

НОВЫЕ ИДЕИ В ОКЕАНОЛОГИИ

В двух томах



МОСКВА НАУКА 2004

НОВЫЕ ИДЕИ В ОКЕАНОЛОГИИ

Том 1

Физика
Химия
Биология



МОСКВА НАУКА 2004

УДК 551.46
ББК 28.082
Н76

Ответственные редакторы:
академик *М.Е. Виноградов*,
член-корреспондент РАН *С.С. Лаппо*

Рецензенты:
академик *М.В. Иванов*,
доктор химических наук *И.И. Волков*

Новые идеи в океанологии / Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова. - М.: Наука. - ISBN 5-02-033069-8

Т. 1: Физика. Химия. Биология / Отв. ред. М.Е. Виноградов, С.С. Лаппо. -2004. - 351 с: ил. - ISBN 5-02-033070-1

В книге рассмотрены новые подходы в океанологии, разработанные в конце XX - начале XXI в. Статьи написаны ведущими специалистами России. В области физики океана это изучение роли океана в формировании климатов Земли, результаты многолетних исследований скачка плотности в Мировом океане, новые направления, которые дает применение методов гидрооптики, аэрокосмических методов, моделирование циркуляционных систем (на примере Белого моря). Новые подходы в области химии океана представлены в трех статьях. Одна посвящена сравнительной гидрохимии морей, другая - гидрохимическим исследованиям и их перспективам, третья - исследованиям органического вещества из атмосферы, морских льдов, толщи вод. В статьях биологического раздела приводятся новые оценки биологической продуктивности на основе сопоставления спутниковых данных и прямых определений, новый раздел - продукционная гидробиология, а также сведения по вопросам бактериального хемосинтеза и мстанотрофии.

Для океанологов, биологов, географов, преподавателей и студентов старших курсов и всех лиц, интересующихся исследованиями Мирового океана.

По сети АК

New ideas in Oceanology / P.P. Shirshov Institute of Oceanology - Moscow: Nauka. -ISBN 5-02-033069-8

V. 1: Physics. Chemistry. Biology / Ed. by M.E. Vinogradov, S.S. Lappo. - 2004. - 351 p.: il. - ISBN 5-02-033070-1

Elaborated at the end of twentieth century - beginning of twenty first century new approaches in the field of oceanography, marine geology and geochemistry are considered in this book. Paper for this monograph have been written by leading Russian marine scientists focused their studies on the most important aspects of modern earth sciences. New approaches in the sphere of physical oceanography are considered in six papers. These are new studies of the World Ocean governing role in the Earth climate, long-term observation on density stratification in the Ocean, new direction in the fields of hydrooptical and aerocosmic techniques, circulation system simulations (by the example of White Sea). New approaches in the field of marine chemistry are given in two papers. One paper is dedicated to comparative marine hydrochemistry, the other one sup up hydrochemical studies and outlines prospects for XXI century. Four important papers consider new approaches in marine biology.

For oceanographers, biologists, geographers, teachers and students.

ISBN 5-02-033069-8 (общ.)
ISBN 5-02-033070-1 (Т. 1)

© Российская академия наук,
2004 © Издательство "Наука"
(художественное оформление), 2004

АЭРОКОСМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В СОВРЕМЕННОЙ ОКЕАНОЛОГИИ

В.Г. Бондур

ВВЕДЕНИЕ

Развитие современной океанологии невозможно без применения аэрокосмических методов, технологий и систем. Это обусловлено их неоспоримыми преимуществами, к главным из которых относятся:

- большая обзорность аэрокосмических средств, обеспечивающих возможность производить региональные и глобальные исследования акваторий на обширных площадях;
- оперативность получения информации о различных процессах и явлениях в океане;
- возможность работы в любых труднодоступных районах акваторий;
- возможность получения информации о процессах и явлениях, происходящих в океане, с различным пространственным и временным разрешением практически в любом масштабе, в различных участках спектра электромагнитных волн;
- высокая достоверность получаемых данных, особенно при сочетании с традиционными измерениями с помощью корабельных и буйковых средств (измерения *in situ*);
- широкий спектр регистрируемых параметров водной среды, обеспечивающих возможность решения многих научных и практических проблем океанологии;
- возможность передачи космической информации, а также ретрансляции данных, полученных при мониторинге акваторий с самолетов, вертолетов, кораблей и буйковых станций потребителям различных уровней.

Дистанционные аэрокосмические методы зондирования морей и океанов уже на рубеже тысячелетий доказали свою эффективность. Однако требования современности приводят к необходимости их развития, разработки и расширения областей применения новых методов.

В последнее время методы и средства дистанционного зондирования (особенно космические), а также методы обработки и интерпретации аэрокосмической информации интенсивно развиваются. В XXI столетии их вклад в исследование и мониторинг океана может стать определяющим.

В течение последних лет разработаны новые аэрокосмические методы и средства, использование которых позволит существенно расширить спектр регистрируемых с их помощью значимых параметров и обеспечит возможности исследования ключевых процессов и явлений в океане [Альперс и др., 1994; Бондур, 1993; 1995; 2001; Бондур, Гребенюк, 2001; Бондур, Зубков, 2001; Бондур, Савин, 1995; 2000; Бункин и др., 1987; Витер и др., 1994; Дистанционное зондирование, 1984; 2000; Коптев, 1994; Космическая съемка, 2001; Мелентьев, Бобылев, 2001; Мелентьев, Черноок, 2002; Методы, 1996; Митник и др., 2003; Мор, Бридж, 2003; Райзер, Черный, 1994; Савиных, Соломатин, 1995; Спутники, 2001; Шамаев, 1994; Advanced, 1996; Bondur, 1995; Ducet, Le Traon, 2000; ERS, 1995; Jonson, Rodvald, 1994; MODIS, 2002; National Environmental, 1998; Remote sensing, 2002]. Заметные успехи достигнуты в решении проблем валидации и калибровки данных дистанционного зондирования, что повышает достоверность аэрокосмических методов при определении важнейших характеристик водной среды [см., например, Букин и др., 2003; Буренков и др., 2000; 2001; 2001; 2002 Копелевич и др., 2002; Remote sensing, 2002].

К существенным достижениям относится разработка новых эффективных методов обработки и интерпретации больших потоков аэрокосмической информации, а также методов моделирования различных процессов в океане, в которых определяющее значение

1990; 2003; Бондур, Гребенюк, 2001; Бондур, Савин, 1995; 2000; Бондур, Старченков, 2001; Ибраев, Саркисян, 2001; Козодеров и др., 1998; 2000; Копелевич и др., 2002; Марчук и др., 1984, 1992; Поздняков, 2000; Саркисян, 2003; Саркисян, Зюндерман, 1995].

Применение новых достижений в области дистанционного зондирования позволяет решить многие задачи, связанные с диагностикой различных полей толщи океана по их проявлениям на поверхности и в приповерхностном слое, более глубоко изучить различные процессы и явления в морях и океанах, существенно расширить сферы практического применения аэрокосмических средств и определить направления их дальнейшего развития.

Аэрокосмические методы и средства могут использоваться для решения многих проблем, связанных с изучением природы Мирового океана, освоением его ресурсов, охраной окружающей среды в морях и океанах, а также в интересах обороны страны. Эти средства весьма эффективны для проведения фундаментальных исследований в области физики, химии, биологии и геологии океана. [Бондур, 1998; 1995; Бондур, Савин, 1992; 2000; Бреховских, 1974; Виноградов, 1971; 1983; 1994; 1998; Грамберг, 2002; Изменение климата, 2002; Израэль, 1984; 2002; Кондратьев, 1992; 2003; Лаппо, 1979; в наст. кн.; Лисицын, 1986; 1988; 2001; в наст. кн.; Матишов, 1992; 1997; 2000; 2001; Матишов, Матишов, 2001; Монин, 1992; 1998; Монин, Красицкий, 1982; Опыт..., 2001; Романкевич, Ветров, 2001; Федоров, Гинзбург, 1988; Хаин, 2001; Remote sensing, 2002].

Множество проблем современной океанологии, которые могут решаться дистанционными методами, поставлено в фундаментальных работах академика А.П.Лисицына [Лисицын, 1974; 1978; 1983; 1986; 1988; 1991; 1994; 2001; в наст. кн.; Опыт, 2001].

Аэрокосмические методы играют неопределимую роль для:

- исследования динамики вод морей и океанов (поверхностных течений, океанических фронтов, турбулентности и циркуляционных движений различных масштабов, взаимодействия внутренних и поверхностных волн, механизмов переноса массы и энергии и т.д.);
- исследования различных гидрофизических полей в толще океана по эффектам на поверхности и в приповерхностном слое;
- исследования взаимодействий океана и атмосферы, короткопериодных и долгосрочных изменений климата;
- оценки вклада Мирового океана в углеродный цикл Земли;
- исследования биопродуктивности, биоразнообразия, изменения экосистем морей и океанов под влиянием естественных и антропогенных факторов;
- контроля загрязнений океана, обусловленных различными источниками;
- комплексных исследований состояния и изменчивости прибрежных зон морей и океанов, в том числе антропогенных воздействий на их экосистемы;
- изучение зон апвеллинга;
- контроля ледовой обстановки;
- определения рельефа дна и его изменений под воздействием разных процессов;
- исследования приливно-отливных явлений и уровня Мирового океана в глобальном и региональном масштабах;
- контроля катастрофических природных процессов (тропические циклоны, цунами и др.) [Аванесова и др., 1984; Арумов и др., 1981; Бондур, 1987; 1991; 1993; 1995; 2001; Бондур, Воляк, 1984; Бондур, Гребенюк, 2001; Бондур, Зубков, 2001; Бондур, Савин, 2000; Бондур, Шарков, 1982; 1986; Гранков, 2001; Дистанционное зондирование, 1984; Жидко и др., 1987; Ирисов и др., 1987; Кондратьев и др., 2000; 1992; 2002; Лаверов, Ведешин, 2002; Лазарев и др., 1993; Межерис, 1987; Монин, 1992; Монин, Красицкий, 1985; Показаев, Филатов, 2002; Филатов, 1991; Atlas et al., 1986; Bolin, 1996; Merrifield, Holloway, 2002; Viktorov, 1996]

Чрезвычайно важным является применение аэрокосмических методов для оценки антропогенных воздействий на акватории морей и океанов [Бондур, 1993; 1995; 2001; Бондур, Савин, 2000; Буренков и др., 2002; Виноградов, 1998; Израэль, 2002; Кондратьев,

1992; Марчук, Кондратьев, 1992; 2000; 2002; Матишов, 1997; Мор, Бридж, 2003]. Это связано с тем, что общий объем сбрасываемых в Мировой океан загрязняющих веществ превышает 1.2 млрд. тонн [Владимиров и др., 1991; Долотов, 1996; Израэль, Цыбань, 1989; Нешиба, 1991; Проблемы, 1985].

Этот объем постоянно возрастает, причем наиболее сильному загрязнению подвергаются прибрежные акватории.

Основные источники антропогенных воздействий на моря и океаны, и прежде всего на прибрежные акватории: промышленное производство и морской транспорт; добыча полезных ископаемых и углеводородного сырья; сброс промышленных и хозяйственных вод непосредственно в море или с речным стоком; поступление с суши различных веществ, применяемых в сельском и лесном хозяйствах; преднамеренное захоронение в море загрязняющих, в том числе радиоактивных, веществ; утечка различных веществ в процессе судовых операций; аварии на морском транспорте и военных кораблях; аварийные выбросы с судов или подводных трубопроводов; туристическая и рекреационная деятельность; перенос загрязняющих веществ через атмосферу и т.п. [Айбулатов, 2000; Виноградов, 1998; Владимирова и др., 1991; Долотов, 1996; Израэль, Цыбань, 1989; Матишов, 1997; 2000; 2001; Матишов, Матишов, 2001; Проблемы..., 1985].

Неуклонное нарастание суммарного воздействия многих источников загрязнения приводит к прогрессирующей эвтрофикации морских зон и микробиологическому загрязнению воды, что существенно затрудняет её использование для различных нужд человека. Значительная концентрация загрязняющих веществ антропогенного происхождения в приповерхностном слое океана приводит к нарушениям баланса экосистем и к снижению биопродуктивности акваторий [Виноградов, 1971; 1983; 1998; Израэль, Цыбань, 1989; Матишов, 1997; 2000; 2001; Океанология, 1977].

В связи с этим актуальными становятся организация мониторинга морской среды и создание соответствующих систем, важное место среди которых занимают аэрокосмические. Решению этих проблем существенное внимание уделяется в нашей стране и за рубежом [Бондур, 1993, 1995; 2001; Бондур, Савин, 1992; 2000; Гарбук, Гершензон, 1997; Дистанционное зондирование, 1984; 2000; Израэль, 1984; 2002; Киенко, 1994; Комплексные исследования, 2002; Кондратьев, 2000; Кондратьев и др., 1992, 2003; Коптев, 1995; Космические методы, 1998; Лазарев и др., 1993; Мишев, 1985; Моисеенко, 1994; Мор, Бридж, 2003; Савин, 1993, 2000; Савиных, Соломатин, 1995; Atlas et al, 1986; ATSR, 1995; Baldrige et al, 1980; Bondur, 1995; Indian, 1995; Remote sensing, 2002].

В настоящей работе описаны перспективные аэрокосмические методы, а также некоторые результаты их применения для решения задач современной океанологии.

ФИЗИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ОКЕАНА

Возможности применения аэрокосмических методов для дистанционного зондирования акваторий морей и океанов основаны на том, что в результате как прямого, так и косвенного воздействия различных процессов, происходящих в водной среде, изменяются параметры физико-химических и биологических полей океана: гидродинамических параметров; мутности; температуры; цвета; диэлектрической проницаемости; солёности; концентрации основных биогенных элементов (азота, кислорода, фосфора); кислотности; концентрации тяжёлых металлов; состояния фитопланктона и т.п., которые приводят к изменению характеристик сигналов, регистрируемых различными типами аэрокосмической аппаратуры [Бондур, 1991; 1993; 1995; 2001; Бондур, Гребенюк, 2001; Дистанционное зондирование, 1984; Израэль, Цыбань, 1989; Кондратьев и др., 1992; Bondur, 1995; Remote sensing, 2002].

Информативные параметры, по которым потенциально возможно дистанционное зондирование различных процессов и явлений в морях и океанах, можно разделить на следующие основные классы.

1. Изменение оптических характеристик толщи морской среды, которое проявляется в изменении цвета воды, увеличении или уменьшении мутности за счет изменения рассеяния света вследствие изменения концентрации взвешенного вещества, а также за счет изменения поглощения света из-за вариаций концентрации поглощающего растворенного органического вещества [Бондур, 1993; 2001; Дистанционное зондирование, 1984; Иванов, 1975; Монин, Красицкий, 1985; Океанология, 1978; Remote sensing, 2002].

Наиболее перспективным является выявление таких изменений по признаку вариации светорассеяния морской водой. Здесь потенциально возможно использование пассивных многоспектральных и гиперспектральных оптических методов [Бондур, 1993; 2001; Буренков и др., 2001; 2001; 2002; Advanced, 1996; Remote sensing, 2002; MODIS, 2002].

Однако следует иметь в виду, что в пассивных методах основной вклад в регистрируемое излучение вносят приповерхностные слои воды, так как в этом случае регистрируется рассеянное солнечное излучение, энергия которого представляет собой интеграл по глубине от некоторой функции, умноженной на экспоненциально затухающий множитель [Иванов, 1975; Океанология, 1978]. В связи с этим, если изменение свойств вод происходит на сравнительно большой глубине, то изменение рассеяния света в этой области слабо скажется на регистрируемом излучении. Поэтому перспективным является применение активных лидарных методов.

