – значительно более технологичны. Всестороннее изучение рассеивающих свойств различных дифракционных решеток и волноведущих свойств диэлектрических волноводов позволило сформулировать требования к диаграмообразующим системам таких антенн[3,4]. Их выполнение дает возможность формировать диаграммы направленности сложной формы, в том числе косекансной [5].

Особое место в этом новом классе излучателей занимают электродинамические схемы сканирующих антенн, построенных на планарных диэлектрических волноводах (ПДВ) с помещенными в их поле скошенными дифракционными структурами. Теоретические исследования рассеяния поверхностных волн ПДВ скошенной одномерно-периодической ленточной решеткой и разработка строгого метода решения задачи дифракции плоской волны на ней рассмотрены в монографии [6]. В дальнейшем, после экспериментального изучения пространственных, энергетических, поляризационных и резонансных характеристик как ленточных решеток, рассмотренных ранее теоретически, так и электродинамических схем с различными отражательными решетками [7,8], включая двумерно-периодические [9], была обоснована возможность создания сканирующих антенн с управлением положением луча путем поворота или скоса элементов дифракционной решетки. Таким образом, были открыты новые перспективы осуществления быстрого широкоугольного сканирования лучом электромеханическим способом в антеннах миллиметрового диапазона волн.

Реализация таких электродинамических схем в конкретных устройствах [10] показала, что антенны дифракционного излучения обладают высокими электродинамическими характеристиками, отличаются надежностью, долговечностью и стабильностью параметров. Поэтому электродинамическая схема антенны, включающая линию поверхностных волн в виде ПДВ и поворотную дифракционную решетку, была взята за основу при создании антенной решетки (АР) космического РСА высокого разрешения сантиметрового диапазона с оперативной установкой луча.

**Электродинамическая схема сканирующей антенной решетки.**

Для описания принципа действия сканирующей АР на поверхностных волнах рассмотрим электродинамическую схему сканирующей антенны, приведенную на рис. 1. Рассматриваемая схема антенны состоит из источника неоднородной плоской волны в виде ПДВ 2, лежащего в плоскости YOZ , вдоль оси OZ которого распространяется волна Е-типа.

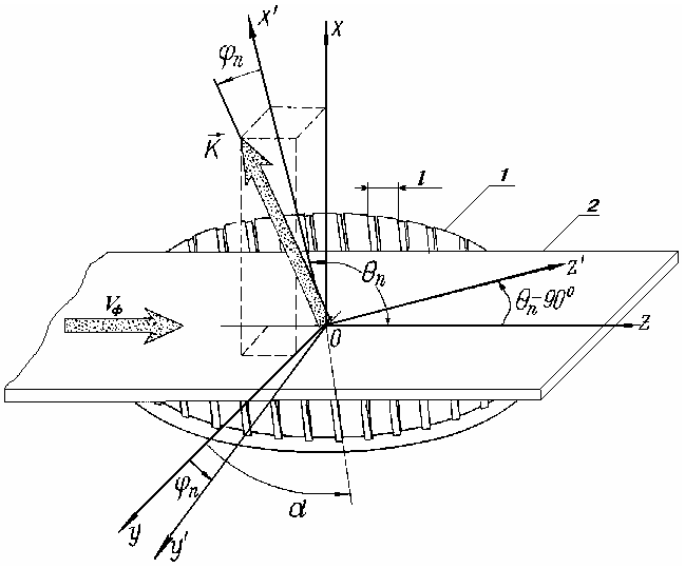



Рис.1. Электродинамическая схема сканирующей антенны.

На некотором расстоянии вдоль оси OX от ПДВ параллельно ему помещен рассеивающий экран - дифракционная решетка 1, образующие которой расположены под некоторым произвольным углом $\alpha$ к направлению распространения поверхностной волны ПДВ с фазовой скоростью $V_ф$. В рассматриваемом случае направление распространения излучающейся части спектра рассеянного поля выходит из плоскости, содержащей направление распространения неоднородной волны ПДВ. Пространственное положение излучающейся части поля в общем случае определяется двумя углами $\Theta_n$ и $\varphi_n$, которые можно определить из следующих соотношений:

$$\cos\Theta_n = \frac{\left[U + (n/\chi)\cos\alpha\right]}{\cos\varphi_n}, \qquad (1)$$

$$\sin\varphi_n = -(n/\chi)\sin\alpha, \qquad (2)$$

где $\Theta_n$-угол между проекцией волнового вектора $\vec{\kappa}$ излучаемого поля на плоскость XOZ и осью OZ; $\varphi_n$-угол между направлением волнового вектора $\vec{\kappa}$ соответствующей излучаемой гармоники и его проекцией на плоскость XOZ; n=-1,-2,..., -номер дифракционной гармоники решетки; $\chi = \ell/\lambda$, $\ell$-период решетки; $\lambda$-длина волны; U-замедление волны в планарном диэлектрическом волноводе. Для создания сканирующей антенны, как правило, используется режим первой пространственной гармоники (n=-1) и основной тип волны в ПДВ.

В соответствии с формулами (1, 2) пространственное положение луча в антенне дифракционного излучения (рис.1) определяется (при фиксированной длине волны) периодом одномерной решетки, коэффициентом замедления диэлектрического волновода и углом наклона элементов решетки. Плавным изменением данных параметров можно варьировать пространственное положение луча в очень широких пределах, поэтому при выборе электродинамической схемы в качестве базовой - основным вопросом при разработке является определение способа изменения параметров $U,\ell,\alpha$ в предлагаемой конструкции. В качестве дополнительного параметра может выступать также угол поворота всей системы в целом вместе с ПДВ. Такой поворот приводит к коническому типу сканирования.

Рассмотрим основные способы осуществления сканирования в антеннах дифракционного излучения.

Первый – путем изменения коэффициента замедления U. Он реализуется внесением дополнительного диэлектрика или металла в поле ПДВ. Получаемое при этом изменение фазовой скорости волны в ПДВ позволяет в небольших пределах изменять угол $\Theta_{-1}$ – до 10°÷15°. Данный способ является малоэффективным, т.к. в процессе сканирования сильно изменяется связь ПДВ с решеткой и форма диаграммы направленности существенно искажается. Существенно изменяется также и КПД излучателя.

Второй – за счет изменения периода решетки $\ell$. При изменении периода $\ell$ в случае $U\approx1{,}2$ величину угла $\Theta_{-1}$ можно изменять в пределах 80°÷150° при сохранении одноволнового режима излучения. Сканирование в секторе углов $\Theta_{-1}$, равных 150°÷180° затруднено с одной стороны резким возрастанием требований к точности воспроизведения требуемого значения периода $\ell$. С другой стороны, при данных углах резко падает эффективная апертура антенны по закону $\cos(90°-\Theta_{-1})$ и, как следствие, диаграмма направленности недопустимо расширяется. Изменение периода $\ell$ достигается путем смены дифракционных решеток, расположенных на барабане. Этот способ успешно реализуется в антеннах автомобильных локаторов и базируется на линейном диэлектрическом волноводе [4].

Третий способ является наиболее простым в реализации. Он осуществляется путем поворота дифракционной решетки для изменения величины угла $\alpha$ [7]. В этом случае дифракционная решетка выполняется на круглом диске, поворот которого приводит преимущественно к изменению угла $\varphi$. В отличие от скоса решетки [6] в данном случае сильнее изменяется угол $\Theta_{-1}$, однако конструктивное решение оказывается значительно более простым. При характерных значениях коэффициента замедления U, лежащих в пределах 1,05÷1,2, и начальном значении угла $\Theta_{-1}$=90°÷120° сектор углов сканирования $\varphi_{-1}=\pm60°$ достигается при повороте дифракционной решетки на угол $\alpha=\pm35°$. Таким образом, задача осуществления сканирования или установки луча в секторе ±30° в одной плоскости оказывается решенной.

Для установки луча в пределах телесного угла 60° потребуется изменение еще одного параметра в системе (см. рис.1). Как уже было показано, изменение периода $\ell$ имеет весьма ограниченные возможности, поэтому рассмотрим в качестве дополнительного параметра поворот ПДВ 2 совместно с дифракционной решеткой 1 в плоскости, проходящей через линию равной фазы в ПДВ. Для простоты рассмотрения предположим, что начальный угол $\Theta_{-1}$=90° при $\alpha$=0° (излучение в нормаль к плоскости ПДВ). Предположим далее, что ПДВ расположен

горизонтально и, следовательно, при начальных условиях ($\alpha$=0°) излучение происходит вертикально вверх. Поворот дифракционной решетки на угол $\alpha \neq 0°$ приводит, как было показано, к сканированию в плоскости, проходящей через вертикаль. Если теперь поворачивать всю систему в целом (ПДВ с решеткой) в горизонтальной плоскости, то возможные положения диаграммы направленности займут весь телесный угол 60°, отсчитываемый от вертикали. Таким образом, планарная АР, состоящая из ПДВ и одномерной дифракционной решетки, решает задачу установки луча в телесном угле 60° при последовательном повороте дифракционной решетки относительно ПДВ и совместном повороте АР в горизонтальной плоскости. В выбранной системе координат положение максимума диаграммы направленности определяется следующим образом: угол места равен 90°–$\varphi$°, а азимут при $\Theta_{-1}$=90° на 90° отличается от направления распространения волны в ПДВ. В том случае, если режим излучения в нормаль к поверхности ПДВ при $\alpha$=0° нежелателен (из-за повышенного КСВ), начальную установку луча АР производят таким образом, чтобы величина угла $\Theta_{-1}$ при $\alpha$=0° находилась в пределах $80° < \Theta_{-1} < 120°$. Это обеспечивает максимально эффективное использование площади апертуры и одноволновый режим излучения.

Важной характеристикой произвольной АР являются поляризационные свойства. Из требований космического РСА следует, что поляризация излучения АР с оперативной установкой луча должна быть линейной. Существует ряд дифракционных решеток, отвечающих поставленному требованию [6,11]. Это решетка из тонких металлических проволок при работе на Н волне в ПДВ, ленточная решетка с узкими щелями при Е–волне в ПДВ и другие.

Сформулируем некоторые дополнительные требования к поляризации излучения и ориентации эллипса поляризации применительно к рассматриваемому случаю. В выбранной системе координат, когда ПДВ расположен горизонтально, сканирование путем изменения угла $\alpha$ в общем случае приводит к изменению поляризации излученной волны. Первоначально горизонтальная поляризация может стать вертикальной и наоборот. Поэтому желательно подобрать такой вид рассеивателей, который не изменял бы поляризацию рассеянного поля в процессе сканирования. Этот вопрос будет рассмотрен подробнее ниже вместе с обоснованием целесообразности применения рассеивателей с круговой конфигурацией. Сканирование же лучом путем поворота ПДВ в горизонтальной плоскости совместно с дифракционной решеткой само по себе поляризацию излученного поля не изменяет и не требует отдельного рассмотрения.

**Планарная линия передачи с узлом возбуждения**

Линии передачи поверхностных волн включают в себя широкий класс диэлектрических, металлодиэлектрических и периодических замедляющих структур [12,13]. Выбор той или иной линии передачи в качестве базовой для АР определяется многими требованиями, часто противоречивыми. Среди них требование обеспечения минимальных потерь, возможность осуществления простой связи с излучающими элементами, удобство возбуждения, высокая технологичность и жесткость конструкции. Простейшей линией передачи поверхностных волн является планарный диэлектрический волновод, описанный в [12]. Рассмотрим его свойства и особенности при его применении в АР трехсантиметрового диапазона.

Основными волнами ПДВ являются $E_1$ и $H_1$ волны, имеющие нулевую критическую частоту. Свойства ПДВ поддерживать медленные поверхностные волны определяются в первую очередь коэффициентом замедления $U=C/V_ф$, где С–

скорость света в свободном пространстве, $V_ф$–фазовая скорость поверхностной волны. Величина коэффициента замедления плавно изменяется от 1 до $\sqrt{\varepsilon}$, где ε - диэлектрическая проницаемость материала волновода, при изменении толщины диэлектрического волновода от 0 до ∞, рис.2. ($E_1$-волна ПДВ, ε=2.5 [полистирол], ε=2.25 [полиэтилен], ε=2.05 [фторопласт]). При больших коэффициентах замедления ($U \approx \sqrt{\varepsilon}$) медленная поверхностная волна хорошо связана с направляющей структурой, т.е. основная часть ее мощности переносится в пределах слоя диэлектрика и незначительные деформации ПДВ не приводят к радиационным потерям. Отличительной особенностью данного случая является большая величина продольных компонент электромагнитного поля. Осуществление связи поверхностной волны с элементами дифракционной решетки затруднено ввиду малой (рис. 2) напряженности электромагнитного поля в пространстве, окружающем диэлектрик. В случае малых коэффициентов замедления ($U \approx 1$) преобладающими компонентами поля поверхностной волны являются поперечные компоненты. Большая часть мощности поверхностной волны переносится в пространстве, прилегающем к поверхности ПДВ, что при незначительных деформациях последнего приводит к значительным радиационным потерям.

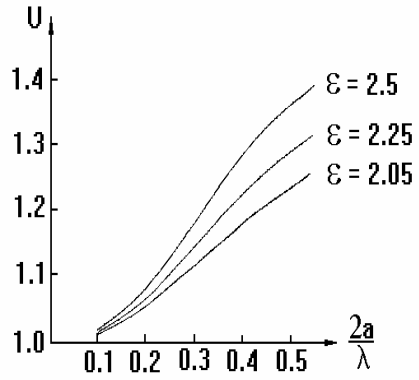



Рис.2. Зависимость коэффициента замедления U от толщины **a** диэлектрического волновода для различных ε материала волновода.

Осуществление связи ПДВ с дифракционной решеткой имеет некоторые особенности. Связь волны ПДВ с решеткой за счет продольных компонент поля незначительна, а введение дифракционной решетки в сильную связь с ПДВ путем ее простого приближения к поверхности диэлектрика существенно искажает исходную структуру поля поверхностной волны, что может иногда перевести ее в класс быстрых вытекающих волн. Определенные сложности возникают с возбуждением собственной волны ПДВ с малыми потерями и креплением ПДВ к жестким элементам АР.

Важной характеристикой любой линии передачи являются потери. Коэффициент затухания собственной волны диэлектрического волновода определяется качеством используемого диэлектрика и структурой поля [12]: $\beta = 27{,}3\sqrt{\varepsilon} \cdot K_1 \cdot tg\,\delta/\lambda \;\; (дБ/м)$, где δ-угол диэлектрических потерь, $K_1$-структурный коэффициент затухания. Численно коэффициент затухания равен

отношению затухания данного типа волны к затуханию однородной плоской волны в безграничной диэлектрической среде. Величина структурного коэффициента затухания изменяется от 0 до 1 при изменении коэффициента замедления U от 1 до $\sqrt{\varepsilon}$. Однако при средних значениях коэффициента замедления возможны случаи, когда $K_1>1$. Превышение затухания поверхностной волны в диэлектрическом волноводе над затуханием ТЕМ волны в безграничном диэлектрическом пространстве объясняется наличием продольных компонент поля в медленной волне, которые не участвуют в переносе энергии вдоль линии передачи, однако участвуют в рассеянии энергии на нагревание диэлектрика. С другой стороны, если воспользоваться разложением собственной волны ПДВ на волны Бриллюэна [14], то можно показать, что распространение однородных плоских волн Бриллюэна в слое диэлектрика под некоторым углом к оси ПДВ приводит к простому геометрическому увеличению пути прохождения ТЕМ волны в слое диэлектрика. Учитывая изложенное, оптимальной величиной коэффициента замедления следует считать $(U-1) \leq 0{,}1 \div 0{,}2(\sqrt{\varepsilon}-1)$, причем нижняя граница значения U определяется допустимыми радиационными потерями в узле возбуждения и элементах крепления ПДВ.

В отличие от электродинамической модели реальная конструкция АР требует решения вопроса о жестком креплении ПДВ и обеспечении плоскостности его поверхности и поверхности дифракционной решетки. Особенно остро данная проблема проявляется при больших размерах излучающей апертуры, расположенной на борту космического аппарата, которая требует применения жесткого основания. В полной мере данным требованиям отвечает плоская металлическая поверхность, над которой с небольшим зазором или вплотную располагаются ПДВ.

Уменьшения веса рассеивателя можно достичь путем применения полупрозрачной дифракционной решетки, расположенной над диэлектрическим волноводом. Электродинамическая модель АР при этом претерпевает существенные изменения. Главным является изменение закона связи ПДВ с решеткой в зависимости от расстояния между ними. В исходной электродинамической схеме (рис. 1) связь эта носит экспоненциальный характер, поскольку напряженность поля диэлектрического волновода убывает при удалении от его поверхности по закону $\exp(-px)$, где $x$-расстояние от поверхности волновода до решетки, $p=\frac{2\pi}{\lambda}\sqrt{U^2-1}$ -поперечное волновое число. В схеме (рис. 1) поверхностная волна диэлектрического волновода возбуждает элементы отражательной дифракционной решетки и, при выполнении условий излучения, объемная волна, сформированная решеткой, проходит через ПДВ как через плоскопараллельный слой диэлектрика с низким коэффициентом отражения, и уходит в свободное пространство. В случае полупрозрачной дифракционной решетки и ПДВ физические процессы полностью аналогичны описанным. Единственное отличие состоит в формировании двух лучей по обе стороны от решетки. В том случае, когда ПДВ расположен над металлическим экраном (подложкой), наблюдается интерференция между лучом, идущим от полупрозрачной решетки непосредственно в свободное пространство и лучом, который прошел через ПДВ, отразился от металлического экрана, вторично прошел через ПДВ и частично прошел через решетку. При строго параллельном расположении ПДВ, решетки и экрана наблюдаются эффекты интерференции в параллельных пучках, аналогичные описанным в [15]. Закон изменения связи решетки с ПДВ становится отличным от экспоненциального, в первом приближении

на него накладывается зависимость типа $\sin\gamma x$. Не исключена возможность полного подавления излучения в свободное пространство, поэтому данная электродинамическая схема требует дополнительного экспериментального исследования с целью определения ее параметров и допустимого взаимного расположения ее составных частей.

Проведенные экспериментальные исследования в сантиметровом диапазоне показали, что независимо от вида дифракционной решетки (ленточная, проволочная, экран с круглыми отверстиями ) и типа волны в ПДВ максимум связи решетки с волной ПДВ наблюдается при оптическом пути между решеткой и экраном равном $\lambda/4 + n\lambda/2$, где $n$=0,1,2,3,…, при неизменном расстоянии между ПДВ и решеткой. Минимум связи соответствует расстояниям $n\lambda/2$, причем для данного образца ПДВ и решетки величины отбора мощности могут находиться в пределах от 0,5 до 10 дБ. Таким образом, выбор коэффициента замедления диэлектрического волновода оказывается взаимосвязанным с взаимным положением ПДВ и экрана. Оптимизация параметров ПДВ с учетом возможного положения дифракционной решетки показала, что в случае Н–волны приемлемым является волновод, изготовленный из полистирола (ε=2,5), обладающий коэффициентом замедления U=1,16, который при толщине диэлектрика $2a = 4$ мм должен располагаться на расстоянии 8 мм от экрана. Расстояние между ПДВ и решеткой, соответствующее максимальной связи, равно 6мм. Дифракционная решетка из проволоки, толщиной d=0,5 мм, $\ell$=20 мм дает величину отбора 11,2 дБ/м при $f$=11,3 ГГц; решетка из круглых отверстий в экране (Ø=12мм, $\ell$=17,5мм, $f$=11,3 ГГц ) обладает эффективностью 14,8 дБ/м. В случае Е-волны оптимальным является волновод толщиной 2 мм (ε=2,5), расположенный непосредственно на металлической поверхности (U=1,045). Расстояние между ПДВ и решеткой, соответствующее максимальной связи, равно 17 мм. Величина эффективности взаимодействия волны ПДВ с решеткой из круглых отверстий в экране составляет 12 дБ/м. Таким образом, обе структуры обеспечивают приемлемую величину отбора. Окончательный выбор ПДВ определяется после рассмотрения вопроса о потерях и возбудителе медленной поверхностной волны.

Экспериментально исследованы четыре образца ПДВ из полиэтилена (ε=2,25; tgδ=0,5x$10^{-3}$) и ударопрочного полистирола (ε=2,5; tgδ=$10^{-3}$). Выбор последнего в качестве материала ПДВ обусловлен его широким распространением и хорошими технологическими свойствами. Образцы ПДВ шириной 140мм и длиной 1м закреплялись в металлической кассете, снабженной рупорно-линзовым переходом к полому металлическому волноводу. Имелось два образца кассет для возбуждения Е и Н волн. В конце кассеты устанавливался короткозамыкатель, а потери определялись по величине ослабления отраженной волны за двойной проход по структуре после вычета потерь в рупорно-линзовом переходе. В случае Н–волны, $2a = 4$ мм, для ударопрочного полистирола β=0,94 дБ/м; для полиэтилена ($2a = 4$ мм) β=0,34 дБ/м. В случае Е–волны, $a$=2 мм, для ударопрочного полистирола β=0,46 дБ/м; для полиэтилена β=0,31 дБ/м ($a$=2 мм). Все варианты с потерями менее 0,5 дБ/м являются приемлемыми. Следует отметить, что данные величины потерь соответствуют полным потерям в линии передачи – суммарным потерям в диэлектрике и металле. Применение тонкого полиэтилена ($a$=2 мм) представляется нецелесообразным ввиду сложности установки и крепления к металлическому экрану.

Рассмотрим вопрос о возбуждении медленных поверхностных волн в ПДВ путем сравнительного анализа случаев Е и Н–волн. Известно, что плоский фазовый фронт в планарной линии передачи можно сформировать путем преломляющих либо отражающих фазовых корректоров, расположенных после планарного рупора с цилиндрическим фазовым фронтом волны на выходе [16]. Рупорно-параболический либо рупорно-линзовый переход целесообразно выполнять на основе полого металлического двухплоскостного перехода, учитывая, что погонные потери в нем в сантиметровом диапазоне волн меньше, чем потери в металлодиэлектрических волноводах, рассмотренных выше. Первым исследованным макетом был рупорно-линзовый переход на ТЕМ волне в двухплоскостном металлическом волноводе с расстоянием между стенками равным 10 мм. Выходная апертура составляла 750 мм, расстояние от фазового центра рупора до выходной апертуры 750 мм, толщина линзы 205 мм при высоте 10 мм. Профиль линзы был гиперболическим, обращенный выпуклой частью к рупору [17], материал линзы – фторопласт. Получена величина потерь в переходе 1,5 дБ, что является недопустимым в антеннах, требующих максимального коэффициента усиления. Такое высокое значение потерь обусловлено, помимо отраженной от поверхностей линзы, фазовыми искажениями фронта волны за счет неплотного прилегания поверхностей линзы к металлическим стенкам.

Вторым из исследованных переходов был рупорно-параболический возбудитель на Н–волне с фокусным расстоянием параболы $f$=400 мм и выходной апертурой Д=700 мм. Расстояние между стенками двухплоскостного волновода было выбрано равным 23 мм. В целом переход обладал лучшими параметрами по сравнению с рупорно-линзовым переходом на ТЕМ волне, однако обладал рядом нежелательных особенностей. Для обеспечения заданного расстояния между стенками двухплоскостного волновода оказалось необходимым установить между ними 10 металлических стоек высотой 23 мм. В противном случае флуктуации фазовой скорости быстрой Н–волны приводили к значительным фазовым искажениям на выходной апертуре и потере эффективности. Другой особенностью были повышенные дифракционные потери на краю рупорного перехода. При выбранных параметрах параболы ($f$=400 мм, Д=700 мм) максимально возможная длина малой стенки Е–плоскостного рупора составляет 2$f$–Д=100 мм. Поскольку Е–плоскостной рупор формирует на выходной апертуре равномерное амплитудное распределение, напряженность поля на конце стенки рупора оказывается еще очень большой, несмотря на уже начавшийся процесс формирования цилиндрической расходящейся волны. При установке короткозамыкателя на выходной апертуре рупорно-параболического перехода так, что он является продолжением малой стенки рупора, потери за счет двойного прохода волны (до короткозамыкателя и обратно) оказываются равными 0,5 дБ, что дает кажущуюся величину потерь 0,25 дБ. Если же короткозамыкатель переместить на 20÷40 мм в направлении распространения возбуждаемой волны, двойные потери возрастают до 1 дБ, что дает истинную величину потерь 0,5 дБ.

Рупорно-параболический переход на ТЕМ волне оказался лучшим из исследованных. При фокусном расстоянии параболы $f$=400 мм выходная апертура составила 750 мм. Расстояние между стенками двухплоскостного волновода было выбрано равным 9,5 мм. Потери за один проход до выходной апертуры составили величину 0,2 дБ. Переход нечувствителен к флуктуациям расстояния между стенками, дифракционные потери на малой стенке Н-плоскостного рупора незначительны благодаря косинусному распределению поля на его выходной апертуре, а полученная величина потерь 0,2 дБ в основном обусловлена омическими

потерями в стенках двухплоскостного волновода. Данный рупорно-параболический переход технологичен, и был взят за основу при разработке АР. Важной составной частью конструкции АР является размещение возбудителя ПДВ относительно излучающей апертуры. В описанных в [16] устройствах применялось непосредственное сочленение возбудителя и ПДВ при их расположении в одной плоскости. Данный прием отличается простотой реализации, однако приводит к существенному увеличению размеров антенны по сравнению с собственно излучающей апертурой. В процессе выполнения данных исследований, в соответствии с рекомендациями [18], был разработан Е–плоскостной 180°-разворот, схема которого представлена на рис. 3. Измерение суммарных потерь в рупорно-параболическом переходе и 180°-развороте дали величину 0,4дБ (за один проход). Применение 180°-разворота существенно увеличивает коэффициент использования площади суммарной апертуры, увеличивает жесткость конструкции и экономит материалы.

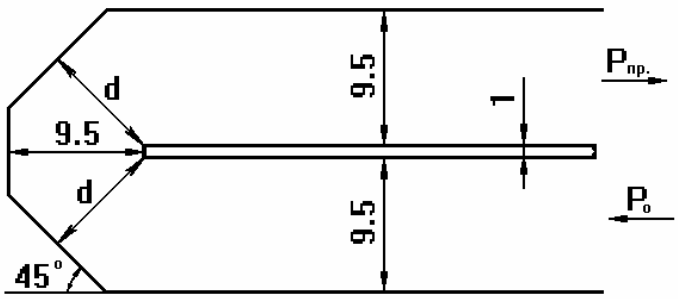



Рис. 3. Схема Е–плоскостного 180°-разворота.

Завершающим этапом создания возбудителя ПДВ явилось разработка конструкции рупорного перехода от двухплоскостного полого металлического волновода к ПДВ на металлической подложке. Исследованы четыре рупорных перехода с длиной стенки рупора 160, 100, 60 мм и 40 мм, с углами раскрыва 18°, 17°, 16° и 10° соответственно. Первый рупор практически не вносил потерь на излучение, однако отличался большой длиной. Второй вносил потери 0,05 дБ, третий и четвертый рупоры не более - 0,2 дБ. Учитывая требования минимальных потерь при минимальных габаритах был выбран четвертый рупор. Таким образом, обосновано применение в разрабатываемой АР планарного волновода из полистирола толщиной 2 мм, который располагается непосредственно на металлическом экране, рупорно-параболического перехода с фокусным расстоянием параболы 400 мм при выходной апертуре 750 мм, Е-плоскостного180°-разворота и рупорного перехода от полого металлического двухплоскостного волновода к ПДВ.

**Планарный периодический рассеиватель антенной решетки**

Как было показано выше, планарный периодический рассеиватель для АР должен иметь вид полупрозрачной дифракционной решетки в связи с выбором в качестве ПДВ слоя диэлектрика, лежащего на металлическом экране. Он должен обеспечивать эффективное преобразование медленной поверхностной волны ПДВ в объемную. Для этого в рабочем состоянии затухание собственной волны ПДВ за счет излучения должно находиться в пределах 10÷20 дБ/м. Выбор периода решетки должен исключать возникновение высших излучающихся пространственных гармоник в рабочем секторе углов. Поляризация излучения в процессе

сканирования должна по возможности оставаться неизменной. Решетка должна быть простой в изготовлении и дешевой. Все эти требования необходимо было учитывать при выборе той или иной излучающей структуры. Предварительные экспериментальные исследования ленточных дифракционных решеток показали, что они обладают недостаточно высокой эффективностью в случае малых замедлений собственной $E_1$-волны ПДВ. Кроме того, сканирование путем поворота решетки приводит к очень значительному повороту эллипса поляризации, высокому коэффициенту эллиптичности преобразований волны и, в некоторых случаях, нежелательным резонансным эффектам [8]. Поиск новых видов дифракционных решеток привел к рассмотрению решетки в виде круглых отверстий в тонком металлическом экране, расположенных периодически с периодами $\ell_1$ и $\ell_2$ в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Исходными предпосылками были предположения о независимости поляризации излученной волны от угла поворота решетки $\alpha$ ввиду круговой симметрии элементарного излучателя и ожидаемой большей эффективности ввиду образования резонансного объема между решеткой и экраном, на котором лежит ПДВ. Для решения вопроса возможности однолучевого режима работы рассмотрим условия возникновения излучающихся пространственных гармоник аналогично тому, как это сделано в [9].