При использовании лидарных методов зондирования толщи морской воды, когда в качестве источника излучения используются короткоимпульсные лазеры, можно применять стробирование по глубине [Бондур, Зубков, 2001; Бункин и др., 1987; Межерис, 1987]. В этом случае возможность индикации вариаций светорассеяния в толще воды определяется, в основном, чувствительностью приемной системы [Бункин и др., 1978; Межерис, 1978; Lutomirsky, 1994].

2. Изменения гидродинамических параметров водной среды за счет ее турбулизации, возникновения вихрей различных масштабов, полей течений, а также за счет возбуждения внутренних волн в стратифицированной среде под действием множества факторов (вариации полей течений, обтекание неровностей дна, глубинные стоки, колебания атмосферного давления и т.п.) [Басович и др., 1987; Бондур, 1987; 1991; 1993; 1995; 2000; 2001; Бондур, Савин, 2000; Веденьков и др., 1999; Динамика, 1999; Карабышев и др., 2003; Монин, Красицкий, 1985; Озмидов, 1986; Океанология, 1978; Федоров, Гинзбург, 1988].

Турбулентность приводит к изменению пространственной структуры поверхностного волнения и гидрооптических характеристик воды, которые могут выявляться дистанционными оптическими и радиофизическими методами [Бондур, 1987; 1991; 1993; 1995; 2001; Бондур, Савин, 2000; Иванов, 1975; Монин, Красицкий, 1985; Океанология, 1978; Федоров, Гинзбург, 1988].

Внутренние волны различного происхождения приводят к локальным изменениям полей скоростей течений и модуляции пространственной структуры, а, следовательно, и спектров поверхностного волнения, которая может быть зарегистрирована оптическими (активными, пассивными) и радарными методами [Басович и др., 1987; Бондур, 1986; 1987; 1991; 1993; 1995; 2000; 2001; Бондур, Савин, 2000; Динамика, 1999; Монин, Красицкий, 1985].

Распространяющиеся внутренние волны приводят также к периодическим деформациям вертикальных профилей гидрооптических характеристик [Бондур, 1991; 1993; 2001; Бондур, Гребенюк, 2001; Бондур, Зубков, 2001; Иванов, 1975; Монин, Красицкий, 1985; Океанология, 1978, Федоров, 1978; Федоров, Гинзбург, 1988]. Если стратификация этих характеристик выражена достаточно хорошо, то изменение их вертикальных профилей по глубине может быть зарегистрировано с помощью лидаров, многоспектральных и гиперспектральных оптических приборов [Бондур, 1993; 1995; 2001; Бондур, Зубков, 2001; Иванов, 1975; Межерис, 1987].

Изменение гидродинамических параметров морской среды под воздействием различных факторов может приводить также к изменению характеристик поля пенной активно-

сти на поверхности, которые хорошо регистрируются оптическими (в видимом и ИК - диапазонах), радиолокационными и пассивными СВЧ - методами [Бондур, 1991; 1993; 2001; Бондур, Шарков, 1982, 1986; Ирисов и др., 1987; Монин, Красицкий, 1985; Райзер, Черный, 1994; Шутко, 1986; Sharkov, 2003].

3. Появление нефтяных пленок и изменение свойств пленок поверхностно активных веществ на поверхности моря за счет всплывания растворенной органики. Такие пленки и изменение их свойств ведут к изменению амплитудно-частотных характеристик ветрового волнения, что может регистрироваться радиолокационными, а также пассивными и активными оптическими методами [Арумов, Бондур, 1981; Бондур, 1986, 1987, 1991, 1993, 1995; 2000; 2001; Бондур и др., 1988; 1999; Бондур, Воляк, 1984; Дистанционное зондирование, 1984; Ермаков и др., 1982; Межерис, 1987; Методы, 1996; Шамаев, 1994; Bondur, 1995a,b; Zubkov, Bunkin, 1995].

Различные пленки на поверхности океана изменяют его цвет и поля температуры. Эти изменения хорошо регистрируются с помощью многоспектральных и гиперспектральных оптических датчиков, а также с помощью ИК и СВЧ радиометров [Бондур, 1991; 1993; 2001; Райзер, Черный 1994; Шутко, 1996; National, 1998; Remote sensing, 2002; Sharkov, 2003].

Кроме этого, повышение концентрации растворенной органики в приповерхностных слоях воды может регистрироваться флуоресцентными лидарами [Бондур, 1993; Бондур, Зубков, 2001; Бункин и др., 1987; Клышко, Фадеев, 1978; Межерис, 1987].

4. Следующий класс признаков относится к вариациям полей температуры в областях океанических течений, локальных изменений полей течений, воздействия турбулентности и внутренних волн с поверхностью, зонах апвеллинга и т.п. Измерение вариаций температуры является важным для определения тепловлагообмена между океаном и атмосферой и других процессов.

Для регистрации изменений температуры морской поверхности, происходящих под действием различных факторов, эффективно применение инфракрасных датчиков и СВЧ-радиометров, установленных на борту аэрокосмических носителей [Бондур, 1993; 1995; 2001; Бондур, Савин, 2000; Гарбук, Гершензон, 1997; Гранков, 2001; Дистанционное зондирование, 1984; 2000; Еремеев, 2003; Ирисов и др., 1987; Карабышев, 2003; Кондратьев и др., 1992; Коптев, 1995; Лазарев и др., 1993; Мишев, 1985; Моисеенко, 1994; Райзер, Черный, 1994; Шутко, 1986; Baldrige et al, 1980; Bondur, 1995; Jonson, Rodvald, 1994; Sharkov, 2003; Viktorov, 1996].

5. Изменения физико-химических характеристик морской среды, проявляющиеся в вариациях содержания растворенных органических веществ, фосфора и азота, тяжелых металлов, растворенного кислорода, температуры и солености морской воды, а также других параметров. Для индикации этих характеристик эффективно применение лидаров.

Содержание растворенных органических веществ может быть измерено путем анализа спектров комбинационного рассеяния и флуоресценции, возбуждаемых лазерным излучением [Бондур, Зубков, 2001; Бункин и др., 1987; Клышко, Фадеев, 1978; Межерис, 1987]. Для измерения остальных параметров могут быть использованы лазерно-искровой метод, метод лазерной корреляционной спектроскопии, метод когерентного антистоксова рассеяния света и другие методы [Бондур, 1993; Бондур, Зубков, 2001; Бункин и др., 1987; Васильков и др., 1990; Клышко, Фадеев, 1978; Межерис, 1987].

6. Косвенные признаки, например, такие как изменение состояния фитопланктона, присутствующего в морской среде. Как всякая биологическая система, фитопланктон весьма чувствителен к изменению внешних условий, например, к антропогенным воздействиям [Виноградов, 1983; 1998; Владимиров и др., 1991; Дистанционное зондирование, 1984; Долотов, 1996; Израэль, Цыбань, 1989; Нешиба, 1991; Проблемы, 1985; Океанология, 1977]. Изменение состояния фитопланктона приводит к изменению спектральных характеристик и сигналов флуоресценции, что может быть зарегистрировано дистанционными методами [Бондур, 1993, 2001; Бондур, Зубков, 2001; Бондур, Савин, 2000; Бункин и др.,

1987; Дистанционное зондирование, 1984; Клышко, Фадеев, 1978; Межерис, 1987; Bondur, 1995].

7 Изменения уровня океана, обусловленные поверхностными геострофическими течениями, крупномасштабными и мезомасштабными циркуляционными движениями, синоптической изменчивостью, приливно-отливными процессами, подводными землетрясениями и т.п.

Для их измерений применяются альтиметрические приборы, функционирующие в радиодиапазоне (радиовысотомеры) и в оптическом диапазоне спектра электромагнитных волн (лазерные высотомеры) [Гинзбург и др., 2003; Иванов, 2003; Мелентьев, Бобылев, 2001; Коротаев и др., 2002; Atlas et al., 1986; Crawford, 2000; Ducet, Le Traon, 2000; Gairola, 2001; Iudicone, 1998; Merrifield, Holloway, 2002; National, 1998].

Следует отметить, что широкий спектр и разнородность параметров водной среды, регистрируемых при дистанционном зондировании морских акваторий, не позволяет рассчитывать на решение в полном объеме всех актуальных задач современной океанологии исключительно аэрокосмическими методами. Для этого необходимо расширение набора измерительных средств путем сочетания дистанционных и контактных датчиков, дополняющих друг друга.

ПРИМЕРЫ ПРИМЕНЕНИЯ ТРАДИЦИОННЫХ МЕТОДОВ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ОКЕАНА

К настоящему времени разработано и успешно применяется множество методов дистанционного аэрокосмического зондирования океана, основными из которых являются:

- фотосъемка на черно-белую, спектрзональную и цветную пленку, а также многозональная фотосъемка [Бондур, 1993; Гарбук, Гершензон, 1997; Дистанционное зондирование, 1984; Киенко, 1994; Кондратьев и др., 1992; Коптев, 1995; Лазарев и др., 1993; Моисеенко, 1994; Bondur, 1995; Jonson, Rodvald, 1994; Viktorov, 1996];

- оптико-электронная многоспектральная сканерная съемка [Бондур, 1993; Гарбук, Гершензон, 1997; Дистанционное зондирование, 1984; 2000; Кондратьев и др., 1992; 2003; Коптев, 1995; Лазарев и др., 1993; Мелентьев, Бобылев, 2001; Мишев, 1985; Моисеенко, 1994; Савиных, Соломатин, 1995; Bondur, 1995; Jonson, Rodvald, 1994; Baldrige et al, 1980; Indian, 1995; MODIS, 2002; National, 1998; Remote sensing, 2002; Viktorov, 1996];

- спектрометрирование [Бондур, 1993; Лазарев и др., 1993; Гарбук, Гершензон, 1997; Моисеенко, 1994; Мишев, 1985; Беляев и др., 1978; Bondur, 1995; Jonson, Rodvald, 1994];

- радиолокационная съемка [Альперс и др., 1994; Бондур, 1993; 1995; Бондур, Савин, 2000; Булатов и др., 2003; Витер и др., 1994; Гарбук, Гершензон, 1997; Дистанционное зондирование, 1984; Жидко и др., 1987; Загородников, 1978; Кондратьев и др., 1992; 2003; Коптев, 1995; Кудрявцев и др., 2003; Лазарев и др., 1993; Митник и др., 2003; Моисеенко, 1994; Радиолокация, 1990; ATSR-2, 1995; Bondur, 1995; ERS-1, 1995; Jonson, Rodvald, 1994; The special issue, 1982; 1983];

- тепловая съемка в ИК-диапазоне [Бондур, 1993; 1995; 2001; Гарбук, Гершензон, 1997; Дистанционное зондирование, 2000; Кондратьев и др., 1992; Коптев, 1995; Лазарев и др., 1993; Мелентьев, Бобылев, 2001; Моисеенко, 1994; Савиных, Соломатин, 1995; Atlas et al, 1986, Baldrige et al, 1980; Bondur, 1995; Jonson, Rodvald, 1994; Viktorov, 1996];

- СВЧ-радиометрия [Гранков, 2001; Дистанционное зондирование, 2000; Ирисов и др., 1987; Кондратьев и др., 1992; Коптев, 1995; Райзер, Черный, 1994; Шутко, 1986; Sharkov, 2003];

- лазерное зондирование [Бондур, 1993; Бондур, Зубков, 2001; Бункин и др., 1987; Еремеев, 2003; Клышко, Фадеев, 1978; Межерис, 1987; Bondur, 1995; Keeler, Ulich, 1997; Lutomirski, 1994];

- лазерная и радиовысотометрия [Гарбук, Гершензон, 1997; Кондратьев и др., 1992; 2003; Лазарев и др., 1993; Atlas et al., 1996; Bondur, 1995; Ducet, Le Traon, 2000; Gairola, 2001; Jonson, Rodvald, 1994] и др.

Например, спутниковые измерения цветовых характеристик позволили углубить понимание региональных и глобальных процессов в океане, в том числе исследовать распределение фитопланктона и оценить биопродуктивность океана [Виноградов, 1998; Дистанционное зондирование, 1984; 2000; Космические методы, 1998; Atlas et al, 1986, Baldrige et al, 1980].

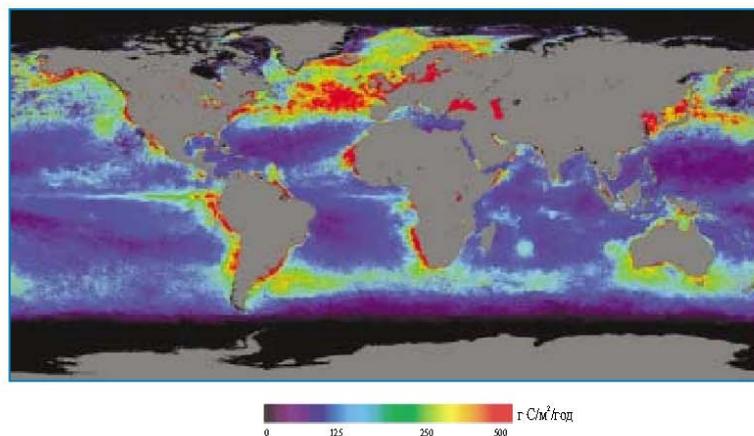
На рис.1,а в качестве примера приведено глобальное распределение первичной продуктивности океанов, сформированное путем композиции данных, полученных с помощью радиометра MODIS космического аппарата TERRA в период с 9 мая по 9 июня 2001 г. [MODIS, 2002].

Первичная продуктивность является определяющей в формировании углеродного цикла планеты. Углеродный цикл океана определяется разностью интенсивности поглощения двуокиси углерода благодаря фотосинтезу морской растительности, и интенсивности выделения двуокиси углерода через дыхание. Анализ глобального распределения первичной продуктивности показывает, что она, а, следовательно, и углеродный бюджет океана, имеют тенденцию повышаться в северных и южных широтах, а также в областях континентальных шельфов, где происходит подъем нутриентов на малые глубины [Виноградов, 1998; Кондратьев, Крапивин, 2003; Романкевич, Ветров, 2001; Remote sensing, 2002; MODIS, 2002].

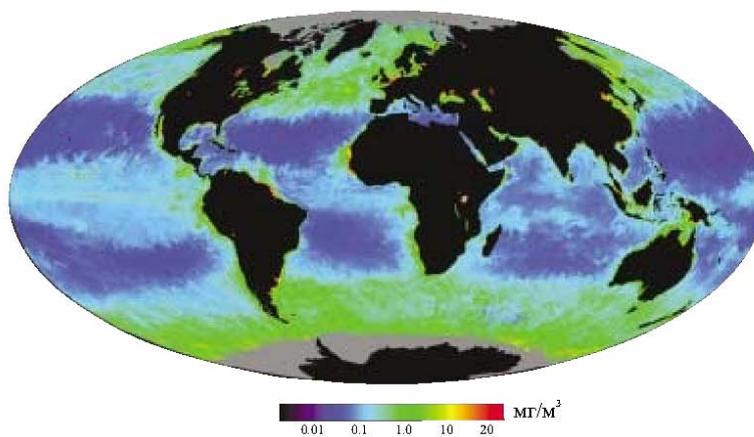
На рис. 1,б представлена глобальная карта распределения концентрации хлорофилла, являющегося индикатором фитопланктона, по данным радиометра MODIS спутника TERRA, полученным в мае 2001 г. Желто-зеленые цвета на этом рисунке соответствуют большой концентрации хлорофилла (наблюдаются в приполярных, экваториальных регионах и вдоль побережий), а фиолетовый и темно-синий цвета соответствуют малой концентрации фитопланктона (в тропических и субтропических широтах).