Рассмотрим электродинамическую систему, состоящую из двумерно периодической решетки отражательного типа произвольного профиля (канавки, отверстия, штыри и т.п.) и планарного диэлектрического волновода (ПДВ), имеющего диэлектрическую проницаемость $\varepsilon$. ПДВ и гребенка расположены во взаимно параллельных плоскостях. Введем систему координат XYZ , связанную с ПДВ, и систему X′Y′Z′ , связанную с решеткой (рис. 4). Ось OZ совпадает с направлением распространения неоднородной волны в ПДВ, ось OX перпендикулярна плоскости ПДВ. Ось OX′ совпадает с осью OX, оси OZ′ и OY′ совпадают с двумя основными направлениями периодичности с периодами $\ell_1$ и $\ell_2$ соответственно. Положение решетки характеризуется углом поворота $\alpha$ - углом между осями OZ и OZ′. Положительные значения $\alpha$ отсчитываются против часовой стрелки. При $\alpha$=0° системы XYZ и X′Y′Z′ совпадают.

Учитывая периодичность решетки в направлениях OZ′ (индекс ″n″) и OY′ (индекс ″m″), составляющую рассеянного поля $H'_{y\,\text{расс.}}$ для E–волны в ПДВ можно записать следующим образом :

$$H'_{y\,расс.} = \cos\alpha \sum_{n=-\infty}^{\infty} \sum_{m=-\infty}^{\infty} a_{nm} \exp j\left[\gamma'_{xnm}\left(x'-h\right)+\gamma'_{ym}\,y'+\gamma'_{zn}\,z'\right], \tag{3}$$

здесь h–глубина периодических неоднородностей на решетке; $a_{nm}$-амплитудные коэффициенты; $\gamma'_{xnm}$, $\gamma'_{ym}$, $\gamma'_{zn}$-составляющие волноводного вектора $\vec{\kappa}$ рассеянного поля в системе координат X′Y′Z′.

Согласно рис. 4:

$$\begin{aligned} \gamma'_{ym} &= \gamma'_y + \frac{2\pi}{\ell_2} m \\ \gamma'_{zn} &= \gamma'_z + \frac{2\pi}{\ell_1} n \\ \gamma'_{xnm} &= \sqrt{K^2 - \left(\gamma'^2_{ym} + \gamma'^2_{zn}\right)} \end{aligned} \tag{4}$$

где n,m=0,-1,-2,…

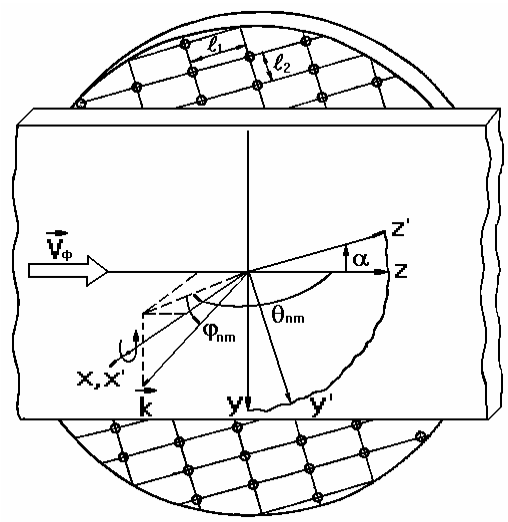



Рис.4. Электродинамическая система из двумерно периодической решетки отражательного типа и планарного диэлектрического волновода.

После преобразования системы координат можно получить выражения, связывающие пространственные характеристики рассеянного поля с параметрами электродинамической системы "ПДВ–решетка":

$$\cos\theta_{nm} = \frac{U + \frac{m}{\chi_2}\sin\alpha + \frac{n}{\chi_1}\cos\alpha}{\sqrt{1 - \left(\frac{m}{\chi_2}\cos\alpha - \frac{n}{\chi_1}\sin\alpha\right)^2}} \qquad (5)$$

$$\sin\varphi_{nm} = \frac{m}{\chi_2}\cos\alpha - \frac{n}{\chi_1}\sin\alpha \qquad (6)$$

где $\chi_{1,2} = \ell_{1,2}/\lambda$ , $\lambda$ -длина волны в свободном пространстве.

При n=0 или m=0 выражения (5) и (6) переходят в соответствующие выражения для углов излучения на независимых взаимно-перпендикулярных одномерно-периодических решетках, суперпозиция которых образует исследуемую двухмерно-периодическую структуру.

Расчеты $\theta_{nm}(\alpha)$ и $\varphi_{nm}(\alpha)$, проведенные по формулам (3)–(4) для гармоники (-1,0), (0,-1) и (-1,-1) при различных значениях U, $\chi_1$ и $\chi_2$, представлены на рис. 5. Значения U, используемые в расчетах, соответствуют ПДВ из фторопласта с диэлектрической проницаемостью ε=2,05 и толщиной 2мм. На рис.5 крестиками отмечены экспериментальные значения $\theta_{nm}$ и $\varphi_{nm}$. Как видно из рис. 5 для каждой гармоники существует некоторый начальный угол поворота решетки $\alpha_0^{(n,m)}$. Если при $\alpha = \alpha_0^{(n,m)}$ данная гармоника поверхностная, то она не станет объемной ни при каких других значениях $\alpha$ , поэтому угол $\alpha_0^{(n,m)}$ можно назвать начальным углом излучения. Для гармоники (-1,0) угол $\alpha_0^{(-1,0)}$=0°, а для гармоники (0,-1) угол

$\alpha_0^{(0,-1)}$=90°, т.е. и в одном и в другом случае значение $\alpha_0^{(n,m)}$ соответствует положению решетки, когда данное направление периодичности совпадает с направлением распространения неоднородной волны в ПДВ. Для гармоники (-1,-1 ) угол $\alpha_0^{(-1,-1)}$=45° при $\ell_1=\ell_2$ и $\alpha_0^{(-1,-1)}\neq 45°$ при $\ell_1\neq\ell_2$. Кроме того, для любых гармоник функция $\theta_{nm}(\alpha)$ четная, а функция $\varphi_{nm}(\alpha)$ нечетная относительно $\alpha=\alpha_0^{(n,m)}$. Причем всегда

$$\varphi^{(n,m)}\left(\alpha_0^{(n,m)}\right)=0°. \tag{7}$$

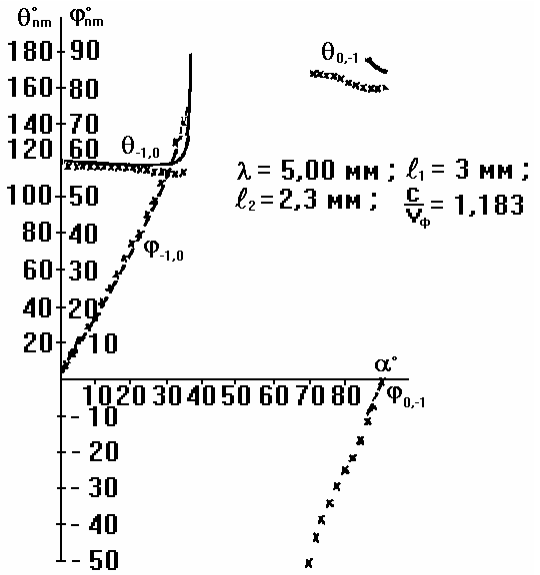



Рис. 5. Зависимости $\theta_{nm}(\alpha)$ и $\varphi_{nm}(\alpha)$ от угла поворота $\alpha$ для гармоники (-1,0), (0,-1) и (-1,-1) при различных значениях U, $\chi_1$ и $\chi_2$.

Условие (7) и формула (6) позволяют получить выражение для начального угла излучения

$$tg\,\alpha_0^{(n,m)}=\frac{m\ell_1}{n\ell_2}, \tag{8}$$

отсюда имеем при m=0: $\alpha_0^{(-1,0)}$=0°, при n=0: $\alpha_0^{(0,-1)}$=90°, при n=m и $\ell_1=\ell_2$ $\alpha_0^{(n,m)}$=45°, при n=m и $\ell_1$=3мм, $\ell_2$=2,3мм: $\alpha_0^{(n,m)}$=52,5°, что полностью соответствует эксперименту. Таким образом, корректный выбор периодов $\ell_1$ и $\ell_2$ при заданном U позволяет осуществить одноволновый режим излучения. Поворот решетки на угол 90° дает дополнительные возможности по установке луча в некотором телесном угле.

**Энергетические и поляризационные характеристики двумерно-периодической решетки в телесном угле 60°.**

Электродинамическая связь ПДВ с решеткой определяется величиной той доли падающего поля на выходе ПДВ ($E_{пр}$), которая после прохождения области

взаимодействия с решеткой не изменяет свою поляризацию. Чем меньше это поле, тем сильнее электродинамическая связь и тем эффективнее преобразование падающей волны. Удобно ввести коэффициент связи, который, например, для Е–волны на входе ПДВ имеет следующий вид:

$$K_{св} = \frac{E_{пр.х}(\alpha)}{E^{0}_{пр.х}} \quad [дБ], \tag{9}$$

здесь $E^{0}_{пр.х}$-величина поля на выходе ПДВ при отсутствии решетки.

Зависимость $K_{св}$ от $\alpha$ в общем случае немонотонна и имеет ряд резонансов, которые могут заметно повлиять на энергетические и поляризационные характеристики излученного поля. Ниже рассмотрены некоторые из этих резонансов, свойственные для двумерно-периодических систем, образованных изотропными неоднородностями, например, круглыми отверстиями.

Известно, что в момент рождения или исчезновения излучаемой гармоники резонансным образом изменяется коэффициент связи падающего поля с решеткой. В частности, при тех значениях угла поворота решетки, когда пространственная гармоника становится скользящей, т.е. при $\alpha = \alpha^{(n,m)}_{ск.}$, может происходить очень эффективный отбор энергии из ПДВ (величина связи растет).

Угловое положение этого резонанса $\left(\alpha^{(n,m)}_{ск.}\right)$ определяется из выражения (5) и условия $\left|\cos\theta_{nm}\right|$=1.

В соответствие с теорией решеточных элементов связи [19] связь с полем ПДВ можно осуществить через любую пространственную гармонику решетки.

Фазовые постоянные поверхностных гармоник зависят от угла поворота решетки $\alpha$ и в системе X′У′Z′ (рис.4) имеют вид:

$$\gamma_{nm}(\alpha) = \sqrt{\gamma'^{2}_{zn}(\alpha) + \gamma'^{2}_{ym}(\alpha)} \tag{10}$$

Фазовая постоянная волны в ПДВ не зависит от направления в плоскости УОZ, поскольку в этой плоскости ПДВ изотропный, и всегда равна $\gamma_z$. При выполнении условия фазового синхронизма между поверхностной гармоникой (n,m) и волной в ПДВ

$$\gamma_z = \gamma_{nm}(\alpha) \tag{11}$$

часть энергии из системы ″ПДВ–решетка″ через гармонику (n,m) снова вводится в ПДВ и распространяется под углом $\delta^{(n)}_{Бр.}$ к оси OZ. Соотношения (10) и (11) позволяют определить угловое положение брэгговского резонанса

$$\alpha^{(n,m)}_{Бр} = \alpha^{(n,m)}_{0} \pm \arccos\left\{-\frac{K}{2\chi_{nm}\cdot U}\right\} \tag{12}$$

Направление распространения отраженной брэгговской волны $\delta^{(n,m)}_{Бр.}$ в плоскости УОZ можно определить следующим образом:

$$\cos\ \delta^{(n,m)}_{Бр.} = \frac{\gamma_{znm}}{\gamma_z}. \tag{13}$$

Экспериментальные исследования проводились для электродинамической системы, состоящей из ПДВ и преобразователя поверхностных волн. ПДВ был изготовлен из фторопласта (диэлектрическая проницаемость ε=2,05). Толщина волновода $2a$=2 мм, ширина 117 мм. Плоский фазовый фронт формировался рупорно-параболическими возбудителями, которые располагались на входе и выходе ПДВ.

В качестве преобразователя поверхностных волн использовались двумерно-периодические решетки, образованные круглыми отверстиями на металлическом диске. Диаметр диска Д=100 мм, диаметр отверстия d=2 мм, глубина отверстия h=1,2 мм, отверстия заполнены парафином с ε=2,25.

На рис. 6 приведены экспериментальные результаты нормированной зависимости величины поля па выходе ПДВ $E_{пр.}(\alpha)/E°_{пр}$ от угла поворота α решетки. $E_{пр.x}$ -основная поляризация, $E_{пр.y}$ - кросскомпонента. При λ=5,00 мм и $\ell_1$=3 мм, $\ell_2$=2,3 мм (рис. 6) четко видны брэгговские резонансы $\alpha^{(-1,0)}_{Бр.}\approx 46°$; $\alpha^{(0,-1)}_{Бр.}\approx 59°$. Аномалии в точках скольжения (расчетные значения их углового положения следующие: $\alpha^{(-1,0)}_{ск.}\approx 36{,}3°$; $\alpha^{(0,-1)}_{ск.}\approx 85{,}2°$) выделить на рис. 6 затруднительно.

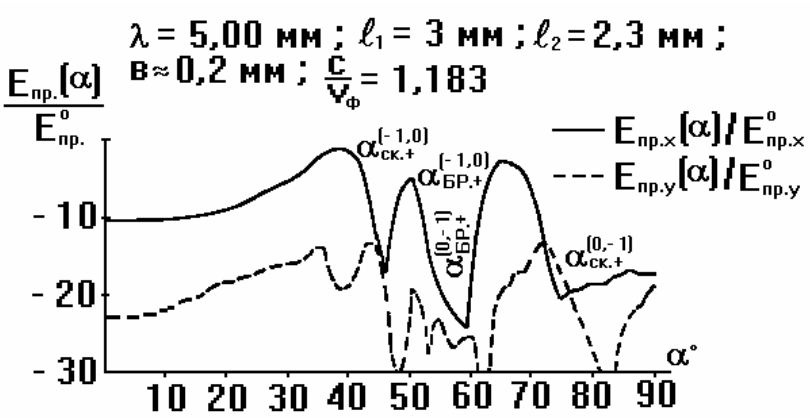



Рис.6. Нормированная зависимость величины поля па выходе ПДВ $E_{пр.}(\alpha)/E°_{пр}$ от угла поворота α решетки. $E_{пр.x}$ -основная поляризация, $E_{пр.y}$ – кросскомпонента.

Таким образом, в зависимости от периодов решетки ($\ell_1$ и $\ell_2$) и длины волны аномалии в точках скольжения сопровождаются либо увеличением, либо уменьшением коэффициента связи ПДВ с решеткой. Но и в том и в другом случаях происходит взаимное перераспределение энергии между Е и Н–волнами в ПДВ, т.е., если в окрестности $\alpha^{(n,m)}_{ск.}$ величина $E_{пр.x}$ растет, то величина $E_{пр.y}$ падает, и наоборот, это же характерно и для брэгговских резонансов. Иначе говоря, в окрестности резонансных значений α развязка по поляризации в ПДВ отличается от развязки для нерезонансных углов поворота, которая согласно рис.6 составляет $E_{пр.x}/E_{пр.y}\approx 15$ дБ.

Некоторое отличие экспериментальных и расчетных значений $\alpha^{(n,m)}_{ск.}$ и $\alpha^{(n,m)}_{Бр.}$ объясняется погрешностью эксперимента и тем, что введение металлической гребенки в связь с ПДВ изменяет фазовую скорость неоднородной волны. Одновременно с полем на выходе ПДВ исследовалась зависимость от угла поворота гребенки α величины излучаемого поля $E_{изл}$ в дальней зоне. Измерения проводились

в максимуме диаграммы направленности. Для этого была создана установка, позволяющая разворачивать систему "ПДВ–решетка" по углу места $\gamma_{nm}$ и азимуту $\theta_{nm}$. Приемный рупор, волноводная часть которого имеет прямоугольное сечение, подстраивался по максимуму сигнала вращением вокруг своей оси. Необходимость подстройки вызвана тем, что в системе "ПДВ–гребенка" возможно возбуждение кросс-компоненты (рис. 6) и излученное поле в общем случае имеет эллиптическую поляризацию с произвольным углом наклона эллипса поляризации.

В эксперименте измерялось отношение величины излученного поля $E_{изл.}(\alpha)$ при $\alpha \neq 0°$ к величине излученного поля $E_{изл.}(0)$ при $\alpha=0°$ (рис. 7, решетка из круглых отверстий, основная поляризация). Согласно рис. 7 $\alpha_{ск.}^{(-1,0)} \approx 40°$, $\alpha_{ск.}^{(0,-1)} \approx 68°$ они соответствуют угловому положению всплеска $E_{пр.x}(\alpha)/E_{пр.x}^{0}$ при $\alpha \approx 40°$ и провалу при $\alpha \approx 75°$ на рис.6. Таким образом, угловое положение точек скольжения далеко не всегда совпадает с угловым положением характерных аномалий $K_{св}$.

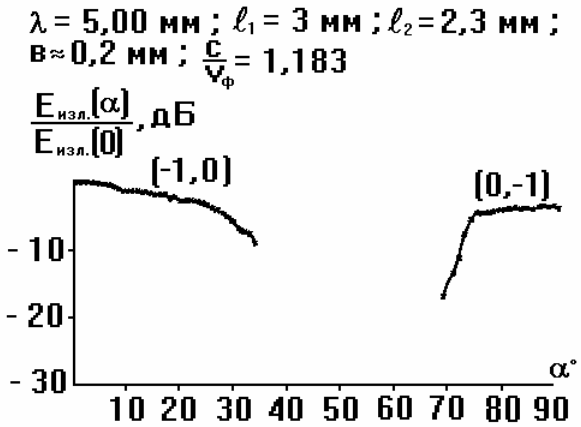



Рис. 7. Зависимость отношение величины излученного поля $E_{изл.}(\alpha)$ при $\alpha \neq 0°$ к величине излученного поля $E_{изл.}(0)$ при $\alpha=0°$ от угла поворота $\alpha$.

Поляризация излученного поля однозначно определяется параметрами эллипса поляризации: углом поворота эллипса $\psi$ и коэффициентом эллиптичности $K_э$.

Известно (см. рис. 6), что при $\alpha=0°$ кросс-компонента в системе "ПДВ–решетка" практически отсутствует ($E_{пр.x}/E_{пр.y}$<-15дБ) и излученное поле должно быть линейно поляризованным, поэтому в качестве начала отсчета угла $\psi$ следует выбирать направление вектора поляризации $\vec{E}_{изл.}$ при $\alpha=0°$, которое в случае E–волны совпадает с осью OZ (рис. 4). Поскольку для регистрации излученного поля использовался рупор, волноводная часть которого имеет прямоугольное сечение, то угол $\psi$ в эксперименте определялся по максимуму излученного сигнала и соответствовал углу между осью OZ и нормалью к широкой стенке волноводной части приемного рупора. Положительные значения угла поворота эллипса поляризации отсчитываются против часовой стрелки. Для повышения точности измерений определялся также угол $\psi_{min.}$, при котором наблюдается минимум излученного сигнала. Очевидно, что $\psi=\psi_{min.}-90°$.

Результаты измерений $K_э(\alpha)$, $\psi(\alpha)$ для различных параметров электродинамической системы представлены на рис. 8, и рис. 9. В окрестности резонансных значений $\alpha\left(\alpha=\alpha_{ск.}^{(n,m)}, \alpha=\alpha_{Бр.}^{(n,m)}\right)$ угол поворота эллипса поляризации излученного поля становится отличным от нуля, несмотря на изотропный характер элементарных излучателей (круглых отверстий), и может достигать 30°. Одновременно с этим коэффициент эллиптичности вырастает до значений 0,3÷0,4. Кроме того, происходит резкое изменение разности фаз между ортогональными компонентами излученного поля.

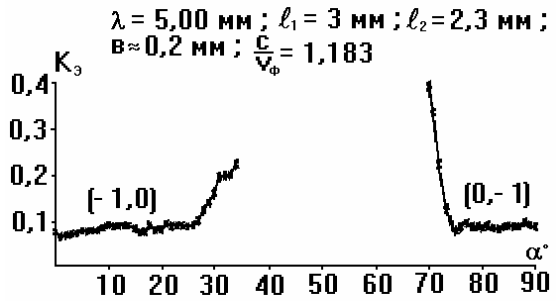



Рис. 8 Зависимость коэффициента эллиптичности $K_э$ от угла поворота $\alpha$

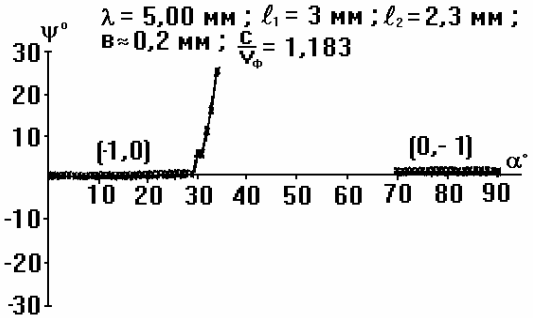



Рис.9. Зависимость углом поворота эллипса $\psi$ от угла поворота $\alpha$

Таким образом, описанные выше поляризационные искажения связаны с поляризационными и фазовыми возмущениями неоднородной волны в системе "ПДВ–решетка" при $\alpha=\alpha_{ск.}^{(n,m)}$ и $\alpha=\alpha_{Бр.}^{(n,m)}$, а именно – с изменением развязки по поляризации и с изменением разности фаз между ортогональными компонентами.

В результате проведенных исследований было установлено, что пространственный спектр при дифракции неоднородной волны на двумерно-периодических решетках состоит из гармоник двух типов: простых и комбинированных. Каждый из этих двух типов можно описать, рассматривая дифракцию на соответствующих одномерно-периодических решетках.

Пространственное положение излучаемых гармоник зависит от угла поворота решетки $\alpha$ вокруг своей оси и определяется углом места $\varphi_{nm}$ и азимутом $\theta_{nm}$.

При изменении угла $\alpha$ могут возникать брэгговские резонансы и аномалии в точках скольжения. Ограниченные размеры элементарных излучателей (круглых отверстий) полностью исключают щелевые и волноводные резонансы, характерные для одномерно-периодических гребенок и связанные с возбуждением вытекающих волн [8].

Поляризационные искажения излученного поля двумерно-периодической системы изотропных элементарных излучателей возникают только на резонансных углах поворота $\alpha$.

Брэгговское отражение порядка (n,m) неоднородной волны в ПДВ может приводить к уменьшению уровня излученного поля.

В нерезонансной области углов поворота $\alpha$ поляризационные и энергетические характеристики излученного поля слабо зависят от $\alpha$.

**Макет антенной решетки и его экспериментальные характеристики**

В соответствии с изложенными результатами прямых и масштабных измерений был разработан макет АР 3см диапазона на поверхностных волнах с произвольной установкой луча. Фотография макета представлена на рис.10. ПДВ и его возбудитель вместе с 180° Е–разворотом были выполнены в точности такими, как они описаны выше. Выходная апертура возбудителя и, соответственно, ширина ПДВ составляют 750мм. Сечение полого металлического волновода на выходном фланце составляет 19×9,5 мм$^2$. ПДВ был выполнен на основе ударопрочного полистирола толщиной 2 мм, расположенного непосредственно на металлическом экране. Среди особенностей конструкции следует отметить способ изготовления параболического цилиндра. Он изготовлен из алюминиевой полосы толщиной 6мм и шириной 9,5 мм (с периодическими выборками для уменьшения жесткости) путем простого изгиба по форме параболы с последующей фиксацией винтами к стенкам двухплоскостного металлического волновода.

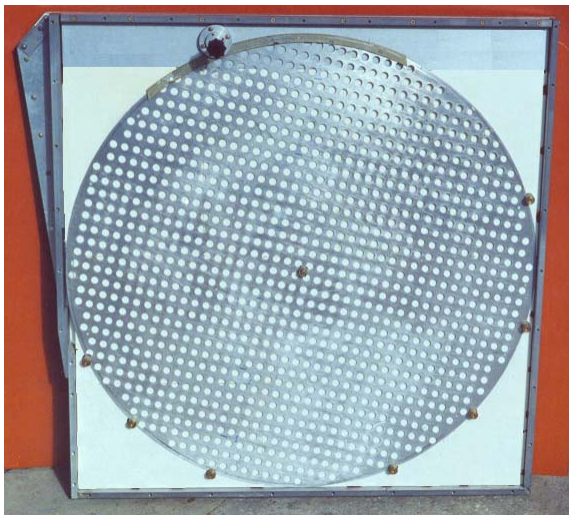


Рис.10. Макет АР 3см диапазона.

Дифракционная решетка выполнена на диске диаметром 750 мм и толщиной 1 мм из алюминиевого сплава. Элементарные излучатели имеют вид отверстий диаметром 12 мм. Они расположены периодически в двух взаимно перпендикулярных направлениях с периодами $\ell_1$=18 мм, $\ell_2$=20 мм. Расстояние между металлическим экраном и диском равно 17 мм. Точное выдерживание этого расстояния по всей плоскости может быть обеспечено прокладками из пенополистирола (рис. 10) толщиной 15 мм, расположенными между диском и ПДВ и между диском и защитным экраном. В нашем случае края диска входят в пазы стоек, которые крепятся торцами к металлическому экрану к защитному покрытию. Для обеспечения плоскостности диска он снабжен ребрами жесткости. Очевидно, что в случае применения пенополистироловых прокладок и тонких дисков из стеклотекстолита с вытравленными отверстиями в покрывающем слое фольги необходимость в ребрах жесткости отпадает, а конструкция становится значительно более технологичной.

Диск закреплен в центре на оси с возможностью поворота в требуемом секторе углов. Для поворота диска при установленном защитном экране используется зубчатый сектор (в левом верхнем углу на рис.10) и шестерня с осью; проходящей через защитный экран. Ось диска жестко крепится к металлическому

экрану, на котором расположен ПДВ, что приводит к рассеянию некоторой части мощности ПДВ, однако величина вносимых потерь оказывается несущественной (менее 0,1 дБ).

Пространственные характеристики разработанной сканирующей АР представлены на рис. 11. При выборе периода $\ell_1$=18 мм в качестве рабочего угол сканирования $\varphi_{-1,0}$=30° обеспечивается при $\alpha$=20°. Начальное отклонение луча от нормали к плоскости апертуры составляет 25°, именно на этот угол необходимо развернуть плоскость антенны относительно исходного горизонтального направления для ориентации луча вертикально вверх. Комбинированная гармоника с n= -1, m= -1 возникает при $\alpha$=27,5°, что позволяет осуществлять однолучевый режим в секторе установки луча $\varphi_{-1,0}$= ±42°. При выборе в качестве рабочего периода $\ell_2$=20 мм угол сканирования $\varphi_{0,-1}$= 30° обеспечивается при $\alpha$=22°. Начальное отклонение луча от нормали к плоскости апертуры составляет 16°, что является более предпочтительным с точки зрения рационального использования площади апертуры. Потери в площади апертуры составляют всего 4 %. Комбинированная гармоника с n= -1, m= -1 возникает при $\alpha$=33°, что позволяет осуществить однолучевый режим работы в секторе установки луча $\varphi_{0,-1}$=±47°.

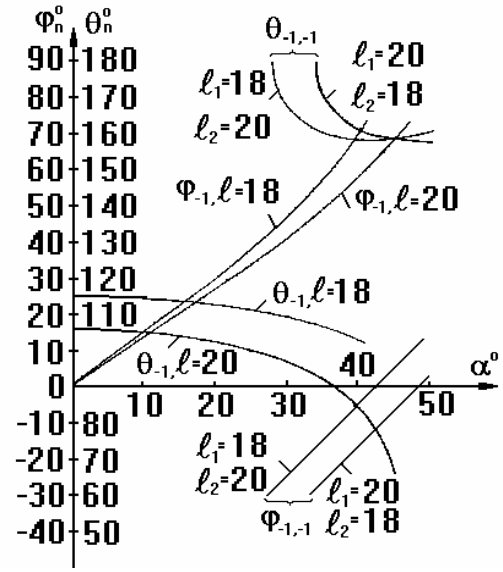



Рис.11. Пространственные характеристики разработанной сканирующей АР.