На рис. 2 представлены глобальные распределения концентрации хлорофилла, полученные аппаратурой SeaWifs (спутник Sea Star) в сентябре 1997 – августе 1998 г. для различных океанов в ортогональной (а-д) и полярной проекциях (е) [Bidigare, Trees, 2000].

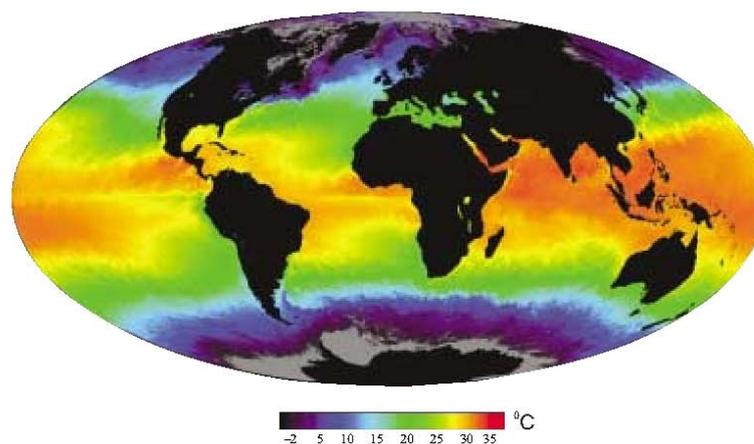
Тепловая инфракрасная и микроволновая съемки позволяют провести исследование температуры поверхности океана в региональном и глобальном масштабах, что чрезвычайно важно для исследования комплекса факторов, влияющих, например, на глобальные изменения климата [Антропогенные изменения, 1987; Голицин, 1986; Дистанционное зондирование, 1984; 2000; Изменения климата, 2002; Кондратьев, 1992; 2000; Космические методы, 1998; Марчук, Кондратьев, 1992; Монин, 1992; Volin, 1996]. На рис. 1в в качестве примера приведено глобальное распределение температуры океана, полученное на основании данных спутника TERRA (аппаратура MODIS) в мае 2001 г. Красно-коричневым цветом обозначены наиболее высокие температуры, синим и темно-синим цветом - низкие температуры.



а)



б)



в)

Рис.1. Глобальные распределения, построенные по данным спутника TERRA (радиометр MODIS):

а) первичная продуктивность за период с 9 мая по 9 июня 2001 г.;

б) концентрация хлорофилла в мае 2001 г.;

в) температура поверхности океанов в мае 2001 г.

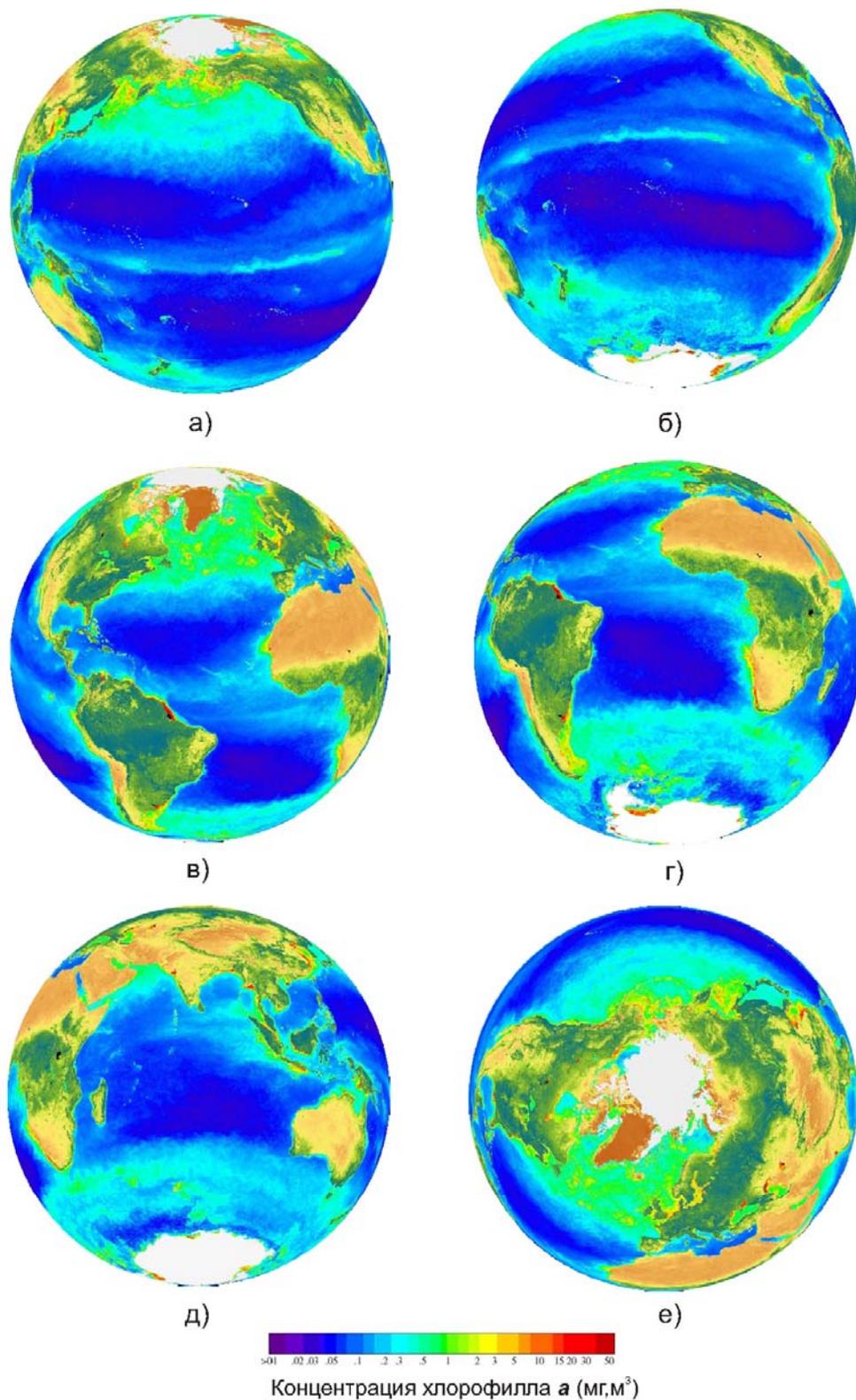


Рис.2. Глобальные распределения хлорофилла, полученные по данным спутника SeaStar в сентябре 1997 г. - августе 1998 г. сканером SeaWifs: а, б - Тихий океан; в, г - Атлантический океан; д - Индийский океан, е - полярная проекция

Космические данные чрезвычайно важны для получения информации о процессах и явлениях регионального масштаба. Так, исследования температуры необходимы для определения интенсивности обмена теплом, влагой и газами между океаном и атмосферой, а также интенсивности испарения и растворения двуокиси углерода в воде и т.п. в отдельных акваториях [Дистанционное зондирование, 2000; Кондратьев, 2000].

На рис. 3 в качестве примеров представлены распределения температуры поверхности океана в западной части Северной Атлантики у Восточного побережья США. Эти распределения построены по данным радиометра MODIS (спутник TERRA) 8 мая 2000 г. и по данным радиометра AVHRR (спутник NOAA) в 1995 г. На приведенных рисунках хорошо видны зоны повышенной температуры в районе океанического течения Гольфстрим, приносящего теплую воду из тропиков в северные широты.

На рис. 4 в качестве примера представлены изображения Черного моря, полученные в июне 2000 г. с помощью сканера цвета SeaWiifs в различных спектральных диапазонах (а-в), а также синтезированное с их помощью цветное изображение (г). На этом же рисунке представлены распределения концентрации хлорофилла (д), показателя рассеяния назад взвесью (е), а также показателя поглощения желтым веществом (ж), полученные путем валидации космических данных на основании результатов подспутниковых измерений [Буренков, Копелевич и др., 2000; 2002; Копелевич и др., 2002; Bidigare, Trees, 2000].

Информация о высоте уровня поверхности океана является хорошим индикатором полей течений, динамики циклонических движений, приливно-отливных процессов, а также волн цунами и т.п. [Гинзбург и др., 2003; Иванов, 2003; Лазарев и др., 1993; Jonson, Rodvald, 1994; Merrifield, Holloway, 2002]. На рис.5 в качестве примера представлено глобальное распределение относительной высоты уровня Тихого океана, полученное с помощью радиовысотометра космического аппарата TOPEX/POSEIDON в 1997 г. [National, 1998]. В экваториальной части Тихого океана отчетливо наблюдается явление Эль Ниньо.

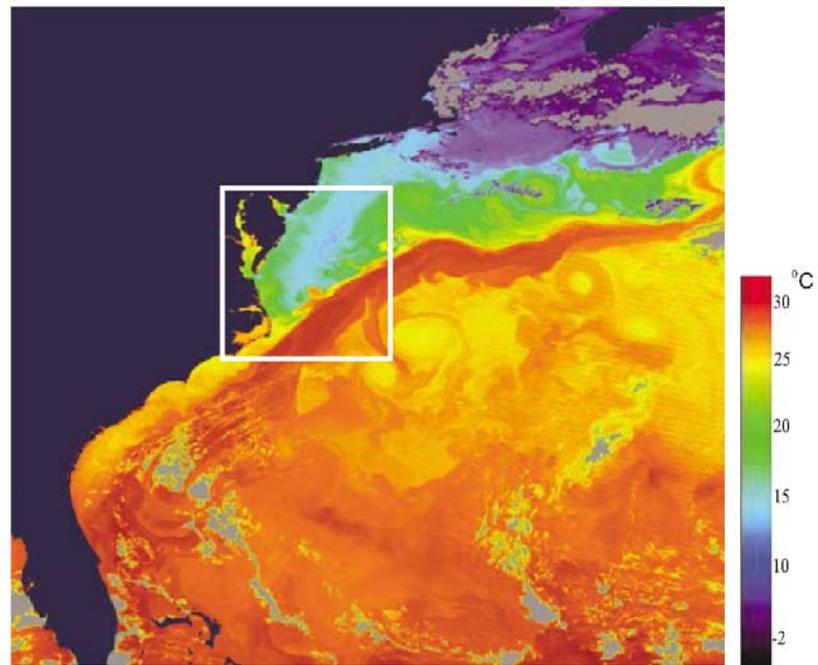
На рис. 6 в качестве примеров представлены карты уровня Черного моря, полученные на основании измерений со спутников TOPEX/POSITON и ERS в декабре 1992 г., а также эволюция его уровня в январе 1995 г. (б, в, г) [Коротаев и др., 2002]. По этим данным прослеживается динамика антициклонов. В районе мыса Херсонес наблюдается срыв Основного Черноморского течения и формирование Севастопольского антициклона.

Спектральная съемка позволяет оценивать экологическое состояние водной среды. На рис. 7,а,б в качестве примеров представлены синтезированные фрагменты спектральных изображений, полученных аппаратурой КФА-1000 с борта космического аппарата "Ресурс Ф1" [Бондур, 1993; 1995]. На изображении, представленном на рис. 7,а, отчетливо наблюдается эвтрофирование прибрежной зоны Черного моря в районе дельты р.Днестр.

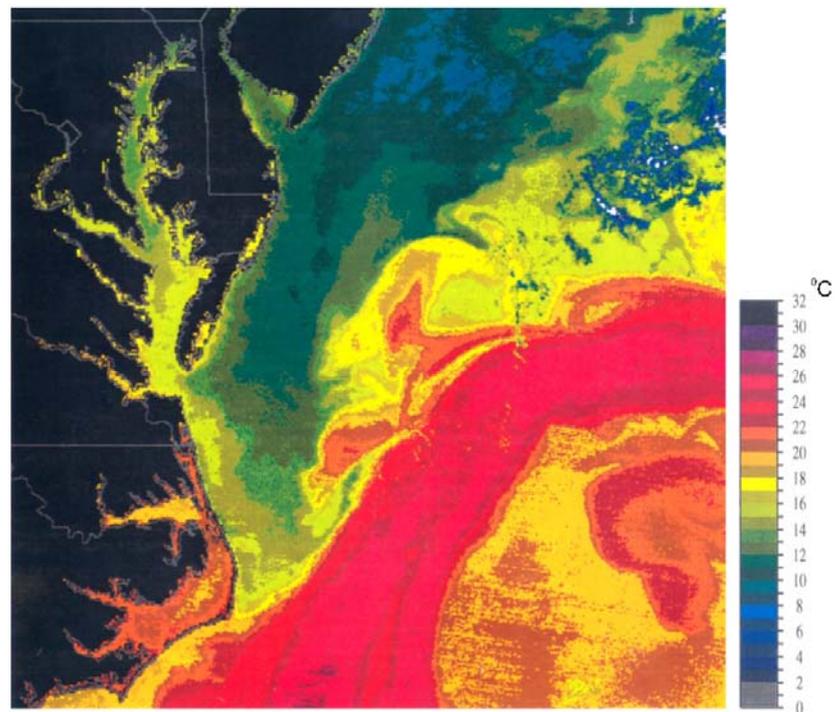
На изображении Крымского побережья Черного моря, полученном в июле 1993 г., (рис.7,б) хорошо наблюдается загрязнение взвешенными частицами песка и глины прибрежной зоны Черного моря, вызванное стоком реки Бельбек [Бондур, 1993; 1995].

Одним из эффективных аэрокосмических методов исследования океана является радиолокационное зондирование. Главным преимуществом этих методов является всепогодность и возможность круглосуточной работы.

На рис. 8 представлены примеры радиолокационных изображений поверхностей различных акваторий, полученных с борта самолетов (а, б, в,г) и космического аппарата (д). На рис. 8,а,б,в приведены авиационные радиолокационные изображения поверхностных проявлений внутренних волн в Японском (а) и Охотском (б) морях, а также в районе по-



a)

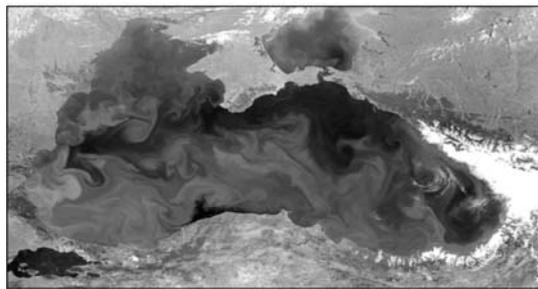


б)

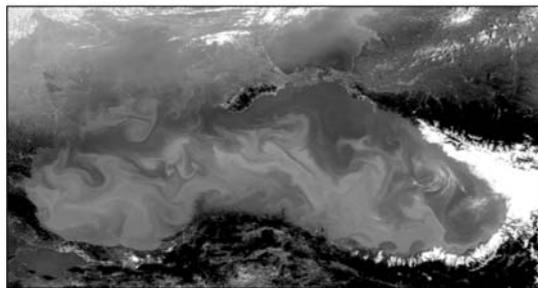
Рис.3. Распределения температуры в западной части Северной Атлантики (в районе течения Гольфстрим), полученные с различными масштабами:
 а - со спутника TERRA (аппаратура MODIS [8 мая 2000 г.]);
 б - со спутника NOAA (аппаратура AVHRR [1995 г.]



а)



б)



в)



г)

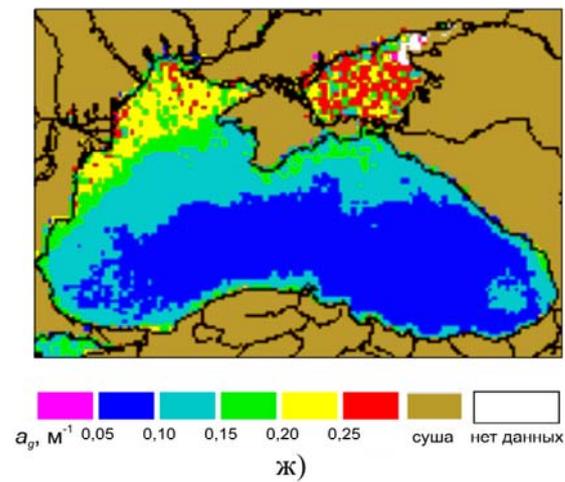
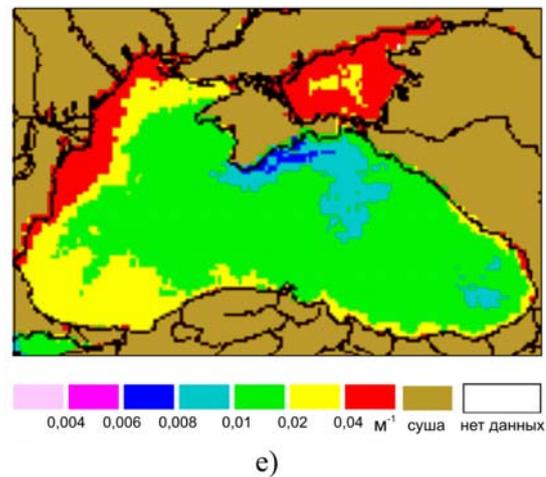
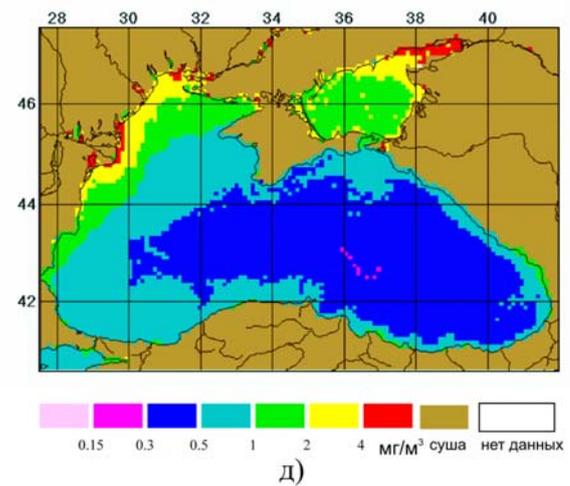


Рис.4. Изображения Черного моря, полученные в июне 2000 г. с помощью аппаратуры SeaWiifs в спектральных диапазонах 660-680 нм (а), 545-565 нм (б), 402-422 нм (в), а также синтезированное изображение (г). Концентрация хлорофилла, мг/м^3 (д); показатель рассеяния назад взвесью, м^{-1} (е); показатель поглощения желтым веществом, a_g , м^{-1} (ж), полученные на основании сопоставления космических данных и результатов подспутниковых измерений

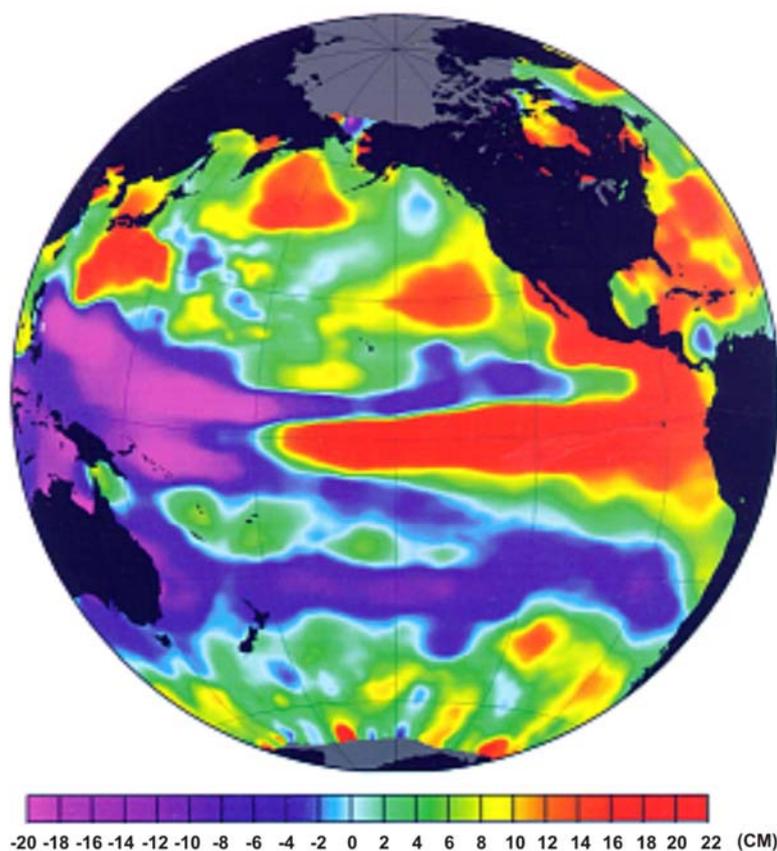


Рис.5. Глобальное распределение относительного уровня поверхности Тихого океана, полученное радиовысотомером спутника TOPEX/POSEIDON в 1997 г. (в экваториальной части - явление Эль Ниньо)

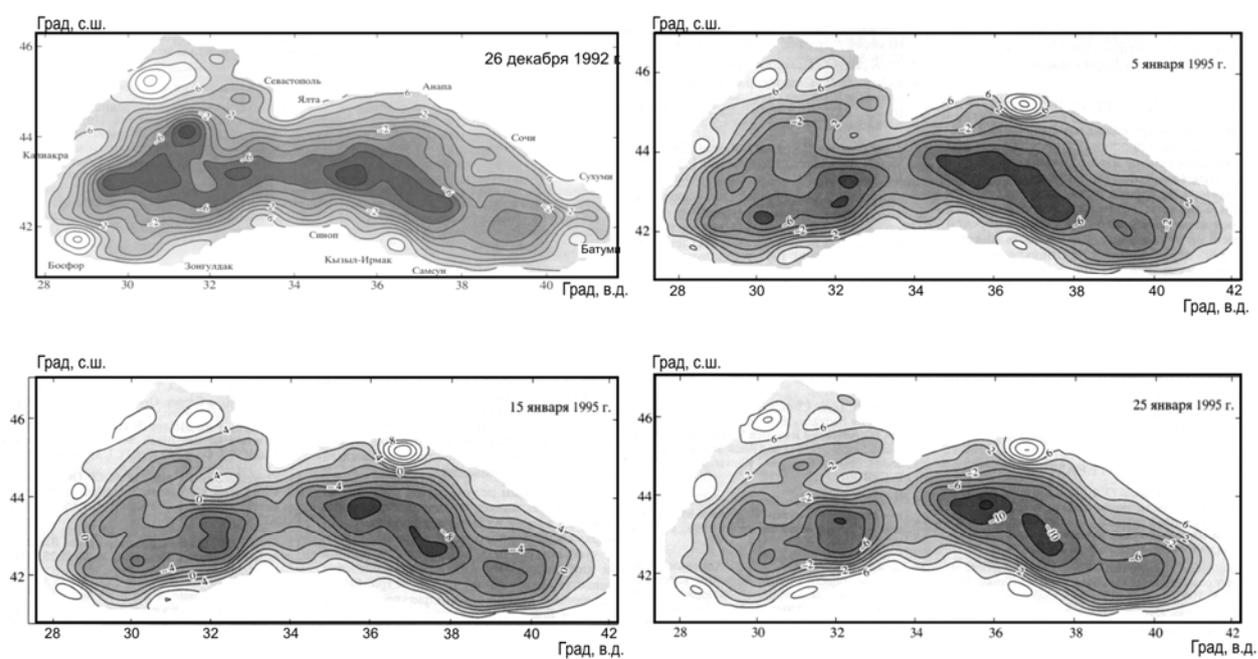
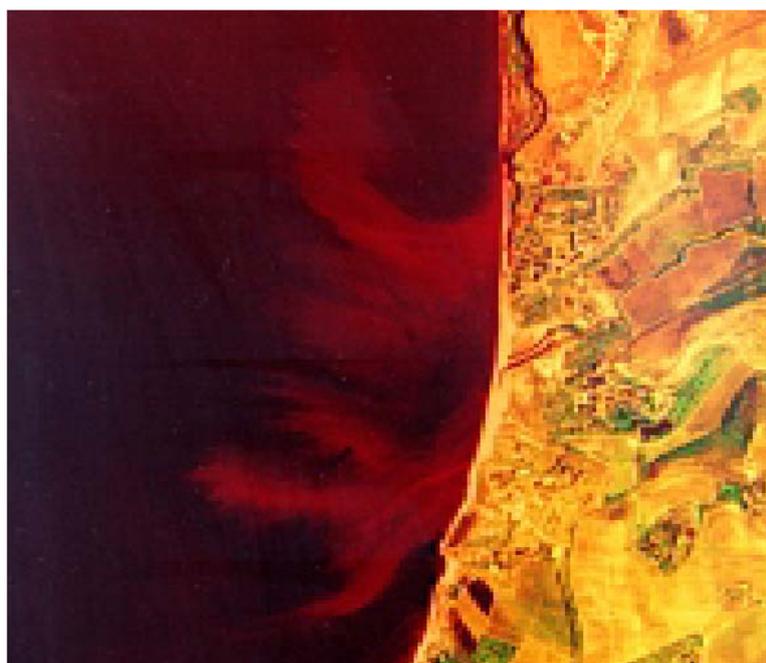


Рис.6. Динамика антициклонов в Черном море



а)



б)

Рис.7. Эвтрофирование в районе дельты реки Днестр (а), загрязнение прибрежной зоны Черного моря в районе впадения реки Бельбек (б), зарегистрированные камерой КФА-1000 с борта космического аппарата "Ресурс-Ф1" в 1989 г. (а) и в 1993 г. (б)

луострова Камчатка (в). Изображения получены с помощью самолетной радиолокационной станции бокового обзора (РЛС БО) "Торос", работающей на длине волны 2 см при горизонтальной поляризации, обеспечивающей пространственное разрешение 15 м и полосу обзора 15 км [Аванесова и др., 1984; Бондур, Воляк, 1984; Bondur, 1995]. Проявления внутренних волн, наблюдаемые на приведенных радиолокационных изображениях, связаны с обтеканием подводной возвышенности холодным Приморским течением (рис.8,а), взаимодействием приливной волны с материковым склоном (рис.8,б), взаимодействием баротропного прилива с рельефом дна при сложной стратификации вод над континентальным склоном (рис.8,в).

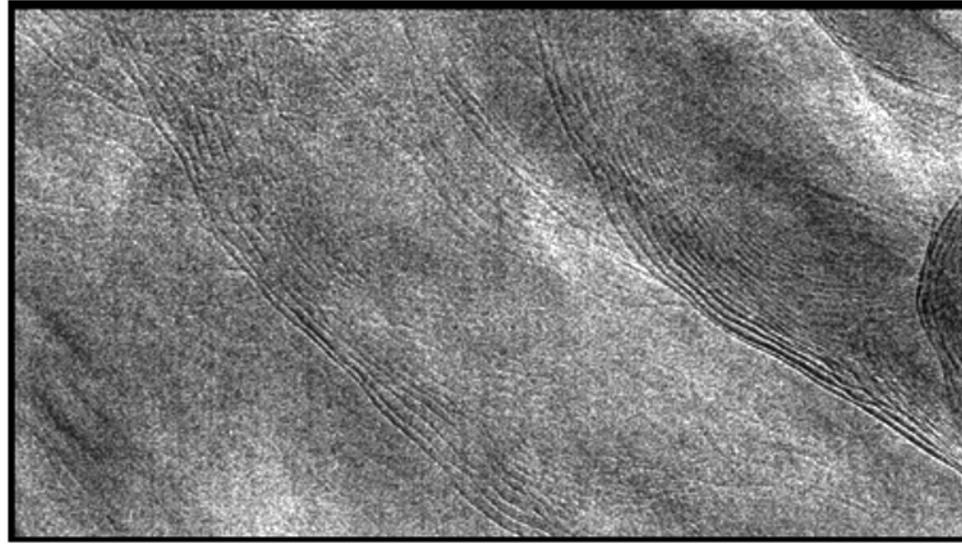
На рис. 8,г,д представлены примеры радиолокационных изображений поверхности океана в районе о.Лонг-Айленд. Изображения, приведенные на рис. 8,г получены в 1992г. на горизонтальной (слева) и вертикальной (справа) поляризациях с помощью РЛС БО «Нить», установленной на борту самолета ТУ-134 (длина волны – 4 см, пространственное разрешение – 15 м, полоса захвата – 15 км).

На рис. 8,д представлено радиолокационное космическое изображение горизонтальной поляризации, полученное через девять лет для этого же района с помощью РСА спутника ERS-2 (длина волны – 5,7 см, пространственное разрешение - 30 м, полоса захвата – 100 км).

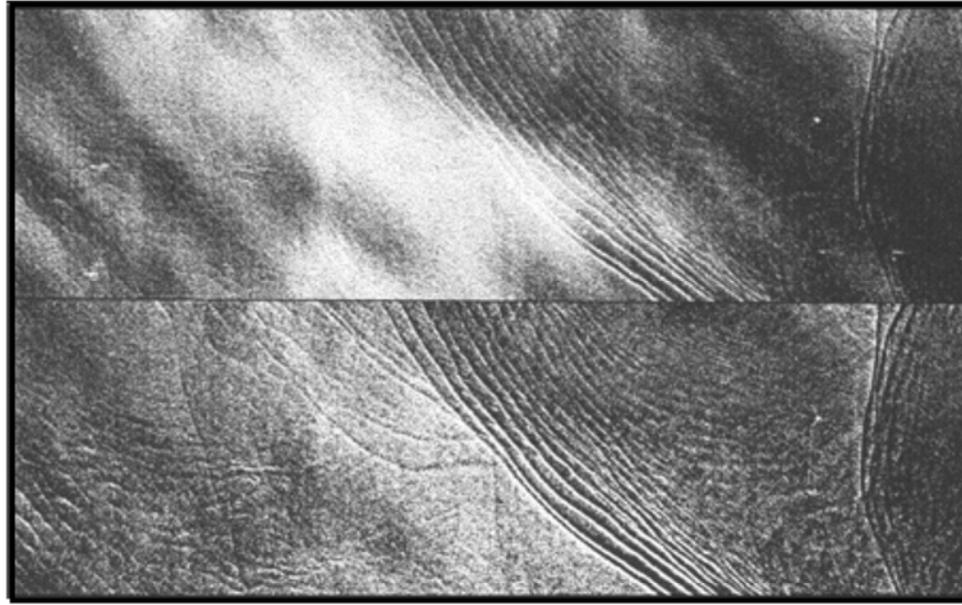
Как на самолетных, так и на космическом радиолокационных изображениях хорошо проявляются сложные системы внутренних волн с пространственным периодом ~ 1 км (см. рис. 8,г,д). Причем отчетливо проявляется стабильность их пространственной структуры, которая обусловлена воздействием постоянного течения на рельеф дна.