Экспериментальные данные по пространственным характеристикам разработанной АР находятся в хорошем согласии с расчетными. Суммарные потери в АР не превышают величины 1,2 дБ. Из них 0,4 дБ соответствуют потерям в рупорно-параболическом переходе и 180° Е–развороте, 0,2 дБ – в рупорном возбудителе ПДВ, 0,2 дБ – в ПДВ на металлической подложке и 0,4 дБ – в системе ПДВ – решетка за счет неполного отбора мощности ПДВ решеткой. Ширина диаграммы направленности разработанной АР в плоскости XOZ (рис. 1.4), составляет на частоте 11,3 ГГц 2,0° при уровне боковых лепестков –13 дБ. Ширина диаграммы направленности в плоскости XOY составляет 2,5° при уровне боковых лепестков не выше –20 дБ. Коэффициент усиления разработанной АР равен 36,6 дБ. Поляризация излучения – линейная, и в секторе сканирования ±30° угол ориентации

вектора Ё не изменяется. Таким образом, рассмотренная АР на поверхностных волнах удовлетворяет многим поставленным требованиям к антенной системе космического РСА, важнейшим из которых является решение проблемы установки луча в телесном угле 60°. Она отличается высокой технологичностью, низкой стоимостью и может найти широкое применение в других системах сантиметрового диапазона.

**Особенности построения сканирующей антенной системы космического РСА сантиметрового диапазона волн**

Для РСА высокого разрешения в 3-х см диапазоне требуется апертура антенны 2х2м$^2$. При косинусном амплитудном распределении поля в обеих плоскостях она должна обеспечить ширину луча антенны 1х1° на уровне –3 дБ. Эта задача решается простым увеличением апертуры антенны, приведенной на рис. 10. Однако, указанная на рис. 1 электродинамическая схема антенны из-за последовательной схемы питания обладает углочастотной зависимостью и при апертуре антенны 2х2 м$^2$ не сможет обеспечить полосу сигнала 200 МГц. Такой полосе сигнала соответствует апертура 0.5 м. В этой связи для построения электродинамической схемы антенны космического РСА должна быть применена параллельная схема питания двенадцати субрешеток размером 0.5х0.5 м$^2$. Из этих субрешеток и образуется требуемая апертура антенны 2х2 м$^2$.

На рис. 12 приведена схема расположения двенадцати ячеек, обеспечивающих апертуру антенны 2х2 м$^2$ и взаимодействующих с одним, общим рассеивателем (1- ячейка №9, 2- возбудитель ПДВ ячейки №9, 3- общий периодический рассеиватель). Наличие общего для всех субрешеток рассеивателя обеспечит требуемое пространственное управление лучом антенны при синфазном питании субрешеток.

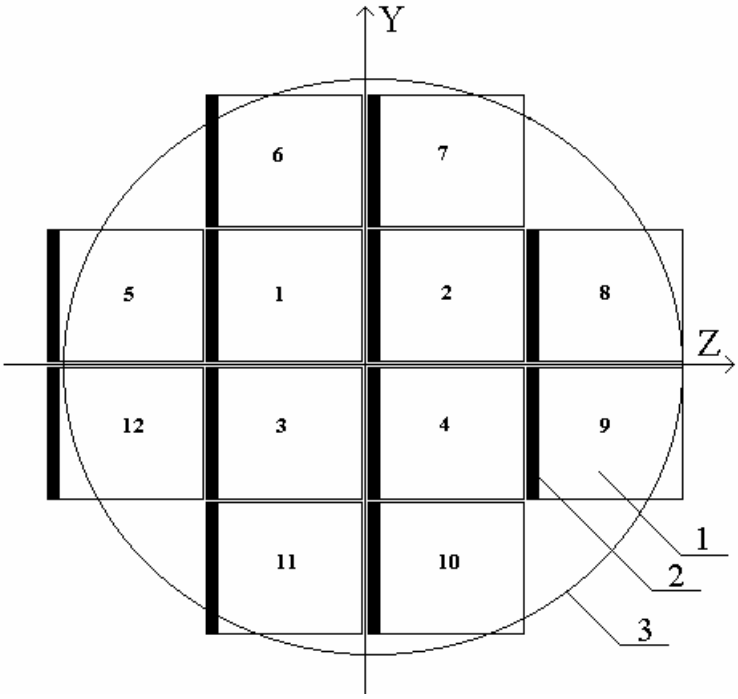



Рис.12. Схема расположения двенадцати ячеек, обеспечивающих апертуру антенны 2х2 м$^2$ .

Схема параллельного распределения СВЧ мощности и включения фазовращателей в АР космического РСА (рис. 13) выбрана с учетом обеспечения наиболее эффективного амплитудно-фазового распределения поля на всей апертуре АР. Расчетная диаграмма направленности АР, состоящей из двенадцати субрешеток приведена на рис.14. Ширина ДН АР составляет 1° на уровне –3 дБ. Полученное отклонение ДН антенны от нормали, равное 4.5°, соответствует относительному замедлению ПДВ U=1.2, периоду $\ell$=25 мм, рабочей частоте 9.375 ГГц (1). Первый боковой лепесток ДН раздвоен и находится на уровне –35 дБ, второй боковой лепесток находится на уровне -17.7 дБ. Такое поведение боковых лепестков в антенне обусловлено разделением АР на субрешетки, спаданием поля в каждой из них к краям на величину –1 дБ и синфазной запиткой всех двенадцати субрешеток.

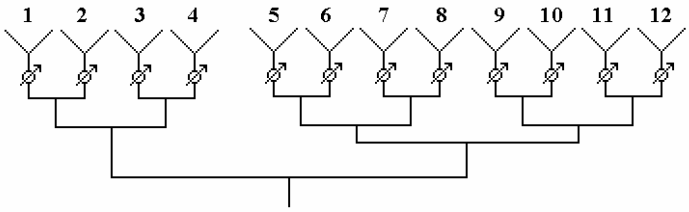



Рис.13. Схема параллельного распределения СВЧ мощности и включения фазовращателей в АР космического РСА.

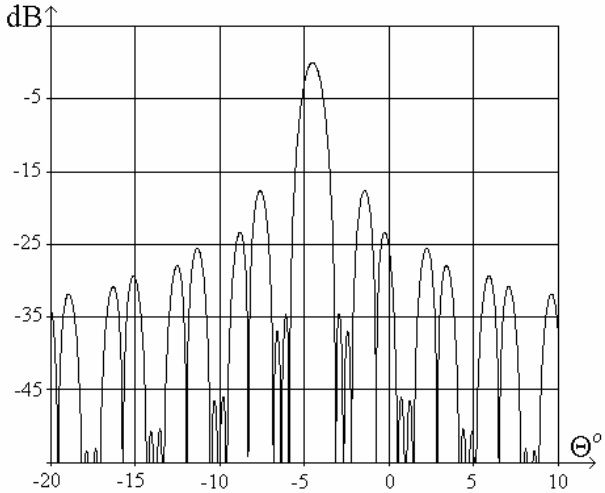



Рис.14. Расчетная диаграмма направленности АР.

Выбранная электродинамическая схема плоской АР с возможной установкой луча в телесном угле ±60°, проведенное успешное макетирование антенны на апертуре размером 750 мм, решение проблемы широкополосности антенны с помощью введения субрешеток и выполненные расчеты ожидаемой ДН АР указывают на реализуемость требуемой АР космического РСА.

## §2. Универсальная антенная система многорежимного космического радиолокатора бокового обзора

Для обеспечения высоких тактико-технических характеристик многорежимного космического радиолокатора бокового обзора, необходимо использование широкополосных сигналов, например, кодо-фазоманипулированных (КФМ) либо частотно-модулированных (ЧМ). Необходимая в рассматриваемом случае широкополосная антенна радиолокатора бокового обзора (РБО) должна работать на длине волны 3 см и удовлетворять ряду требований. Среди них обеспечение передачи и приема спектра сигнала с полосой не менее 7мГц при апертуре антенны в направлении полета не менее 15000 мм и уровне боковых лепестков не хуже –25 дБ. Антенна должна иметь возможность поочередной работы на одной из двух линейных поляризаций и оперативное их изменение. В плоскости перпендикулярной направлению полета она должна иметь диаграмму направленности (ДН) в виде cosec(φ) для всех режимов работы на одной из двух поляризаций. Предполагается работа РБО на двух высотах орбит спутника 600 $\pm$50 км и 750 $\pm$50 км с полосой обзора 700 км, а также в режиме синтезированной апертуры с полосами обзора 100 и 300 км. Начальный угол визирования антенны определяется особенностями работы РБО и составляет угол ≥20°. Конструктивное выполнение электродинамической схемы должно обеспечивать необходимый ресурс работы антенны в космических условиях.

Рассмотрим некоторые альтернативные решения. Линейная антенная решетка, например, в виде волноводно-щелевого излучателя [20], длиной 11085 мм, успешно используется на протяжении многих лет в составе космического РБО, работающего на длине волны 3.1 см. Авторами этой разработки при реализации конструкции такого протяженного линейного излучателя была эффективно решена проблема исходного свертывания антенны и ее развертывания уже на орбите. Однако, как будет показано ниже, уже при этой длине излучателя невозможно обеспечить передачу спектра сигнала с полосой 7 МГц. В этой связи остро встает вопрос поиска электродинамических схем широкополосных антенн с большой апертурой, конструктивное исполнение которых допускало бы их доставку и успешное развертывание на борту ИСЗ.

Наличие линейных излучателей с различными апертурами, электродинамическая схема которых базируется па эффекте преобразования поверхностных волн в объемные [2], позволяет решить эту проблему. Для этой цели предложено использовать линейный облучатель, состоящий из диэлектрического волновода и дифракционной решетки, в режиме фокусировки. Линзовый режим облучателя реализован апериодической дифракционной решеткой. Как показано в [5], рассматриваемая электродинамическая схема фокусируемого излучателя, использующего эффект преобразования поверхностных волн в объемные, позволяет решать и более сложные задачи, связанные с созданием ДН сложной формы, например, косекансной.

Ниже будет подробно проанализирована требуемая электродинамическая схема такой широкополосной антенны, включающей фокусируемый облучатель, а также приведено ее экспериментальное обоснование. Особенностью этой антенны является выполнение ее параболической, т.к. в ней используется параболический цилиндр с раскрывом 15000 мм с ограниченной длиной цилиндрической части до размера пятна поля, сфокусированного ее линейным облучателем.

Задача развертывания такой антенны при выводе на орбиту может быть решена легче, т.к. разворачивать придется только параболическое зеркало,

имеющее малую длину цилиндрической части. Линейный фокусируемый облучатель этой процедуре не подвергается из-за малых размеров и остается постоянно подключенным к приемо-передатчику.

**Широкополосность линейных антенных решеток с большой апертурой**

Анализ используемых в настоящее время и проектируемых систем дистанционного зондирования показывает, что для космических радиолокаторов ДЗЗ ДМ и СМ диапазонов длин волн применяются в основном линейные или планарные антенные решетки, базирующиеся на периодической системе волноводных щелевых излучателей. Характерными особенностями этих антенн является простота их расчета, изготовления и наличие отработанных систем развертывания на орбите. По электродинамической схеме волноводно-щелевые антенны относятся к схеме с последовательным питанием. Это обстоятельство требует внимательного рассмотрения процесса передачи (приема) спектра широкополосного сигнала этой антенной.

Как показывают расчеты, углочастотная чувствительность волноводно-щелевой антенны, построенной на полом металлическом волноводе сечением 23x10 мм$^2$ для диапазона частот вблизи f=9744 МГц ($\lambda$=3.1 см) составляет 0,76° на 1% изменения частоты [21]. Следовательно, прохождение составляющих спектра импульса сигнала с полосой 7 МГц будет сопровождаться качанием (т.е. уширением интегральной ДН) луча ДН антенны в пределах 0,055°. Допустимое, с точки зрения системы обработки, уширение ДН должно быть не более 25 %. Четное амплитудное распределение поля на апертуре линейной решетки размером L=15000 мм, обеспечивающее уровень первого бокового лепестка -26,4 дБ, создает ширину ДН по уровню половинной мощности $2\Delta\Theta_{0.5}=73{,}4°\times\lambda/L=0{,}15°$. В локационном режиме эта ДН будет иметь ширину $2\Delta\Theta_л=0{,}106°$. Следовательно, уширение ДН составит в этом случае величину 51,9 % относительно луча ДН $2\Delta\Theta_л=0{,}106°$. Для четного амплитудного распределения типа "cos" уровень первого бокового лепестка равен –23 дБ и эта величина составит 56,7 % относительно $2\Delta\Theta_л=0{,}097°$ [22]. Таким образом, волноводно-щелевая антенная решетка длиной 15000 мм из-за последовательной системы питания не обеспечивает передачу в нужную точку пространства спектра сигнала шириной 7 МГц. Устранить этой недостаток можно путем разделения рассматриваемой антенной решетки на четыре части с последующей параллельной и синфазной их запиткой.

Рассмотрим динамику во времени характеристик направленности указанной волноводно-щелевой антенной решетки с апертурой 15000 мм при прохождении вдоль нее двух соседних парциальных противофазных импульсов КФМ сигнала длительностью каждого 0,28 мкс. Длина этого парциального импульса КФМ сигнала в свободном пространстве составляет 90 м. При формировании поля излучения полный путь прохождения переднего фронта парциального импульса с групповой скоростью соответствующей $\lambda/\lambda_в=0{,}743$ через антенную решетку длиной 15 м составляет 20.2 м, т.е. 22,43 % от 90 м. На рис. 15а приведена расчетная ДН антенной решетки для четного (синфазного) косинусного амплитудного распределения на апертуре 15000 мм. Это распределение соответствует случаю, когда решеткой излучается один парциальный импульс или их непрерывная последовательность, фаза внутри которой неизменна. Если соседние парциальные импульсы противофазны, то по мере прохождения переднего и заднего фронтов этих импульсов вдоль антенной решетки на апертуре в некоторые моменты времени создается нечетное амплитудное распределение типа "cos" [23]. Этому процессу соответствуют нормированные ДН, приведенные на рис. 15б,в,г. Рис. 15б

соответствует случаю, когда второй противофазный парциальный импульс КФМ сигнала занимает только 1/6 часть апертуры, а первый 5/6 апертуры. Форма ДН, приведенная на рис. 15в, соответствует временному интервалу, когда противофазный парциальный импульс занимает 2/6 апертуры антенны. Двухлепестковая ДН на рис. 15г соответствует симметричному нечетному распределению амплитуды поля на апертуре, когда амплитудное распределение в середине ее изменилось на противофазное.