НОВЫЕ МЕТОДЫ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Благодаря развитию аэрокосмических технологий за последние годы существенно расширились их возможности для использования в интересах решения многочисленных научных и практических задач океанологии. Среди дистанционных методов, разработанных в последнее время, особое внимание заслуживают: метод дистанционной оптической пространственно-частотной спектрометрии [Бондур, 1986; 1987; 1993; 1995; 2000; 2001; Bondur, 1995]; новые радиолокационные методы [Альперс и др., 1994; Витер и др., 1994; Жидко и др., 1987; Загородников, 1978; Кудрявцев и др., 2003; Мелентьев, Бобылев, 2001; Митник и др., 2003; Мур, Фан, 1973; Радиолокация, 1990; The special issue, 1982; 1983; ATSR-2, 1995; ERS, 1995], в том числе метод многочастотной радиоволнографии [Бондур, 1993; 1995; 2001; Бондур, Савин, 2000; Булатов и др., 2003; Кудрявцев и др., 2003; Методы, 1996; Шамаев, 1994]; новые методы лазерного зондирования [Бондур, 1993; 2001; Бондур, Зубков, 2001; Бункин и др., 1987; Васильков и др., 1990; Клышко и др., 1978; Мержерис, 1987; Zubkov, Bunkin, 1995]; методы некогерентного импульсного зондирования [Бондур, 1993; 2001; Бондур и др., 1988]; новые многоспектральные, гиперспектральные и другие методы [Беляев и др., 1978; Бондур, 1993; 1995; 2001; Бондур, Савин, 2000; Коптев, 1995; Мишев, 1985; Advanced, 1996; Bondur, 1995; MODIS, 2002; Remote sensing, 2002]. Использование этих методов позволяет решать множество научных и практических задач современной океанологии: изучать различные процессы в толще и приповерхностном слое океана, оперативно выявлять ареалы загрязнений, оценивать концентрацию загрязняющих веществ, определять характеристики поверхностного волнения, метеорологические параметры, топографию дна, и другие характеристики в различных районах исследуемых акваторий [Бондур, 1993; 1995; 2001; Бондур, Гребенюк 2001; Бондур, Савин, 2001; Дистанционное зондирование, 1984; Кондратьев, 2000; Кондратьев и др., 1992; Кондратьев, Крапивин, 2003; Коптев, 1995; Монин, Красицкий, 1985; Океанология, 1978; Федоров, Гинзбург, 1988; Atlas et al, 1986; Remote sensing, 2002; Viktorov, 1996].



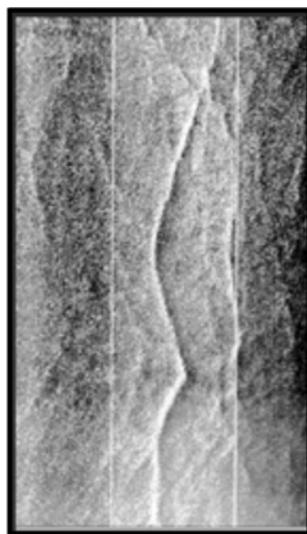
д)



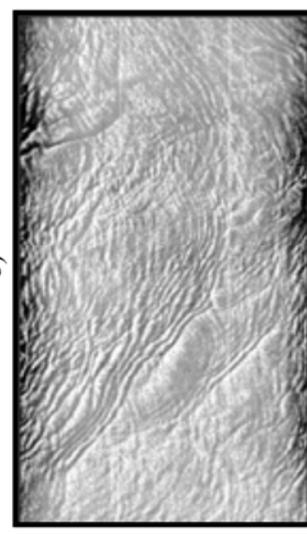
г)



а)



б)



в)

Рис.8. Примеры самолетных (а,б,в,г) и космического (д) изображений с проявлением внутренних волн:
а - Японское море; б - Охотское море; в - акватория у полуострова Камчатка; г, д - акватория у острова Лонг-Айленд;
г - 1992 г. (РЛС БО "Нить"); д - 2001 г. (РСА спутника ERS-2)

МЕТОД ДИСТАНЦИОННОЙ ПРОСТРАНСТВЕННО-ЧАСТОТНОЙ СПЕКТРОМЕТРИИ

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА

Одним из наиболее перспективных методов получения информации о характеристиках пространственной структуры поверхностного волнения и ее изменениях при воздействии различных процессов и явлений, происходящих в морях и океанах, а также антропогенных воздействиях на их акватории являются методы, основанные на пространственном спектральном анализе аэрокосмических изображений, сформированных в оптическом и радиодиапазонах спектра электромагнитных волн [Бондур, 1986, 1987, 1991, 1993, 1995, 2000, 2001; Бондур, Воляк, 1984; Бондур, Савин, 2001; Загородников, 1978; Караев, 2000].

Наибольшее распространение эти методы получили при анализе оптических изображений. При формировании таких изображений яркость излучения, регистрируемого дистанционной аппаратурой в фиксированный момент времени при небольших углах поля зрения, можно представить в виде (рис.9) [Бондур, 1987, 1991, 1993].

$$L(x, y) = L^{(1)} + [L^{(2)}(x, y) + L^{(3)}(x, y)]\tau_a, \quad (1)$$

где $L^{(1)}$ - составляющая яркости, обусловленная рассеянием в атмосфере в направлении приемника;

$L^{(2)}(x, y)$, $L^{(3)}(x, y)$ - составляющие яркости, обусловленные отражением поверхностью океана и рассеянием водной толщей;

τ_a - функция пропускания атмосферы.

Раскладывая (1) в каждой точке плоскости (x, y) в ряд Тейлора по степеням градиентов (уклонов) поверхности

$$\nabla_{\xi_x}^{\xi}(x, y) = \frac{\partial \xi(x, y)}{\partial x}, \quad \nabla_{\xi_y}^{\xi}(x, y) = \frac{\partial \xi(x, y)}{\partial y}$$

можно получить

$$L(x, y) = L^{(1)} + [L_0(x, y) + L_1(x, y)\nabla_{\xi_x}^{\xi}(x, y) + L_2(x, y)\nabla_{\xi_y}^{\xi}(x, y) + L_H(x, y)]\tau_a, \quad (2)$$

где $L_0(x, y)$ - составляющая яркости, не зависящая от уклонов;

$L_1(x, y)\nabla_{\xi_x}^{\xi}(x, y)$ и $L_2(x, y)\nabla_{\xi_y}^{\xi}(x, y)$ - флуктуационные составляющие;

$L_1(x, y)$ и $L_2(x, y)$ - функции, зависящие от условий освещения;

L_H - нелинейная составляющая яркости.

Нелинейной составляющей яркости можно пренебречь при условии [Бондур, 1991]

$$\sigma_{\varphi} \frac{\partial}{\partial \bar{n}} [L^{(0)}(x, y)\tau_0 + R(\beta)L^{naq}(\chi, \alpha, z_0)] \ll 1, \quad (3)$$

где σ_{φ} - среднеквадратичный уклон;

\bar{n} - единичный вектор нормали к площадке в точке $r(x, y)$;

$L^{(0)}(x, y)$ - яркость восходящего излучения, падающего на поверхность океана снизу;

τ_0 - коэффициент пропускания воды;

$R(\beta)$ - коэффициент отражения Френеля;

$L^{naq}(\chi, \alpha, z_0)$ - яркость падающего излучения небосвода;

χ - угол между направлением падающих лучей, пришедших после отражения на приемник, и вертикалью;

α - азимутальный угол направления на Солнце,

z_0 - зенитный угол Солнца.

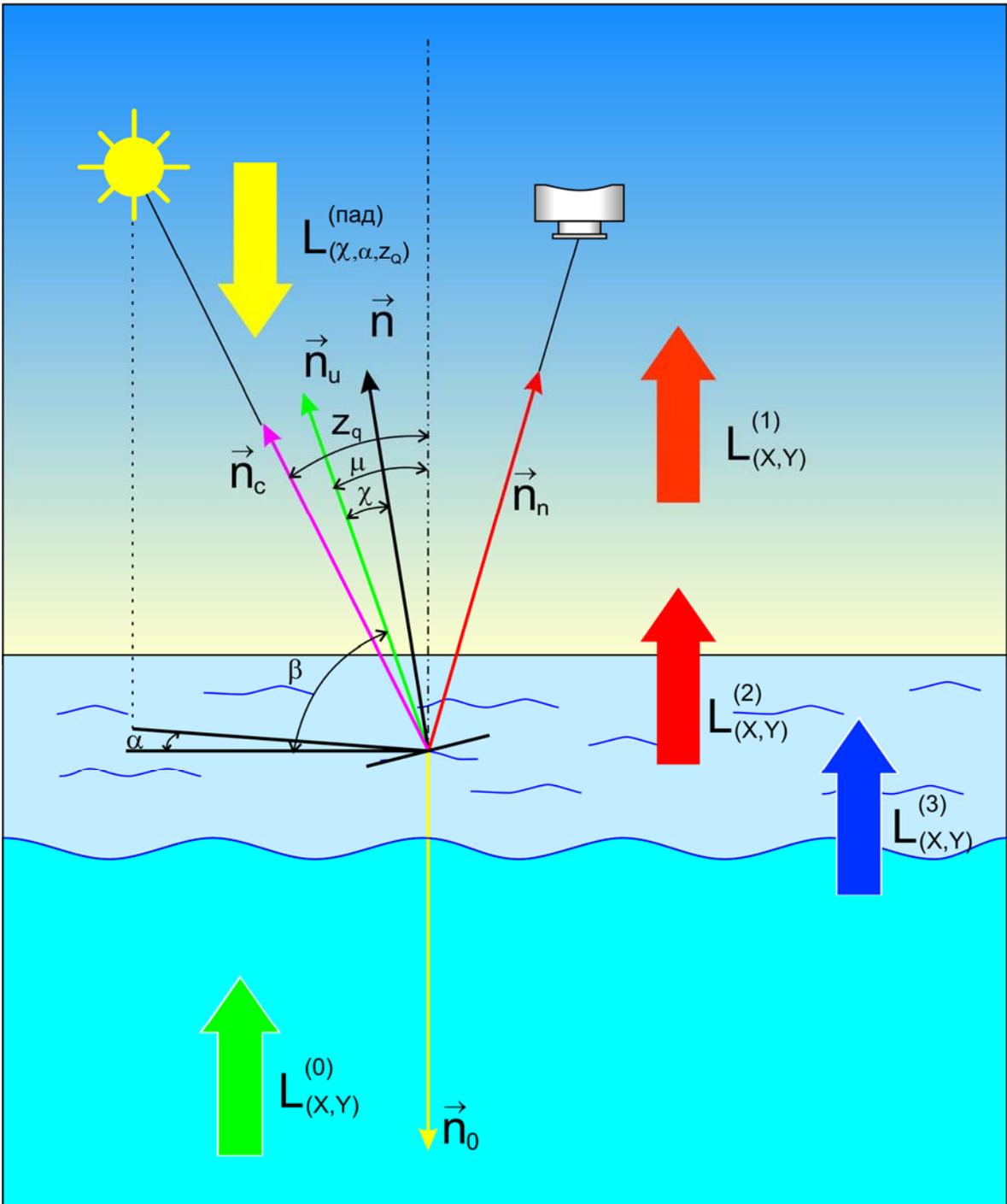


Рис. 9. Схема формирования поля яркости излучения морской поверхности

Условие (3) выполняется только при диффузном освещении, а также вдали от области солнечного блика. Следовательно, в общем случае членом L_H в (2) пренебрегать нельзя.

Осуществляя преобразование Фурье над двумерным полем яркости (2), зарегистрированным дистанционной аппаратурой, можно получить двумерный энергетический спектр изображения, несущий информацию об уклонах поверхностных волн [Бондур, 1987, 1991; 1993].

$$S(k_x, k_y) = \left| \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} L(x, y) \exp[-i(xk_x + yk_y)] dx dy \right|^2 \quad (4)$$

С учетом (2) энергетический спектр изображения можно представить в виде

$$S(k_x, k_y) = |F[L_0]|^2 + |F[L_n]|^2 + |F[L_H]|^2 + 2(F[L_0] \cdot F[L_n] + F[L_0] \cdot iF[L_H] + F[L_n] \cdot F[L_H]), \quad (5)$$

где $F[\dots]$ - оператор преобразования Фурье,

$L_n(x, y) = L_1(x, y) + L_2(x, y)$ - линейная составляющая яркости.

При устранении постоянной составляющей в (2), например, путем предварительной обработки изображений, выражение (5) принимает вид [Бондур, 1991]:

$$S(k_x, k_y) = |F[L_n]|^2 + |F[L_H]|^2 + 2F[L_n] \cdot F[L_H], \quad (6)$$

Так как составляющая $L_1(x, y)$, $L_2(x, y)$ в (2) зависят от градиентов (уклонов) поверхностного волнения, то регистрируемая дистанционной аппаратурой яркость $L(x, y)$ также зависит от них. Поэтому из спектров изображений $S(k_x, k_y)$ могут быть получены спектры уклонов $\Psi_\varphi(k_x, k_y)$ или возвышений $\Psi_\xi(k_x, k_y)$. Связь этих спектров со спектрами изображений может быть записана в виде [Бондур, 1987; 1991; 2000; 2001].

$$\Psi(k_x, k_y) = \overline{W}(k_x, k_y) S(k_x, k_y), \quad (7)$$

где $\Psi(k_x, k_y)$ - двумерный спектр уклонов или возвышений;

$\overline{W}(k_x, k_y)$ - восстанавливающий оператор, зависящий от углового распределения яркости небосвода, условий наблюдения, характеристик дистанционной аппаратуры.

Определение общего вида оператора $\overline{W}(k_x, k_y)$ представляет собой сложную задачу, однако при некоторых допущениях она может быть решена [Бондур, 1987, 1991, 1995; 2000, 2001; Бондур, Литовченко, 1989; Бондур, Мурынин, 1991; Bondur et al, 1991; Bondur, Murinin, 1991].

В линейном приближении выражение (6) упрощается:

$$S(k_x, k_y) = |F[L_n]|^2, \quad (8)$$

тогда связь спектров волнения и спектров изображений принимает вид:

$$\Psi(k_x, k_y) = \overline{W}^l(k_x, k_y) S(k_x, k_y), \quad (9)$$

где \overline{W}^l - линейный восстанавливающий оператор.

В работах [Бондур, 1987; 1991; 1993; 2001; Бондур, Мурынин, 1991] для восстановления спектров возвышений по спектрам изображений в линейном приближении предложен многопозиционный метод, основанный на регистрации пространственных спектров нескольких изображений или нескольких фрагментов одного изображения, полученных при различных условиях освещения или наблюдения. Линейные методы восстановления дают хорошие результаты для изображений, полученных при диффузном освещении или вдали от области солнечного блика.

В общем случае для получения спектров волнения необходимо учитывать нелинейные эффекты, играющие заметную роль при формировании изображений.

В этом случае связь спектров волнения и спектров изображений имеет вид:

$$\Psi(k_x, k_y) = \overline{W}^n S(k_x, k_y) \quad (10)$$

где \overline{W}^n нелинейный восстанавливающий оператор.

В работах [Бондур, 1991; 2001; Бондур, Мурынин, 1991] предложен и описан нелинейный многопозиционный метод восстановления спектров волнения по спектрам изображений, учитывающий нелинейные эффекты отражения оптического излучения от взволнованной морской поверхности.

Адекватность этого метода подтверждена экспериментально путем сопоставления с результатами измерений с помощью волнографов и данными, полученными при стереофотограмметрической обработке изображений, снятых с гидрофизической платформы [Барановский, Бондур и др., 1992; Бондур, 1991; 2001].

СУТЬ МЕТОДА ДИСТАНЦИОННОЙ ПРОСТРАНСТВЕННО-ЧАСТОТНОЙ СПЕКТРОМЕТРИИ

Суть метода дистанционной пространственно-частотной спектрометрии иллюстрируется на рис.10. Он заключается в следующем [Бондур, 1986; 1987; 1991; 1993; 1995; 2000; 2001; Бондур, Савин, 2000; Bondur, 1995]:

- формирование изображений морской поверхности с помощью дистанционных датчиков, установленных на борту космического аппарата, самолета или вертолета - рис.10,а;
- формирование двумерных пространственных спектров полученных изображений или их фрагментов - рис. 10,б;
- вычисление информативных признаков пространственных спектров каждого изображения (или его фрагментов), характеризующих форму, топологические свойства, ориентацию, моменты инерции, структурные свойства, распределение энергии и т.п. - рис.10,в;
- статистический анализ полученных информативных признаков - рис. 10,г;
- выделение различных явлений на морской поверхности по вычисленным признакам спектров каждого изображения (или его фрагментов) - рис. 10,д;
- построение карты исследуемого района по отдельным изображениям (стереологическая реконструкция) - рис. 10,е;
- определение значимых параметров морской среды по признакам спектров, пространственно-геометрическим и динамическим признакам исследуемых явлений - рис. 10,ж;

Метод дистанционной пространственно-частотной спектрометрии может быть применен для изображений, сформированных в различных участках спектра электромагнитных волн (в том числе в радиодиапазоне).

В случае необходимости с помощью разработанных методов осуществляется восстановление спектров возвышений или уклонов поверхности океана [Бондур, 1991; 1993; 2001]. Важным этапом является расчет информативных признаков двумерных пространственных спектров, к которым относятся яркость (энергия), геометрические, топологические и другие характеристики, описывающие форму и распределение энергии [Бондур, 1986;1987; 1991; 1995; 2000; 2001; Бондур и др., 1986; Бондур, Старченков, 2001]. С использованием этих информативных признаков можно непосредственно определить различные параметры водной среды, описанные ниже, а также выделять области, подверженные антропогенным воздействиям.

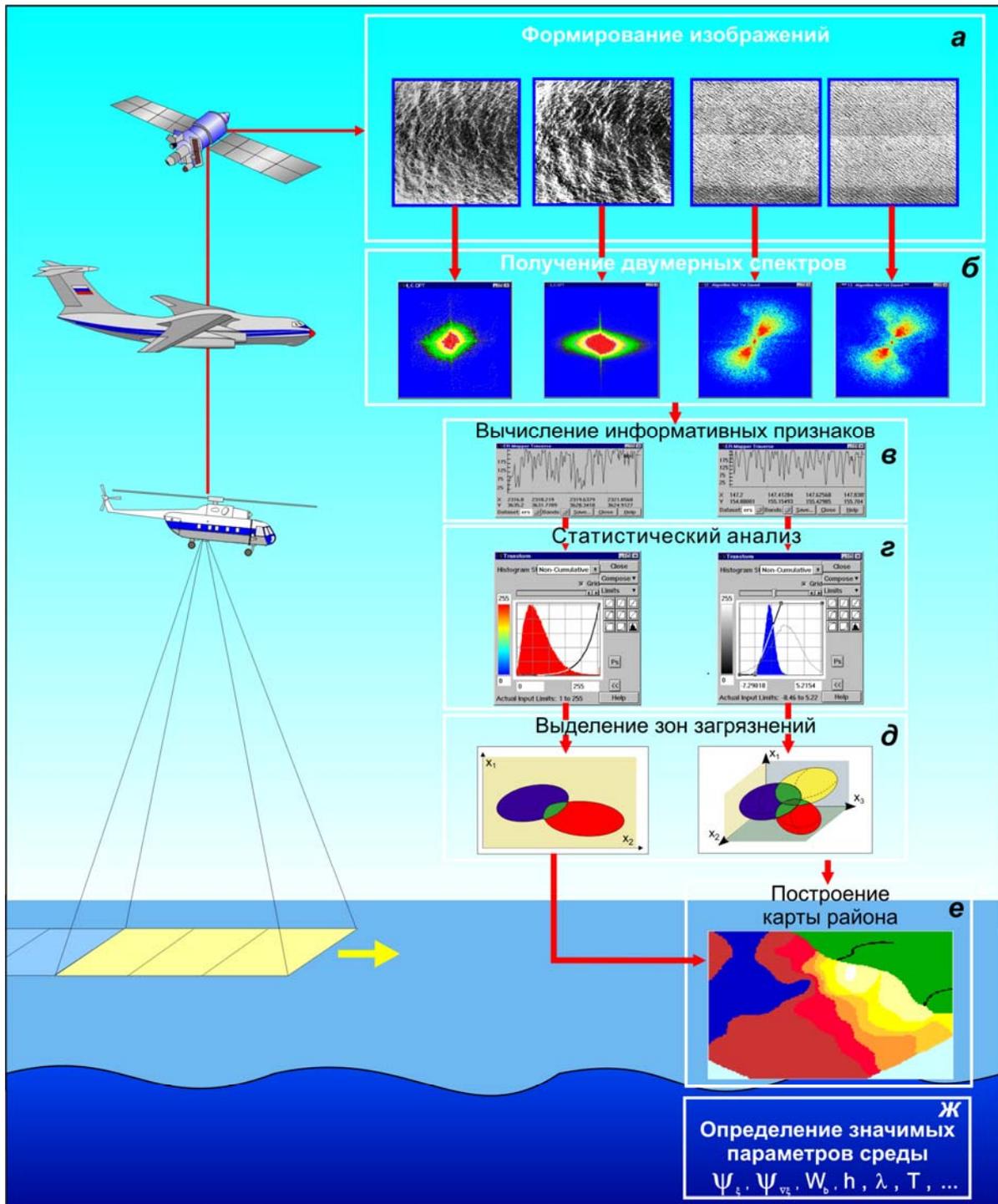


Рис. 10. Иллюстрация сути метода дистанционной пространственно-частотной спектрометрии

Для выделения на морской поверхности зон антропогенных воздействий проводится предварительная статистическая обработка полученных данных и формируются обучающие выборки информативных признаков, относящиеся к различным явлениям на морской поверхности. [Бондур, 1991; 1995; 2001; Бондур и др., 1986; 1990; 1990а,б; Бондур, Старченков, 2001]. Для каждого из признаков рассчитываются соответствующие статистические характеристики и определяются пороговые уровни. Затем производится поиск и распознавание участков морской поверхности, подвергшихся антропогенному воздействию, с использованием соответствующих критериев классификации [Бондур, 1991; 1993; 1995; 2001; Бондур и др., 1986; Бондур, Старченков, 2001]. Классификация может осуществляться также непараметрическими методами и методами кластерного анализа [Бондур, 1991; 1993; 2000; 2001; Бондур, Савин, 2000; Бондур, Старченков, 2001].

Полученные результаты позволяют составлять карты исследуемых районов, для которых определяются характеристики поверхностного волнения, распределения концентраций загрязняющих веществ, выявляются ареалы распространения зон загрязнения и определяются их пространственные характеристики.

Для реализации метода дистанционной пространственно-частотной спектрометрии предложено несколько вариантов построения аппаратуры [Бондур, 1987; 1993; Бондур, Савин, 2001].

На рис. 11 в качестве примера представлен комплекс оптико-электронной системы дистанционной пространственно-частотной спектрометрии, предназначенной для установки на борт самолетов или вертолетов. В этой системе регистрация изображений морской поверхности производится телекамерой или оптико-электронной системой, а их обработка, в том числе и пространственный спектральный анализ, осуществляется в бортовом цифровом вычислительном комплексе, содержащем процессор для быстрого преобразования Фурье. Вычисление информативных признаков спектров и их последующий анализ производится в бортовом компьютере. Параллельно с обработкой на борту, формируемые изображения и их пространственные спектры записываются на бортовой магнитный накопитель для последующей детальной обработки на наземном вычислительном комплексе [Бондур, 1991; 1993; 1995; 2001; Bondur, 1995]. На рис.11,а представлен внешний вид бортовых средств (сканирующая телевизионная камера и бортовое вычислительное устройство), а на рис.11,б - вид внутренних элементов бортового вычислителя с платой специального процессора для выполнения быстрого преобразования Фурье.

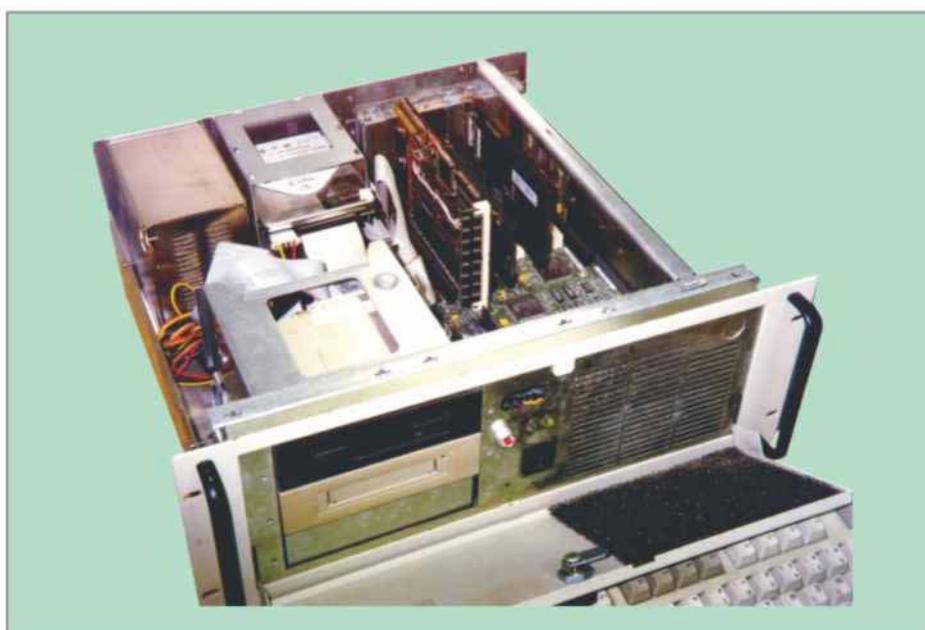
ОПРЕДЕЛЯЕМЫЕ ПАРАМЕТРЫ ВОДНОЙ СРЕДЫ

Зная спектры возвышений или уклонов, по их информативным признакам можно определить многие важные параметры морской среды, а также скорость и направление приповерхностного ветра. Основными характеристиками, определяемыми методом дистанционной пространственно-частотной спектрометрии, являются:

- спектры высот и уклонов морских волн, восстановленные с использованием линейных и нелинейных методов;
- характеристики поверхностного волнения (количество систем волн, направление распространения и угловое распределение энергии для каждой системы, средние высоты, длины, периоды волн и т.п.);
- изменение спектрального состава поверхностного волнения, в том числе перераспределение волновой энергии, гашение волновых компонент и генерация дополнительных спектральных гармоник;
- скорость и направление приповерхностного ветра, определяемые по значениям волновых чисел спектральных максимумов и их ориентации;



а



б

Рис. 11. Общий вид опико-электронной системы дистанционной пространственно-частотной спектрометрии:

а - устройство формирования изображения и бортовой вычислительный комплекс;

б - внутренние элементы бортового вычислительного комплекса со специальным процессором быстрого преобразования Фурье

- концентрация поверхностно-активных веществ, вычисляемая по коэффициенту диссипации энергии морских волн;
- параметры внутренних волн, оцениваемые по характеристикам дисперсий высот и уклонов морской поверхности;
- характеристики пенных образований (например, удельные плотности гребней, пены и т.п.);
- топография морского дна и другие характеристики.

Спектры возвышений или уклонов обычно имеют локальные максимумы, обусловленные различными системами волн и проявлениями различных глубинных процессов [Бондур, 1986; 1987; 1991; 1993; 1995; 2000; 2001; Бондур, Воляк, 1984; Ветер, 1986; Давидан и др., 1985; Монин, Красицкий, 1985; Океанология, 1978; Рожков, 1979]. По этим максимумам можно многие важнейшие характеристики поверхностного волнения [Бондур, 1987; 1991; 1993; 1995; 2000; 2001; Бондур, Воляк, 1984; Ветер, 1986; Давидан и др., 1985; Рожков, 1979].

Если на морской поверхности присутствует одна система волн, то направление ее распространения, как правило, совпадает с направлением ветра. Методика оценки скорости ветра связана с определением волнового числа максимума спектральной плотности k_{max} , для ветровых волн, получаемому по пространственным спектрам изображений (рис. 12) [Бондур, 1987; 1991; 2001]. В соответствии с этой методикой скорость приповерхностного ветра, для развитого волнения оценивается по формуле

$$W_g = (0,86g / k_{max})^{1/2}, \quad (11)$$

где g - ускорение свободного падения.

Наличие на морской поверхности различных аномалий, например, поверхностно-активных веществ (ПАВ), приводит к гашению волн сантиметрового диапазона, что вызывает повышение контрастов спектров уклонов и возвышений в области коротких волн (см. рис. 13). По контрастам спектров в области ПАВ может быть определен коэффициент диссипации волн ряби, который, в свою очередь, связан с концентрацией пленки ПАВ. Таким образом, спектры возвышений и уклонов позволяют оценить уровень концентрации ПАВ [Бондур, 1987; 1991; 1993; 1995; 2001; Ермаков и др., 1982].

Различные явления, в том числе обусловленные внутренними волнами, турбулентностью, антропогенными воздействиями на водную среду, приводят к деформациям пространственной структуры морского волнения, в частности, к появлению зон с повышенной и пониженной дисперсией уклонов (см.рис.14,15). Так как дисперсия уклонов может быть найдена по спектрам уклонов, то эти спектры позволяют определять многие параметры внутренних волн (например, их длины, периоды, фазовые скорости и т.д.) и турбулентности, в том числе, в областях, связанных с антропогенными воздействиями.

Двумерные пространственные спектры позволяют определять некоторые характеристики пенных образований, в том числе среднюю удельную плотность гребней и статической пены. Это подробно описано в работах [Бондур, 1991; 1993; 1995; Бондур, Литовченко, 1989; Бондур, Шарков, 1982; 1986].

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ, ПОЛУЧЕННЫЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МЕТОДА ДИСТАНЦИОННОЙ ПРОСТРАНСТВЕННО-ЧАСТОТНОЙ СПЕКТРОМЕТРИИ

Использование метода дистанционной пространственно-частотной спектрометрии весьма эффективно, например, для определения такого важного метеорологического параметра, как скорость приповерхностного ветра W_g [Бондур, 1987; 1993; 1995; 2001].