Дальнейшее прохождение фронтов парциальных импульсов приводит к созданию аналогичных амплитудных распределений и формированию ДН в обратном порядке. Сформированные ДН (рис. 15в,г) указывают, с одной стороны, на потерю энергии полезного сигнала на 22,43 % (ослабление мощности сигнала на 1,1 дБ), т.к. часть поля излучения в этот временной интервал имеет иную направленность в пространстве. Данное побочное излучение находится в секторе углов 0,07° - 0,4° считая от середины исходной ДН. С другой стороны, эта часть поля излучения формирует повышенный уровень бокового излучения, и ее следует рассматривать как значительную помеху работе системы в целом. Устранить этот недостаток, присущий антенным системам с последовательным питанием полностью невозможно, т.к. дробление антенны на части с параллельной схемой питания только уменьшит процентное соотношение сигнала и помехи. Следует отметить, что приведенные на рис. 15а,б,в,г ДН при расчетах нормированы к одному уровню, равному 0 дБ. Хотя очевидно, что мощность сигнала для двухлепестковой ДН (рис. 15б) по ширине практически совпадает с ДН на рис. 15 а, но уровень первого бокового лепестка в ней возрос с –23 дБ до –15 дБ. Таким образом, рассмотрение временных процессов в указанной антенной решетке с последовательным питанием указывает на необходимость ее дробления на части, питаемые параллельно. Количество необходимых частей следует определять исходя из требуемого соотношения сигнал/помеха.

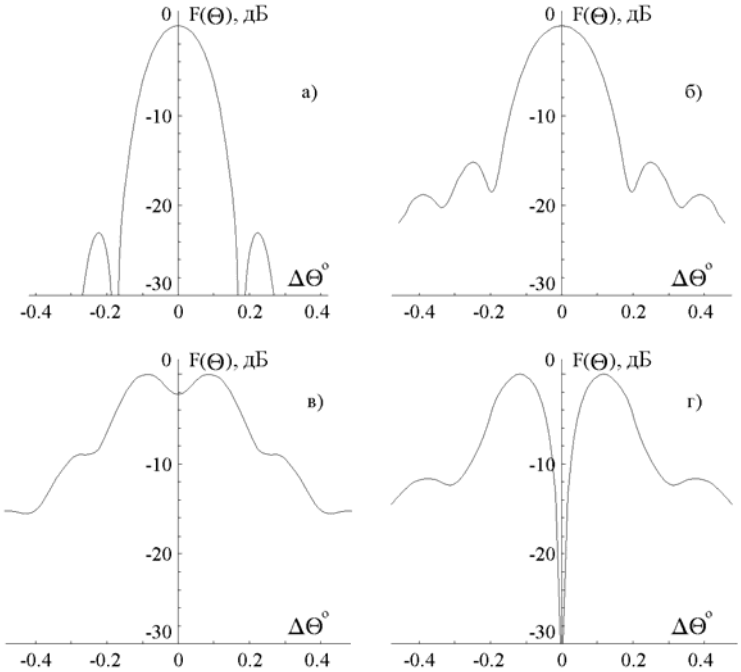



Рис.15. Нормированные ДН волноводно-щелевой антенной решетки с апертурой 15000 мм.

Известно [24], что создание антенной решетки с последовательно-параллельной схемой питания значительно усложняет ее конструктивное выполнение, требует дополнительного такого же количества волноводных элементов, широкополосных фазовращателей, обеспечивающих работу антенны в широком диапазоне температур. Кроме этого, значительно усложняется система ее развертывания на орбите.

Перечисленные факторы приводят, в конечном итоге, к низкой надежности работы локатора с такой антенной. Практически не реализуемой в этой ситуации становится задача формирования ДН типа cosec. Как будет показано ниже, для формирования крутых скатов такой ДН требуется апертура в вертикальной плоскости не менее 1000 мм. Для этого линейная антенная решетка длиной 15000 мм должна располагаться в фокусе цилиндрической линзы [17] с синтезированным профилем с апертурой 1000x15000 мм или в фокальной плоскости зеркального рефлектора, имеющего соответствующий профиль с указанной апертурой. При этом остается нерешенным вопрос оперативного переключения поляризаций и смены полос обзора, которые требуют каждый раз смены рефлектора.

Выполненный анализ антенны с последовательной схемой питания показывает, что для реализации требуемой широкополосной антенны с апертурой 15000 мм необходима антенна с параллельным питанием.

С этой целью были проведены теоретические и экспериментальные исследования по поиску оптимального решения для создания такой антенны. По результатам исследований в основу требуемой электродинамической схемы антенны положен параболический рефлектор с апертурой 15000 мм и набором переключаемых облучателей (рис. 16).

**Электродинамическая схема широкополосной антенны РБО**

Электродинамическая схема широкополосной антенны РБО с большой апертурой (рис.16) включает фазовый корректор в виде параболического цилиндра, у которого, в отличие от сегментной параболической антенны [25], отсутствуют близко расположенные металлические плоскости, и блок облучателей 2. В блок облучателей входят три двухполяризационных облучателя 3,4,5, обеспечивающих работу антенны в трех режимах, отличающихся полосой обзора. Облучатель 3 предназначен для режима РБО с полосой обзора 700 км, облучатель 4 для режима синтезированной апертуры с полосой 300 км, облучатель 5 для режима синтезированной апертуры с полосой 100 км. Для включения требуемого режима

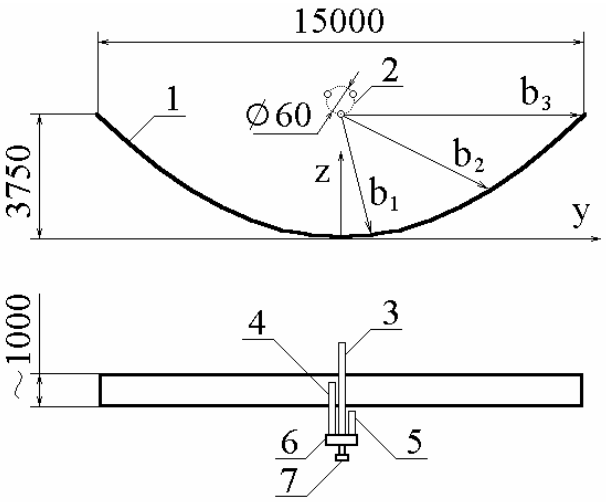



Рис.16. Электродинамическая схема антенны.

работы и вида поляризации служат два переключателя - переключатель облучателей 6 и переключатель поляризаций 7. В основу работы электродинамической схемы облучателей заложена фокусировка поля излучения во всех плоскостях, проходящих через ось работающего в данный момент облучателя. Это решение позволило уйти от схемы сегментно-параболической антенны с близко расположенными металлическими плоскостями и обеспечить работу на двух поляризациях. Фокусное расстояние каждого облучателя выбрано равным 5600 мм (параметр b2) при фокусном расстоянии параболического цилиндра f=3750 мм. Таким образом, наблюдается недофокусировка волнового пучка в плоскости X0Z в области вершины параболы и перефокусировка пучка в плоскости X0Y в областях, близким к краям. Следует особо отметить, что эти эффекты совершенно не сказываются на формировании параболическим цилиндром плоского фазового фронта в плоскости Y0Z и соответствующей узкой диаграммы направленности в этой же плоскости. Угол раскрыва зеркальной антенны равен 180° и соответственно требует ширину ДН от каждого облучателя в плоскости Z0Y $2\Delta\varphi_{обл}$=180° по уровню (-10÷-20) дБ.

Величина параметра b2 выбрана из условия получения минимальной ширины пятна на поверхности параболического цилиндра в плоскости перпендикулярной направлению полета. Указанные ширины ДН облучателей выбраны с целью удобства контроля геометрических параметров параболического цилиндра и места установки облучателей. Параметр b1 численно равен фокусному расстоянию параболического цилиндра, а величина b3=7500 мм, т.е. половине раскрыва антенны.

Таким образом, в выбранной электродинамической схеме антенны в плоскости перпендикулярной полету с помощью облучателей формируется поле излучения со сходящимся фазовым фронтом, что можно эффективно использовать для получения косекансной формы диаграммы направленности. В плоскости полета параболический рефлектор обеспечивает формирование плоского фазового фронта. Возможный перелив пучка за края параболического цилиндра уменьшает коэффициент усиления антенны и требует минимизации. Повышенный уровень задних боковых лепестков не имеет существенного значения при зондировании Земли из космоса.

Выбор данной электродинамической схемы антенны связан с ее широкими возможностями и универсальностью. Данная схема не требует большой длины волноводных трактов, отсутствует необходимость их развертывания. При необходимости электродинамическая схема антенны может быть дополнена облучателем другого диапазона волн, например, миллиметрового. Кроме этого, приемопередающий модуль может быть жестко связан с облучателями коротким отрезком фидера, и после монтажа на ИСЗ он будет оставаться неподвижным. Процессу развертывания в этой схеме подвержено только зеркало, т.е. та часть, которая не содержит элементов СВЧ узлов. Самым главным достоинством выбранной электродинамической схемы антенны является ее широкополосность, которая снимает все ограничения на полосу передаваемого КФМ сигнала.

С целью определения необходимой длины зеркала и длины облучателей рассмотрим работу антенны в каждом из режимов. На рис. 17 а,б показаны полосы обзора системы зондирования (с учетом кривизны поверхности Земли) с орбит высотой 600 км и 750 км соответственно, и только для режима РБО, без режимов синтезирования. Этот вариант представляет интерес для рассмотрения построения антенного устройства с оптимальными размерами облучателя и зеркала.

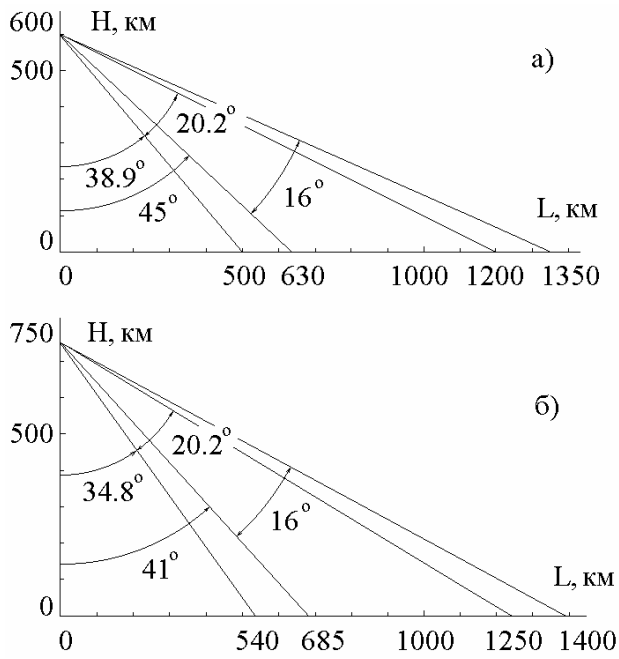



Рис.17. Полосы обзора в режиме РБО.

Рассмотрим два случая обзора поверхности Земли с полосой обзора 700 км, но с угловыми раскрывами 16° и 20.2°. Первый вариант обеспечивает полосу обзора 700 км, начиная с угла визирования 45° с высоты орбиты 600 км и с угла визирования 41° с высоты орбиты 750 км. Требуемая для этого случая длина зеркала и длина облучателя (рис. 18), исходя из законов геометрической оптики, равны соответственно 530 мм и 1600 мм.

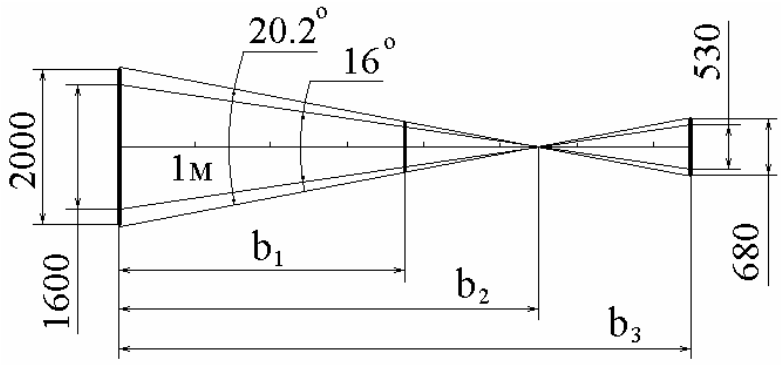



Рис.18. Схема фокусировки полей облучателей на зеркало параболического цилиндра в режимах РБО.

Второй вариант обеспечивает ту же полосу начиная с угла визирования 38,9° с высоты орбиты 600 км и с угла визирования 34,8° с высоты орбиты 750 км. Требуемая в этом случае длина зеркала параболического цилиндра исходя из законов геометрической оптики равна 680 мм, а длина фокусируемого облучателя 2000 мм. Дифракционная расходимость падающего на зеркало поля в этих случаях будет минимальной, а точное ее значение будет приведено ниже, при экспериментальном обосновании параметров антенны.

Наряду с фокусировкой поля излучения, облучатель должен иметь косекансную ДН в плоскости перпендикулярной полету. Все эти необходимые

параметры обеспечиваются выбором соответствующего амплитудного и фазового распределений на апертуре облучателя. При этом фазовое распределение ответственно за необходимую кривизну сходящегося фазового фронта, а соответствующее амплитудное распределение формирует косекансную ДН. Необходимая фокусировка поля излучения может быть организована либо длиннофокусной диэлектрической линзой [17] или соответствующим выбором величин периодов периодических рассеивателей, которые образуют облучатель [5,26,27].