На рис.12 в качестве примеров приведены характерные изображения морской поверхности, полученные при различных скоростях ветра, их двумерные пространственные спектры и одномерные сечения этих спектров с обозначенными масштабами пространственных частот. Изображения, представленные на рис. 12,а,г, получены при съемке с вы-

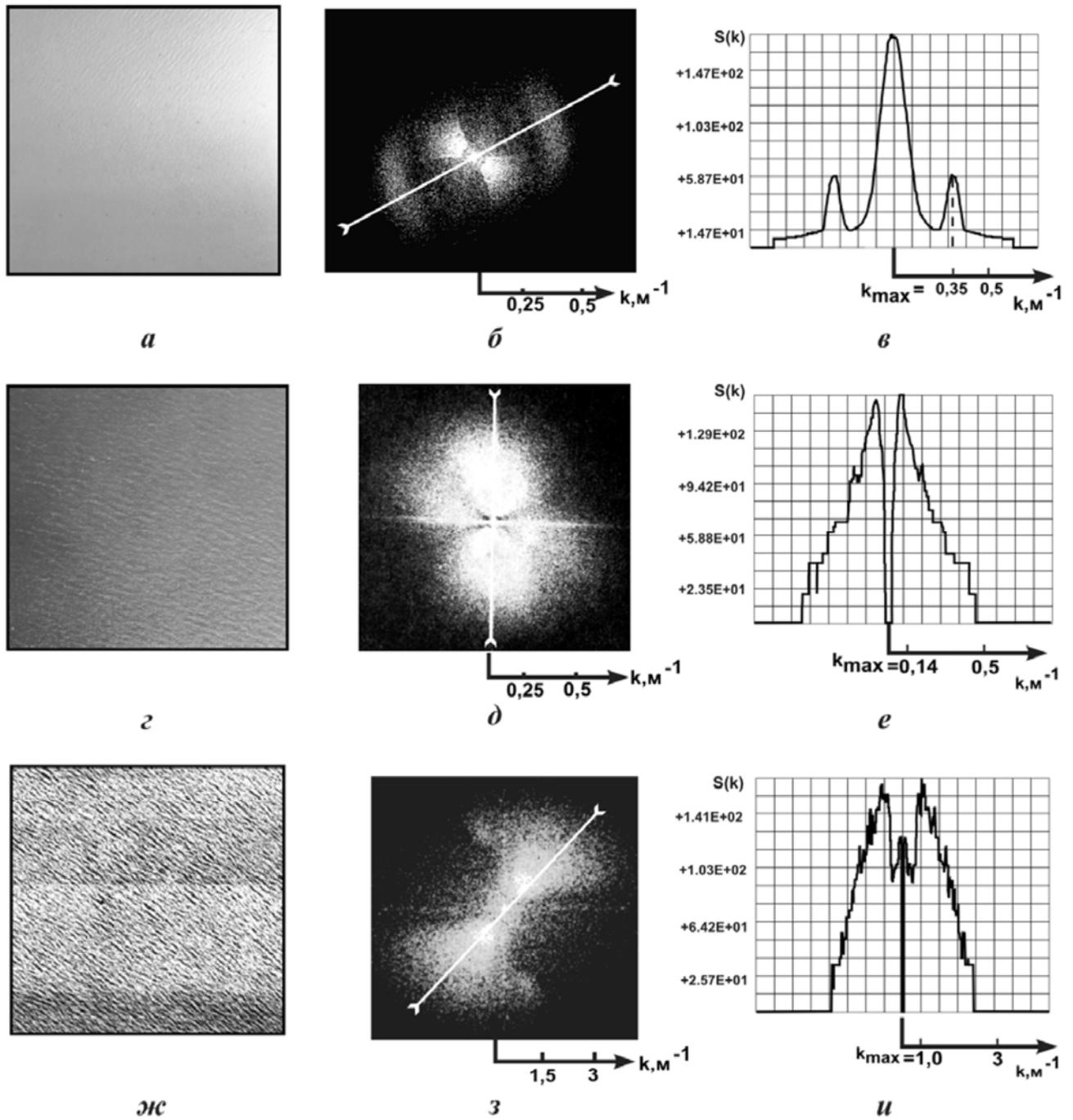


Рис. 12. Изображения морской поверхности, снятые с высот 2000 м - а,б; 8000 м - ж; соответствующие им двумерные пространственные спектры - б, д, з; одномерные сечения этих спектров в обозначенных направлениях при различных скоростях ветра - в, е, и

соты $H_A = 2000$ м, а на рис. 12,ж - при съемке с высоты $H_A = 8000$ м. Двумерные пространственные спектры, приведенные на рис.12,б,д,з, имеют многосвязные формы с несколькими парами максимумов на разнесенных частотах. На изображениях этих спектров проявляются волны зыби и ветровое волнение.

Для спектра изображения, представленного на рис.12а, волновое число спектрального максимума ветровых волн составляет $k_{\max} = 0.35 \text{ м}^{-1}$ (рис.13б,в), а скорость ветра, оцененная по формуле (11), составляет $W_g \sim 5$ м/с. При измерениях, проведенных с корабля, участвующего в эксперименте, скорость ветра составила $=5,6$ м/с. Для спектра изображения, приведенного на рис.12,г, $k_{\max} = 0,14 \text{ м}^{-1}$, а оценка скорости ветра по формуле (11) дала значение $W_B \cong 7,8$ м/с. Скорость ветра, полученная с корабля, составила $= 8$ м/с.

Для пространственного спектра изображения, полученного с высоты 8000м (рис.12,ж) волновое число спектрального максимума составило $k_{\max} = 1,0 \text{ м}^{-1}$ (рис. 12,з,е). Вычисленная по формуле (11) скорость ветра составила величину $W_B = 2,9$ м/с; а измеренная с корабля - $W_B = 2,8$ м/с.

Несколько большее отличие оценки значения скорости ветра, полученного по волновому числу спектрального максимума для изображения, приведенного рис. 12,а, от скорости ветра, измеренной с корабля, может быть связано с тем, что рассматриваемая методика основана на использовании аппроксимации Пирсона-Московитца, которая справедлива для полностью развитого волнения, в то время как данный эксперимент проводился при развивающемся волнении [Бондур, 1991; 2001].

Возможность выделения на морской поверхности зон с пленками поверхностно-активных веществ (ПАВ) по пространственным спектрам демонстрируется на рис. 13. На этом рисунке в качестве примеров представлены изображения морской поверхности с пленками ПАВ, полученные над акваторией Черного моря с борта вертолета с высоты 150м (а,б), увеличенные фрагменты этих изображений (в,г,д), соответствующие им двумерные пространственные спектры (е,ж,з), их одномерные сечения (м,н,о) в направлениях, обозначенных на рис.13,е,ж,з.

Как видно из представленных рисунков спектры изображений с пленками ПАВ (рис.13, ж,з,н,о) отличаются от спектра изображения чистой морской поверхности (рис.13 е,м) «выглаживанием» (гашением) высокочастотных составляющих поверхностного волнения [Бондур, 1993]. Медианная фильтрация и цветовое кодирование двумерных спектров (рис.13,и,к,л) позволяет более наглядно выявить это различие. При сравнении сечений спектров, представленных на рисунках 13,м (чистая поверхность), и 13,н,о (пленка ПАВ) видно, что наклон спектров, соответствующих изображениям с пленками ПАВ, более крутой, чем наклон спектра изображения чистой морской поверхности.

На изображениях, полученных с больших высот, слики, обусловленные выходом на поверхность внутренних волн, проявляются в виде длинных полос отрицательного (иногда положительного) контраста. Это иллюстрируется на рис. 14,а, где в качестве примера, представлены аэрофотоизображения, полученные с борта вертолета (высота полета $H_A = 2000$ м) над акваторией Черного моря в области выхода на морскую поверхность внутренних волн, и на рис. 14,б,в, где представлены двумерные пространственные спектры фрагментов этих изображений [Бондур, 1993; 1995]. Приведенные пространственные спектры имеют довольно сложную конфигурацию, которая вызвана сложной формой сликовых образований. Причем пространственные спектры различных фрагментов изображений с такими образованиями могут существенно различаться (см. рис. 14,б и 14,в).

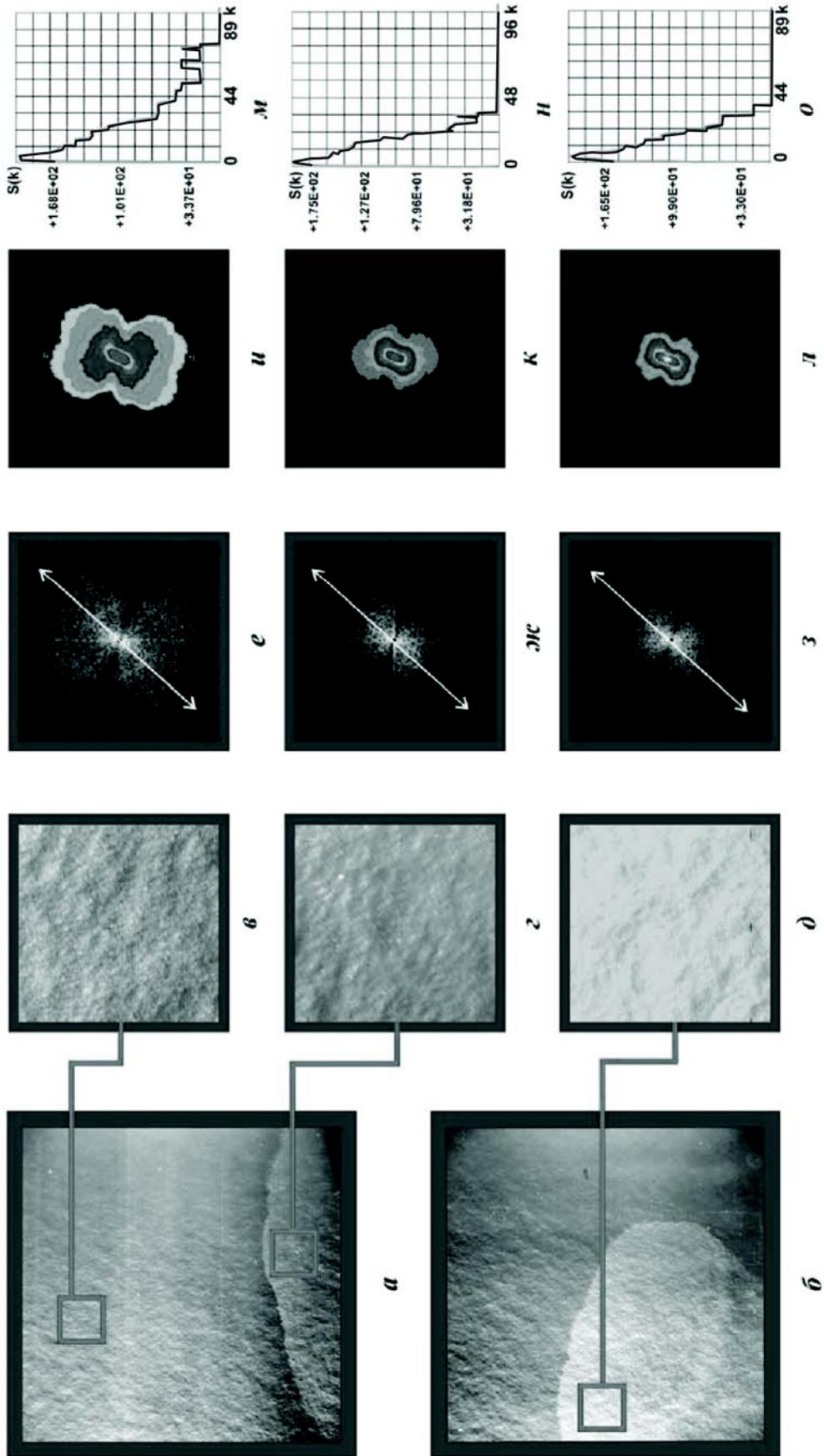


Рис. 13. Изображения чистой морской поверхности и с пленкой ПАВ (а), (б), фрагменты изображений чистой морской поверхности (в) и с пленкой ПАВ (г, д), соответствующие им двумерные пространственные спектры (е, ж, з), двумерные спектры после медианной фильтрации и цветового кодирования (и, к, л), одномерные сечения двумерных спектров в выбранных направлениях (м, н, о)

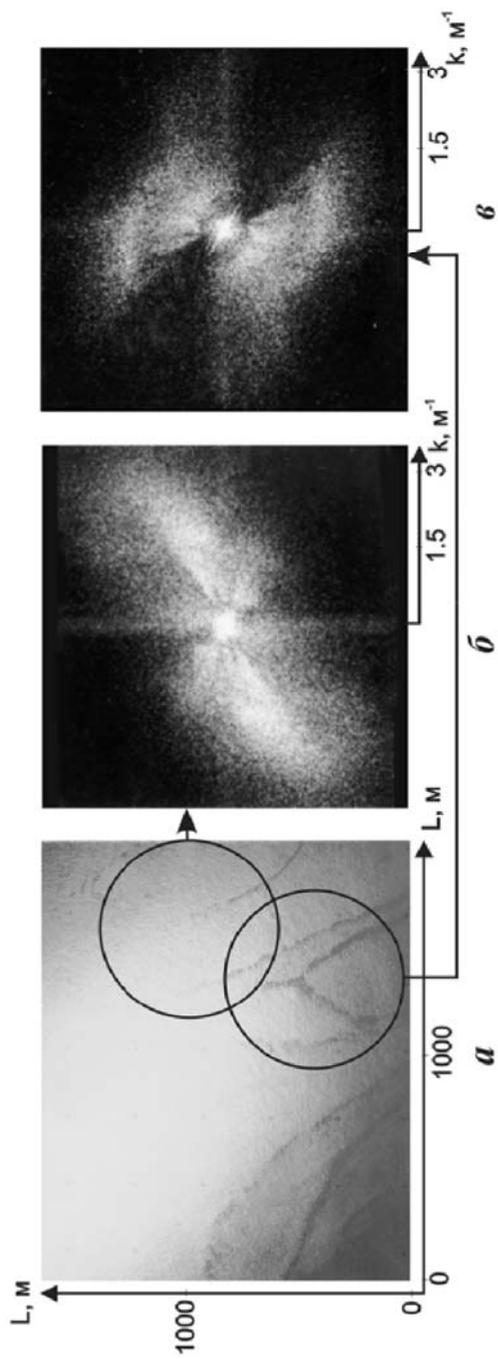


Рис. 14. Изображения сликков, обусловленных антропогенными факторами (*a*), и двумерные спектры его фрагментов (*б, в*).

Применение метода дистанционной пространственно-частотной спектрометрии позволило впервые выявить явления генерации локальных широкополосных и узкополосных («квазикогерентных») спектральных гармоник в области воздействия на взволнованную морскую поверхность различных глубинных возмущений (внутренних волн, турбулентности, полей течений и т.п.) [Бондур, 1993; 1995; 2000; 2001].

Генерация одной или нескольких «квазикогерентных» систем спектральных гармоник проявляется, например, при воздействии на поверхностное волнение глубинных стоков.

На рис. 15, в качестве примеров, демонстрируются такие эффекты, выявленные по двумерным пространственным спектрам космических изображений, полученных с борта спутника «Ikonos-2», с пространственным разрешением ~ 1 м в акватории бухты Мамала вблизи г.Гонолулу (Гавайские острова).

Эксперименты проводились в сентябре 2002 г. и 2003 г. в рамках российско-американского проекта по мониторингу антропогенных воздействий на экосистемы прибрежных акваторий. На рис. 15,а представлено исходное космическое изображение высокого пространственного разрешения в области глубинного стока с о. Санд с выделенными по пространственным спектрам аномалиями разной интенсивности, обозначенными разным цветом. На рис. 15,в представлен фрагмент этого изображения с тремя участками, выделенными южнее диффузора сбросового устройства (обозначен оранжевым цветом) в области предполагаемого стока (аномалия) и вдали от него (фон). На рис. 15,г приведен двумерный пространственный спектр фонового фрагмента, а на рис. 15,д – три спектра аномальных фрагментов в зоне глубинного стока. Как видно из представленных иллюстраций, в спектрах аномальных фрагментов отчетливо проявляются дополнительные узкие («квазикогерентные») спектральные компоненты. Их генерация связана с системами высокочастотных внутренних волн, возбуждаемых струями диффузора сбросового устройства.