Расчетные значения коэффициентов усиления антенны ($К_у$) [28] для двух вариантов режима РБО составляют следующие величины:

Орбита высотой 600км, (рис. 17а):

а) начало полосы обзора (угол визирования 45°) $К_у$=40,35 дБ; середина полосы обзора $К_у$=42 дБ; конец полосы обзора (угол визирования 61°) $К_у$=43,65 дБ;

б) начало полосы обзора (угол визирования 38.9°) $К_у$=39,2 дБ; середина полосы обзора $К_у$=41 дБ; конец полосы обзора (угол визирования 59.1°) $К_у$=42,8 дБ.

Орбита высотой 750 км, (рис. 17б):

а)начало полосы обзора (угол визирования 41° ) $К_у$=40,6 дБ; середина полосы обзора $К_у$=42 дБ; конец полосы обзора (угол визирования 57°) $К_у$=43,4 дБ;

б) начало полосы обзора(угол визирования 34.8°) 39,45 дБ; середина полосы обзора $К_у$=41 дБ; конец полосы обзора (угол визирования 55°) $К_у$=42,55 дБ.

Необходимое увеличение коэффициента усиления от начала к концу полосы обзора реализуется косекансной ДН и для угла раскрыва 16° составляет 3,3 дБ и 2,8 дБ для орбит 600 км и 750 км соответственно. Для угла раскрыва 20.2° увеличение коэффициента усиления равно 3,6 дБ и 3,1 дБ.

На рис. 19а,б приведены полосы обзора системы зондирования с орбит высотой 600 км и 750 км для всех трех режимов работы. Для орбиты высотой 600 км начало полос обзора начинается с угла визирования 30° , а для орбиты 750 км все полосы обзора начинаются с угла визирования 25°. Этими углами визирования обеспечивается равенство полос обзора с орбит разной высоты. Из рис.19а следует, что режим синтезирования с полосой обзора 100 км обеспечивается угловым раскрывом 6.2°, режим синтезирования с полосой обзора 300 км угловым раскрывом 16°, а режим РБО с полосой обзора 700 км требует углового раскрыва 27°. Отличие данного режима РБО от рассмотренного на рис. 17, 18 состоит в необходимости совмещения работы системы на одну антенну со значительным уменьшением начального угла визирования, связанного с условиями работы радиолокатора с синтезированной апертурой.

Ход сфокусированных лучей от облучателей к зеркалу для всех трех режимов и необходимые длины облучателей и длина зеркала, исходя из законов геометрической оптики, показаны на рис. 20. Здесь для режима РБО, вследствие уменьшения угла визирования, требуется увеличение длины облучателя до 2700 мм и увеличение длины зеркала параболического рефлектора до 910 мм. Длины фокусируемых облучателей для режимов синтезирования с полосами обзора 100 км и 300 км равны 630 мм и 1600 мм соответственно. При этом в рамках геометрической оптики оба эти режима не требуют увеличения длины цилиндрической части зеркала антенны. Как видно из приведенных расчетов начальные углы визирования 30° и 25° обеспечивают работу антенны на любой из указанных орбит.

Формы косекансных ДН для каждого из режимов работы и каждой высоты орбиты приведены на рис. 21.

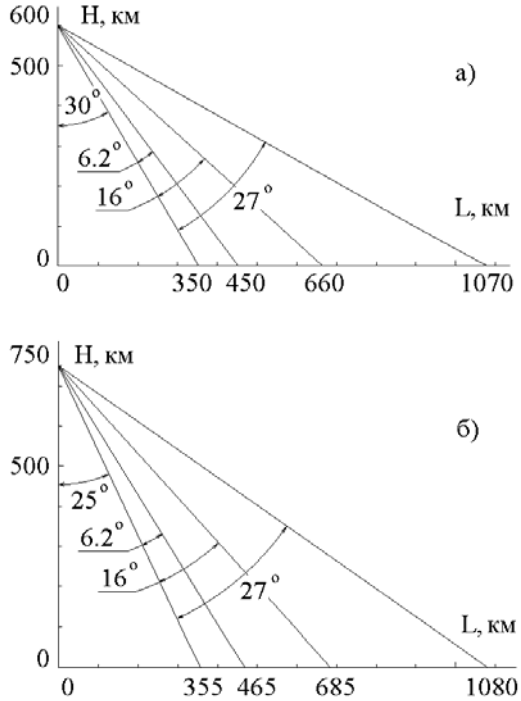



Рис.19. Полосы обзора в трехрежимном варианте системы обзора.

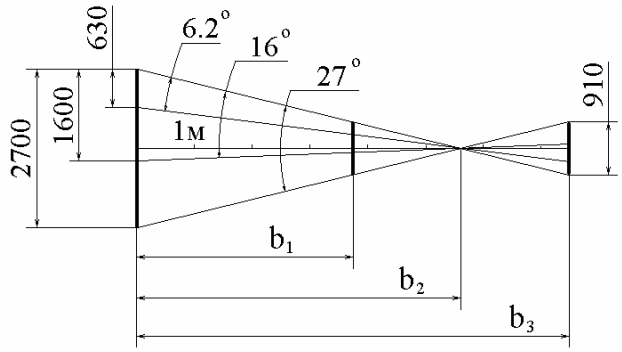



Рис. 20. Схема фокусировки полей облучателей на зеркало параболического цилиндра в трехрежимном варианте системы обзора

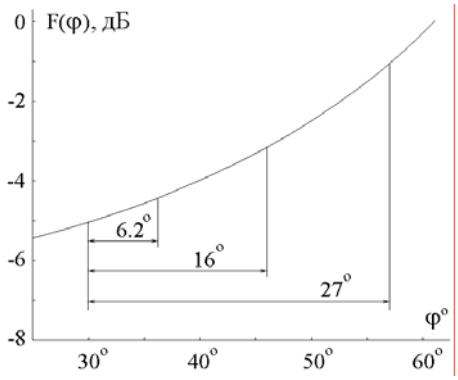



Рис.21. Косекансные ДН.

Ниже приведены расчетные значения коэффициентов усиления антенны для двух орбит и трех режимов обзора косекансных ДН.

<u>Орбита высотой 600 км.</u>

а) режим синтезирования с полосой обзора 100 км: в начале полосы (угол визирования 30°) $К_у$=45,7 дБ; в середине полосы $К_у$=46 дБ; в конце полосы (угол визирования 36.2°) $К_у$=46,3 дБ;

б) режим синтезирования с полосой обзора 300 км: в начале полосы (угол визирования 30°) $К_у$=41,05 дБ; в середине полосы $К_у$=42 дБ; в конце полосы (угол визирования 41.6°) $К_у$=42,95 дБ;

в) режим РБО с полосой обзора 700км: в начале полосы (угол визирования 30°) $К_у$=37,8 дБ; в середине полосы $К_у$=38 дБ; в конце полосы (угол визирования 57°) $К_у$=41,8 дБ.

Орбита высотой 750 км. а) режим синтезирования с полосой обзора 100 км: начало полосы (угол визирования 25°) $К_у$=45.75 дБ; середина полосы $К_у$=46 дБ; конец полосы (угол визирования 31.2°) $К_у$=46,25 дБ;

б) режим синтезирования с полосой обзора 300 км: начало полосы (угол визирования 25°) $К_у$=41,2 дБ; середина полосы $К_у$=42 дБ; конец полосы (угол визирования 41°) $К_у$=42,8 дБ;

в) режим РБО с полосой обзора 700 км: начало полосы (угол визирования 25°) $К_у$=38,1 дБ; середина полосы $К_у$=39,8 дБ; конец полосы (угол визирования 52°) $К_у$=41,5 дБ.

Увеличение коэффициента усиления от начала к концу полосы обзора в режиме РБО составляет 4 дБ и 3,4 дБ для орбит высотой 600 км и 750 км соответственно.

**Экспериментальное обоснование и моделирование широкополосной антенны РБО в миллиметровом диапазоне волн**

Для обоснования выбранного варианта антенны было применено экспериментальное моделирование в миллиметровом диапазоне волн на частоте 69,8 ГГц. На этом этапе основное внимание было уделено подтверждению принципиальной возможности фокусировки поля излучения облучателя в ближней зоне, определению необходимых длин облучателей и длины зеркала параболического рефлектора с учетом дифракционных явлений.

Схема экспериментальной установки приведена на рис. 22. Здесь 1-генератор мм диапазона с рупорной антенной, 2 - диэлектрическая линза, 3 – диафрагма из поглощающего материала, 4 – приемо - регистрирующее устройство с зондом, располагающееся поочередно на расстояниях b1, b2, b3, эквивалентных соответствующей части поверхности параболического цилиндра с апертурой 15000 мм, 5-приемо-регистрирующее устройство с рупорной антенной, расположенной в дальней зоне, для снятия ДН, полученных в результате различной степени фокусировки пучка на выходе линзы 2.

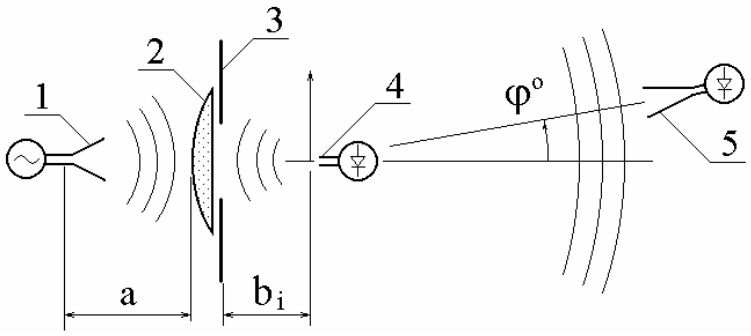



Рис. 22. Схема экспериментальной установки.

С электродинамической точки зрения наибольший интерес представляет изучение возможностей фокусировки наиболее коротким облучателем, т.к. он в режиме длиннофокусной линзы создает дифракционное поле наибольшей ширины. Это поле вместе с первым и вторым дифракционными лепестками (уровень порядка - 20 дБ)

должно быть перехвачено зеркалом параболического рефлектора. Окно в диафрагме 3 моделирует облучатель длиной 630 мм. В исходном состоянии рупорная антенна 1 помещалась в фокусе линзы 2 (размер (а) равен фокусному расстоянию линзы 2) и на выходе диафрагмы 3 формировалось поле с плоским фазовым фронтом. Этому полю соответствует ДН на рис. 23, снятая регистратором 5 в дальней зоне. Уровень боковых лепестков этой ДН и ее ширина соответствуют распределению на апертуре близкому к косинусоидальному. Относительная крутизна скатов этой ДН на уровне –1 дБ относительно уровня –3 дБ составляет $2\Delta\varphi_{-3дБ}/2\Delta\varphi_{-1дБ}=1{,}62$. Эта величина была принята для оценки крутизны скатов получаемых ДН в результате фокусировки поля облучателя и отличающихся шириной. С другой стороны, получение ДН с высокой крутизной скатов необходимо для формирования ДН косекансной формы с высоким коэффициентом усиления и КПД.

На рис. 22 увеличение размера (а), соответствующее выносу облучателя из фокуса линзы 2, приводит к формированию поля со сходящимся фазовым фронтом на выходе апертуры линзы. Таким образом, представляется возможность осуществлять различную степень фокусировки поля излучения, произвести регистрацию пятен поля на расстояниях b1, b2, b3, отвечающих местоположению соответствующих поверхностей параболического цилиндра и определить формы ДН, крутизну скатов, формируемых при выбранной величине размера (а).

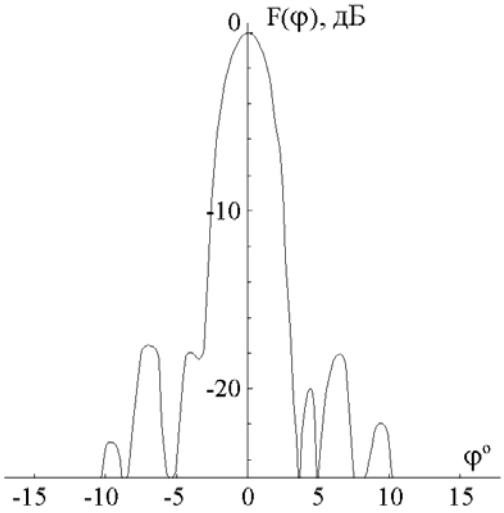



Рис.23. ДН синфазного раскрыва.

На рис. 24, 25 и 26 показаны снятые в ММ диапазоне картины полей для фиксированных расстояний, b1, b2, b3, пересчитанных в размеры СМ диапазона.

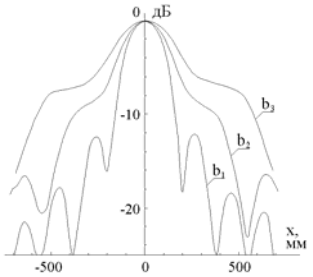



Рис.24. Распределения полей при фокусировке.

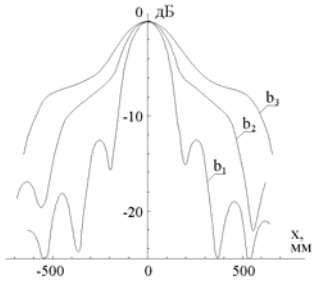



Рис.25. Распределения полей при фокусировке.

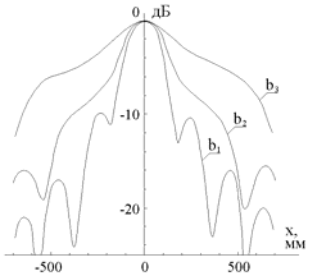



Рис.26. Распределения полей при фокусировке.

Соответствующие этим распределениям полей ДН приведены на рис. 27, 28, 29. Приведенные распределения полей и их ДН отличаются тем, что сняты при различной степени фокусировки, т.е. по мере увеличения размера (а). Как следует из рис. 24, наилучшая фокусировка поля наблюдается на расстоянии b1. Полученная ДН (рис. 27) для этого случая имеет ширину, равную 6,3°, необходимую для реализации локационного режима (уровень 1,5 дБ), которая близка к требуемой ширине 6,2°. Относительная крутизна скатов этой ДН $2\Delta\varphi_{-3дБ}/2\Delta\varphi_{-1дБ}$=1,4 и значительно выше, чем в случае ДН на рис. 23. Необходимая длина зеркала параболического цилиндра будет равна 1100 мм. Этой длиной зеркала обеспечивается перехват поля облучателя центральной частью параболического цилиндра на уровне -25 дБ, на уровне ~-23 дБ средней частью и на уровне –9 дБ краями зеркала. КПД кривой b3 соответствует 95 %. Общий КПД такого зеркала близок к 98 %, что соответствует ослаблению сигнала на 0,1 дБ.

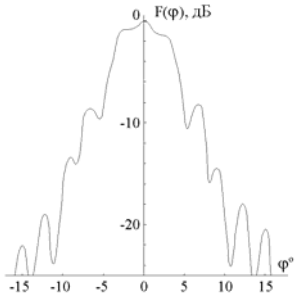



Рис.27. ДН сфокусированной апертуры

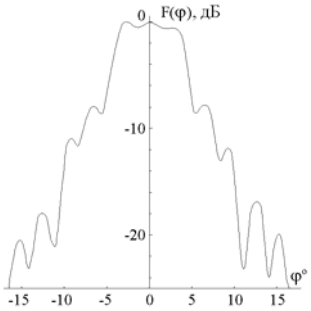



Рис.28. ДН сфокусированной апертуры

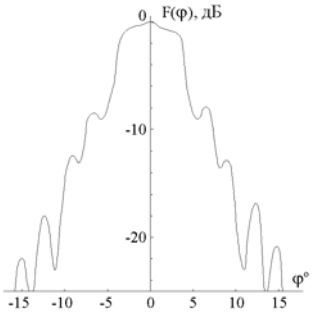



Рис.29. ДН сфокусированной апертуры

Дальнейший вынос облучателя линзы 2 (увеличение размера (а)) приводит к большей фокусировке пучка. Об этом свидетельствует увеличение ширины ДН до 7,6° (рис. 29), увеличение относительной крутизны скатов этой ДН $2\Delta\varphi_{-3дБ}/2\Delta\varphi_{-1дБ}$= 1.17. Из рис. 25,26 видно, что необходимую длину зеркала параболического цилиндра для получения того же КПД следует увеличивать (рис. 26). Дальнейшее увеличение расстояния (а) приводит к появлению провала в плоской части ДН.

Рассмотрение ДН (рис. 27, 28, 29) показывает принципиальную возможность получения ДН с высокой крутизной скатов, необходимую для формирования ДН косекансной формы и, в случае режима синтезирования с узкой полосой, для этого достаточно обеспечить небольшой перепад плоской части ДН до -0,5 дБ. Однако наблюдаемое увеличение ширин ДН и крутизны их скатов не является результатом переноса фокусировки с расстояния b1 на требуемое расстояние b2 (рис. 20).

Исходя из того, что дальнейшее увеличение расстояния (а) приводит к появлению провала в плоской части ДН и к значительному расширению пятна поля, особенно на уровне b3 , можно сделать вывод о том, что длина требуемого облучателя (ширина раскрыва диафрагмы 3) недостаточна для получения фокусировки поля на расстоянии b2. Наблюдаемое в эксперименте распределение полей (рис. 25, 26) соответствует случаю перефокусировки. Поэтому, для получения высокой крутизны скатов ДН и переноса точки наибольшей фокусировки на расстояние b2, что приведет к выравниванию размеров пятен на уровнях b1, b2, b3

(рис. 25, 26, 27) и уменьшению длины зеркала, необходимо исходную длину облучателя, равную 630 мм, увеличивать на 30 %.

Неравномерность скатов сфокусированных ДН (наличие модуляции) связана с присутствием прямого дополнительного сигнала низкого уровня, отраженного от краев диафрагмы 3, который при реальном синтезировании и экспериментальной отработке фокусируемого облучателя будет отсутствовать.

Таким образом, проведенное экспериментальное моделирование фокусируемого облучателя длиной 630 мм показывает, что для режима сентизирования с полосой обзора 100 км необходимая длина зеркала параболического рефлектора должна быть не более 1100 мм.

Оценка размеров пятен поля в точке фокусировки b2 (рис. 20) для фокусируемых облучателей режимов РБО и синтезирования с полосой 300 км на данном этапе проектирования была проведена путем расчета с использованием принципа взаимности и обращения волновых фронтов полей этих облучателей. Это стало возможным благодаря их достаточной длине [29]. Для облучателя длиной 2700 мм пятно поля на зеркале в точке b2 составляет 190 мм по уровню –20 дБ, а для облучателя длиной 1600 мм - 320 мм. Уширение пятна поля по сравнению со случаем геометрической оптики в первом случае составляет ±95 мм, во втором случае ±160 мм. Таким образом, необходимая длина зеркала в режиме РБО равна 910 мм + 190 мм = 1100 мм, а в режиме синтезирования с полосой 300км – 545 мм + 320 мм = 865 мм. Необходимые длины зеркала для режимов РБО, рассмотренных ранее (рис. 18), с учетом дифракционного расширения пятна поля в точке фокусировки b2 равны 930 мм и 830 мм. Все эти размеры зеркала получены для симметричного расположения облучателей относительно его середины. В случае, приведенном на рис. 20, когда с началом полосы обзора режима РБО совмещены полосы обзора других режимов, полученная длина зеркала параболического рефлектора в 1100 мм является недостаточной в центральной его части (размер по b1) и на краю зеркала (размер по b3). Необходимое удлинение зеркала в точке b1, как видно из рис. 20, составляет величину порядка 500 мм в одну сторону относительно середины сектора 6.2° и на 500мм в точке b3, но в противоположную сторону, т.е. совмещение начала полос обзора требует несимметричного зеркала рефлектора. Целесообразность совмещения начала полос обзора может быть обоснована только при условии удлинения зеркала в центральной части и обеспечении при этом высокого КПД антенны и сохранении исходной длины зеркала в области точек b2 и b3.

Случайные отклонения профиля зеркала от расчетного значения приводят к фазовым ошибкам на апертуре и, вследствие этого, к уменьшению коэффициента усиления. Оценка дополнительных потерь, проведенная в соответствии с [30] дает следующие значения: (-0.5 дБ) при 2 мм; (-0.2 дБ) при 1,26 мм и (-0.1 дБ) при 0,6 мм.

Возможность создания облучателя, работающего с одинаковой эффективностью на любой из поляризаций и обеспечивающего ширину ДН по уровню (-10 ÷ -20) дБ равную 180°, исследовалась в см диапазоне, в полосе частот 11.2÷11.5 ГГц. Разработанная электродинамическая схема облучателя представляет собой линейную решетку, состоящую из набора периодических рассеивателей [2]. Для возбуждения каждой линейной поляризации использовался волноводный переключатель поляризаций, соединенный с полым металлическим волноводом прямоугольного сечения. Потери в использованном варианте переключателя составили не более 0,1 дБ. При длине облучателя 600 мм отбор мощности составил более 20 дБ. Полученные ДН в плоскости, перпендикулярной оси облучателя, на каждой из поляризаций приведены на рис. 30 а,б.

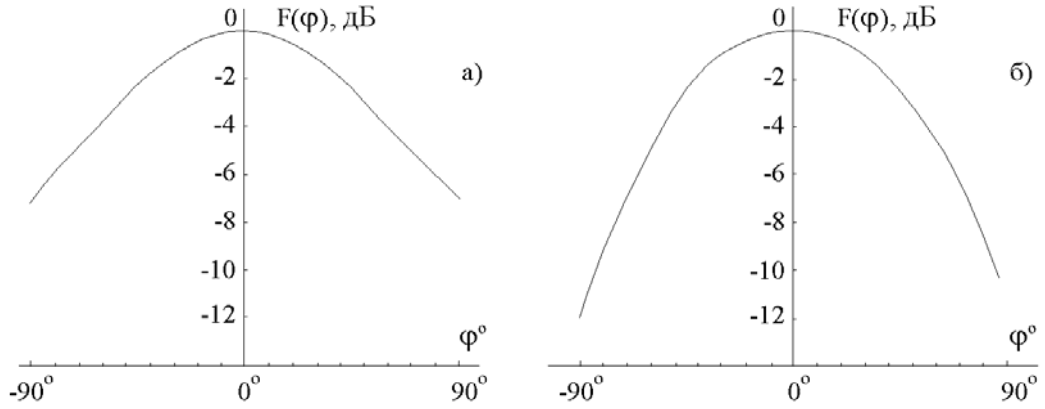



Рис.30. ДН двухполяризационного облучателя.

Проведенное экспериментальное обоснование и моделирование в миллиметровом диапазоне волн электродинамической схемы широкополосной антенны РБО, базирующейся на параболическом цилиндре и фокусируемом линейном облучателе, показало ее полную реализуемость в СМ диапазоне длин волн.

**Литература к приложению 2**

1. Евдокимов А.П., Крыжановский В.В. Новое направление в технике антенных решеток // Изв. ВУЗов. Радиоэлектроника.-1996. -Т.39, № 9-10. С.54-61
2. Шестопалов В.П. Дифракционная электроника. – Харьков: Вища школа, 1976. – 232с.
3. Евдокимов А.П., Крыжановский В.В. Дифракционные явления в антеннах вытекающих волн //ИПРЖ, «Антенны». –2003. -вып.3-4. С.70-71
4. Евдокимов А.П., Крыжановский В.В. Оптимизация параметров системы диэлектрический волновод-решетка в сканирующей антенне автомобильного локатора // Радиофизика и электроника. –2002. -Т.7, N3.-С.555-560.
5. Евдокимов А.П., Крыжановский В.В. Плоские антенные решетки с косекансной диаграммой направленности 8-миллиметрового диапазона волн //ИПРЖ, «Электромагнитные волны и электронные системы». –2003.-Т.8, N10. С.52-58.
6. Шестопалов В.П. Физические основы миллиметровой и субмиллиметровой техники. – Киев : Наук. думка, 1985. – Т. 1. – 213с.
7. Евдокимов А.П. Преобразование неоднородных поверхностных волн скошенными экранами // Докл. АН УССР. –1984. -серия А, № 3, С. 48-52.
8. Евдокимов А.П. Резонансные явления при рассеянии поверхностных волн скошенными экранами // Доклады АН УССР. –1985. -серия А,,№ 10. -С.48-51.
9. Евдокимов А.П., Сергиенко И.А. Рассеяние поверхностных волн двумернопериодическими структурами: Препр. / АН УССР. Ин-т радиофизики и электроники; № 90 – 10. – Харьков: 1990. – 25с.
10. Евдокимов А.П., Крыжановский В.В., Провалов С.А. Современное состояние проблемы сканирование лучом ДН в антеннах радиометрических комплексов мм диапазона // Радиофизические методы и средства для исследования окружающей среды в мм диапазоне. – Киев : Наук. думка. -1988. – С. 160-166.
11. Шестопалов В.П., Литвиненко Л.Н., Масалов С.А., Сологуб В.Г. Дифракция волн на решетках. – Харьков: Изд. Харьковского гос. университета, 1973. – 288с.
12. Взятышев В.Ф. Диэлектрические волноводы. – М. : Сов. радио, 1970. – 215с.
13. Нефедов Е.И., Фиалковский А.Т. Полосковые линии передачи. – М.: Наука, 1974. – 128с.
14. Интегральная оптика / Под ред. Т.Тамира. – М.: Мир, 1978. – 344с.
15. Ландсберг Г.С. Оптика. – М.: Наука, 1976. – 928с.
16. Беляев В.Г, Евдокимов А.П., Крыжановский В.В., Провалов С.А. К вопросу о возбуждении планарного диэлектрического волновода// Распространение и дифракция радиоволн в миллиметровом и субмиллиметровом диапазонах. – Киев : Наук. думка. -1984.- С. 198-203.
17. Жук М.С., Молочков Ю.Б. Проектирование линзовых сканирующих, широкодиапазонных антенн и фидерных устройств. – М. : Энергия, 1973. – 439с.
18. Шестопалов В.П., Кириленко А.А., Рудь Л.А. Резонансное рассеяние волн. Т.2 Волноводные неоднородности. . – Киев : Наук. думка, 1986. – 216с.
19. Хансперджер Р. Интегральная оптика. Теория и технология. – М.: Мир, 1985. – 379с.
20. Радиолокация поверхности Земли из космоса/ Под ред. Л.М.Митника и С.В.Викторова. –Л.:Гидрометеоиздат,1990.-200с.
21. Антенны и устройства СВЧ /Под. ред. Д.И.Воскресенского. -М.:Сов.радио, 1972. -318 с.

22. Бартон Д., Вард Г. Справочник по радиолокационным измерениям.: Пер. с англ. - М.: Сов.радио, 1976. -392 с.
23. Ямпольский В.Г., Фролов О.П. Антенны и ЭМС. -М.: Радио и связь, 1983.- 272 с.
24. Справочник по радиолокации. Том 2. /Под ред. М. Сколника: Пер. с англ.-М.: Сов. радио, 1977. - 406 с.
25. Драбкин А.Л., Зузенко В.Л.,Кислов А.Г. Антенно-фидерные устройства.- М.: Сов.радио, 1974. - 536 с.
26. Антенна миллиметрового диапазона: А.С. 1272935 СССР, МКИ H01Q 3/14/ С.Д. Андренко, А.П. Евдокимов, В.В. Крыжановский и др. (СССР). - №3339965; Заявлено 14.06.84; Опубл. 22.07.86.
27. К.Уолтер. Антенны бегущей волны:Пер.с англ. - М.: Энергия,1970. -448 с.
28. А.П.Дорохов. Расчет и конструирование антенно-фидерных устройств.- Харьков: Изд-во. ХГУ, 1960. - 450 с.
29. Р.Кюн. Микроволновые антенны: Пер. с нем.- Л.: Судостроение,1967.- 518с.
30. А.П.Покрас, А.М.Сомов, Г.Г.Цуриков. Антенны земных станций спутниковой связи. - М.: Радио и связь, 1985. - 287 с.

Научное издание

Национальная академия наук Украины
Национальное космическое агентство Украины
Центр радиофизического зондирования Земли
им. А.И. Калмыкова

# Радиолокационные методы и средства оперативного дистанционного зондирования Земли с аэрокосмических носителей под ред. С.Н. Конюхова, В.И. Драновского, В.Н. Цымбала

Редактор Лепченко С.В. Компьютерная верстка Човгал Е.С.
ООО АНТЦ "Авиадиагностика" Киев, 04116, ул. Ванды Василевской, 27/29
Подписано в печать 12.09.2007 Формат 84Х62 1/8 Тираж 300 экз.
Заказ №1

Отпечатано полиграфической фирмой "Джулия Принт"
Киев, 04116, ул. Ванды Василевской, 27/29
Бумага офсетная. Печать офсетная