На рис. 15,е,ж приведены одномерные частотные спектры, полученные с помощью волнографов в момент космической съемки (11 часов 20 минут по местному времени) в области фона (е) и в зоне сброса (ж). Как видно из представленного на рис. 15,ж одномерного спектра, дополнительная спектральная компонента проявляется на гармонике, соответствующей пространственной частоте $\nu=0.01075 \text{ м}^{-1}$ (длина волны $\lambda \sim 93 \text{ м}$).

Более четкое проявление таких «квазикогерентных» спектральных компонент на рис. 15,д свидетельствует о преимуществах двумерного пространственного спектрального анализа аэрокосмических изображений.

На рис. 15, а представлен результат выделения по изменениям пространственных спектров космического изображения поверхностной аномалии, вызванной глубинным стоком. На этом рисунке закрашены локальные фрагменты изображения размером $1 \times 1 \text{ км}^2$, которым соответствуют двумерные спектры с проявлением «квазикогерентных» спектральных составляющих. Причем различная интенсивность проявления аномалий обозначена разными цветами в зависимости от энергии дополнительных гармоник. Бордовый цвет соответствует максимальной энергии - очень сильная аномалия, красный – сильной аномалии, оранжевый – средней, желтый – слабой аномалии (минимальная энергия). Вся аномальная зона (выделена голубым цветом) имеет форму двух лепестков, больший из которых (длиной более 11 км и шириной ~ 6 км) вытянут в юго-западном направлении (угол $\sim 215^\circ$), а второй, меньший, лепесток (длина $\sim 6 \dots 7$ км, ширина ~ 2 км) вытянут в юго-восточном направлении (под углом $\sim 154^\circ$).

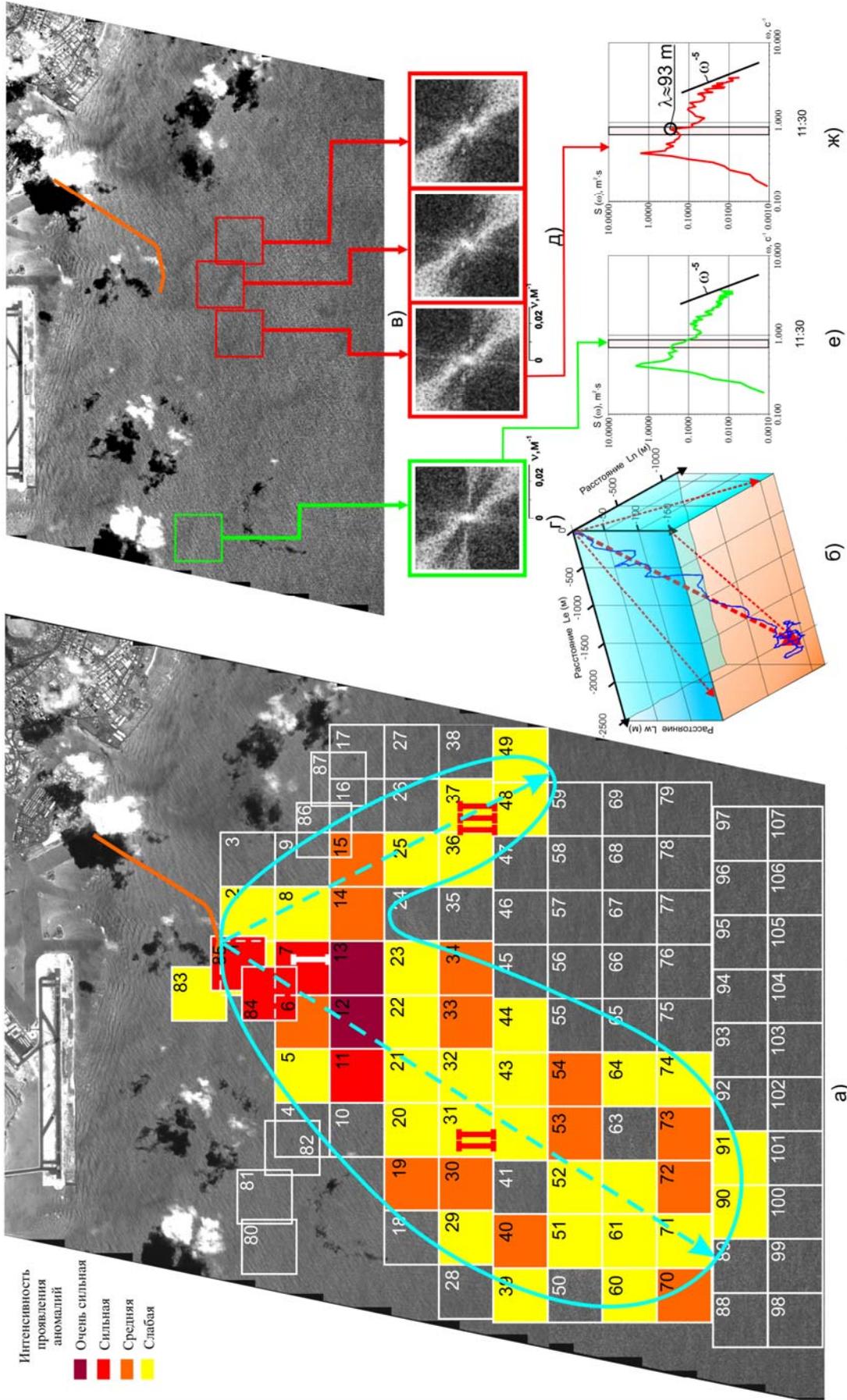


Рис. 15. Мониторинг воздействия глубинных стоков на прибрежные акватории. Выделение “квазигогерентных” спектральных гармоник: а) исходное изображение (спутник “Ikonos”, разрешение ~ 1 м) с выделенными участками и зонами проявления аномалии различной интенсивности; б) прогрессивно-векторная диаграмма скорости течения; в) фрагмент космического изображения; г), д) двумерные спектры фона (г) и аномальных фрагментов с проявлением “квазигогерентных” гармоник (д); е) одномерные частотные спектры, полученные волнографами в областях фона (е) и глубинного стока (ж)

Такая форма поверхностной аномалии обусловлена конструктивными особенностями сбросового устройства, имеющего 3-секционный диффузор (283 отверстия) с изломом под некоторым углом между секциями, что вызывает появление двух лепестков в диаграмме направленности струй, а также спецификой поля течений в день проведения эксперимента.

На рис. 15,б представлено трехмерное представление прогрессивной векторной диаграммы поля течения, построенной по результатам измерений трех компонент вектора скорости с помощью доплеровского измерителя ADCP, установленного вблизи (восточнее) диффузора. На рис. 15,б отчетливо проявилась направленность трехмерного вектора скорости течения с доминированием общего переноса в юго-западном направлении (угол $\sim 220^\circ$), которое характерно для основного потока пассатных течений в этом регионе.

Это хорошо объясняет наличие большого лепестка аномалии, выделенной по спектральным гармоникам космического изображения, а также его направленность ($\sim 215^\circ$).

При съемке с малых высот, когда размер поля зрения аппаратуры соизмерим с размером зоны, подверженной влиянию глубинных гидродинамических процессов или антропогенному воздействию, проявление изменений пространственных спектров носит иной характер.

В этих областях возникают контрасты спектров, связанные с декрементом затухания коротких волн, превышающим ветровой инкремент [Бондур, 1987; 1991; 1993; 1995; 2000; 2001]. Причем эти явления наблюдаются в пределах всего изображения или его фрагмента. Поэтому для выделения зон, обусловленных различными воздействиями, необходима обработка серии изображений морской поверхности. При этом могут быть определены пространственно-геометрические и динамические характеристики областей таких воздействий на морскую среду.

На рис.16, в качестве примера, приведены изображения чистой морской поверхности (а), в области воздействия внутренних волн (в), соответствующие им двумерные пространственные спектры (б,г), а также одномерные сечения спектров, полученные путем обработки серии подобных изображений (д). Отличительной особенностью представленных изображений является то, что они визуальны практически неразличимы, в то время как спектр в области воздействия внутренней волны (в) более изотропен и значительно меньше по сравнению со спектром изображения невозмущенной морской поверхности (а). Это связано с гашением коротких морских волн, вызванных внутренними волнами [Бондур, 1987; 1991; 1993; 1995; 2000; 2001; Бондур, Воляк, 1984].

На рис. 16,д представлены усредненные по 20 реализациям и нормированные на полную энергию одномерные сечения энергетических спектров $S(k)/I_0$ для чистой морской поверхности - 1 (скорость ветра $W_B = 3 \div 4$ м/с) и сликов, связанных с воздействием внутренних волн при скоростях ветра $W_B = 1 \div 1,5$ м/с - 2 и $W_B = 3 \div 4$ м/с - 3 в зависимости от пространственной частоты ν [Бондур, 1991; 1993; 2000; 2001]. На представленных графиках обнаруживается заметное различие спектральных плотностей для чистой поверхности и для сликов. Причем это различие возрастает с увеличением пространственной частоты и уменьшением скорости ветра, что является следствием более сильного выглаживания мелкомасштабных волн.

При аппроксимации сечений спектров зависимостями вида $S \sim \nu^{-p}$ показатели наклона принимают значения $p_{ч.п.} \sim 2$ для чистой поверхности, $p_c \sim 2,5$ для сликов при скорости ветра $W_B = 3 \dots 4$ м/с и $p_c \sim 3,5$ для сликов при $W_B = 1 \dots 1,5$ м/с.

Для серии изображений, полученных с малых высот при скоростях ветра $W_B = 1,5 \div 8$ м/с, подобных тем, которые показаны на рис. 16, была проведена статистическая обработка контрастов спектров в области сликов и чистой поверхности для пространственной частоты $\nu = 25\text{м}^{-1}$.

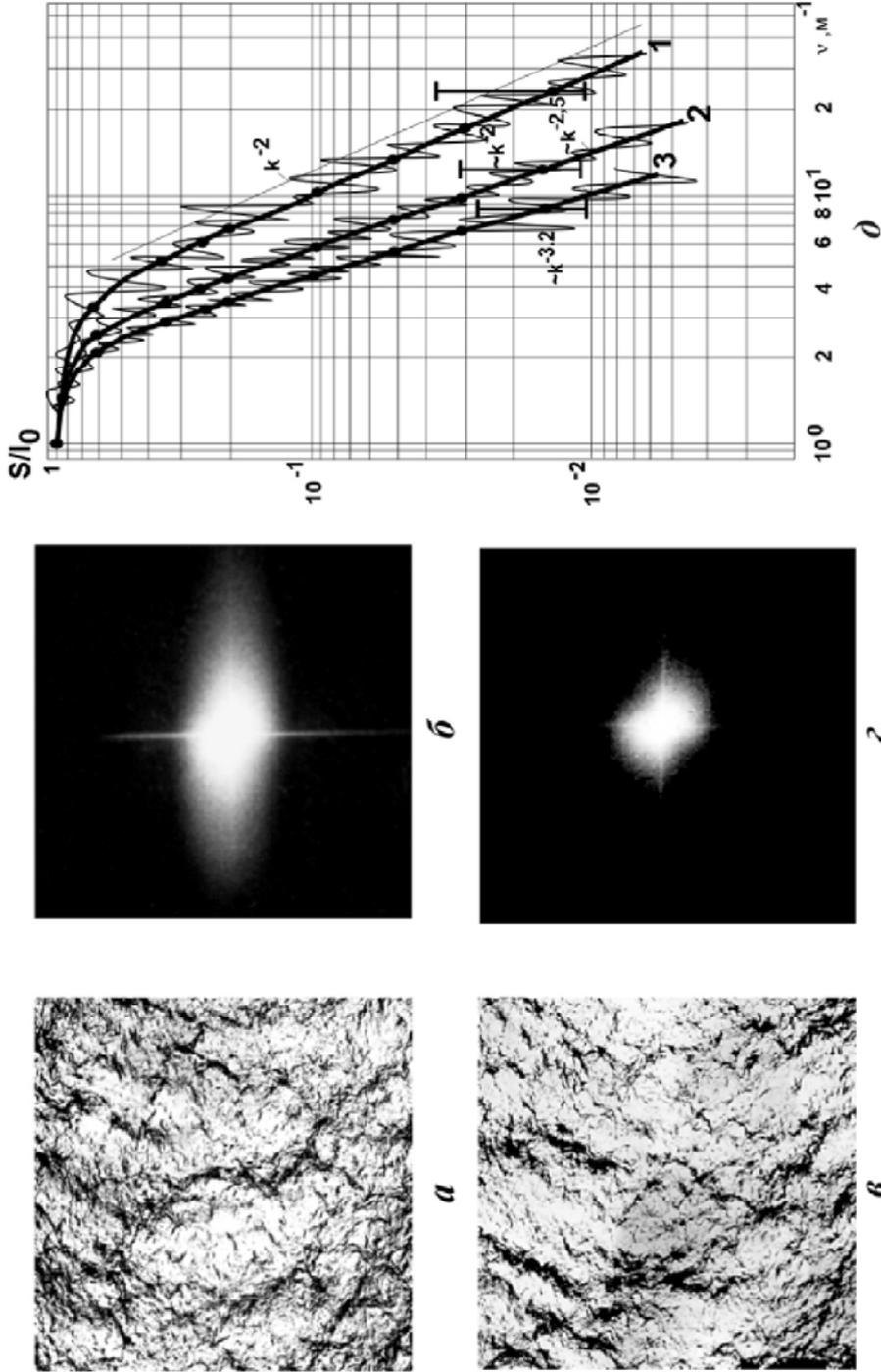


Рис. 16. Изображения чистой морской поверхности (а) в зоне воздействия внутренней волны (в), их двумерные (б,г) и одномерные (д) спектры

$$K = -10 \lg[S(v)/S_{\text{уп}}(v), \quad (12)$$

где $S(v)$ - текущее значение спектра для морской поверхности и слика; $S_{\text{ч.п.}}(v)$ - среднее значение для выборки спектров морской поверхности вне зоны антропогенного воздействия.

На рис.17 представлены гистограммы распределений контрастов $p(K)$ одномерных сечений спектров Винера для чистой поверхности (а), сликов, вызванных проявлением внутренних волн (б) и их совместное распределение (в).

Под гистограммами (рис.17,а,б) приведены максимальные K_{max} и минимальные K_{min} значения контрастов анализируемых выборок. Для спектров чистой поверхности эти значения составляли $K_{\text{max}} = 5\text{дБ}$, $K_{\text{min}} = -5\text{ дБ}$, а для спектров сликов в зоне воздействия внутренних волн - $K_{\text{max}} = 20\text{дБ}$, до $K_{\text{min}} = 0\text{дБ}$.

Слева от гистограмм, в качестве примеров, приведены параметры распределений (центральные моменты m_0, m_1, m_2, m_3 ; коэффициенты вариации V , асимметрии A , эксцесса E ; параметры Пирсона), которые наряду с другими характеристиками могут использоваться в качестве информативных признаков двумерных спектров для автоматизированного выделения зон воздействия внутренних волн или антропогенных воздействий и определения их значимых характеристик [Бондур, 1991; 2001]. Для обработки использовалось специально разработанное программно-алгоритмическое обеспечение [Бондур, 1993; 1995; 2000; 2001; Бондур и др., 1986; Бондур, Старченков, 2001]

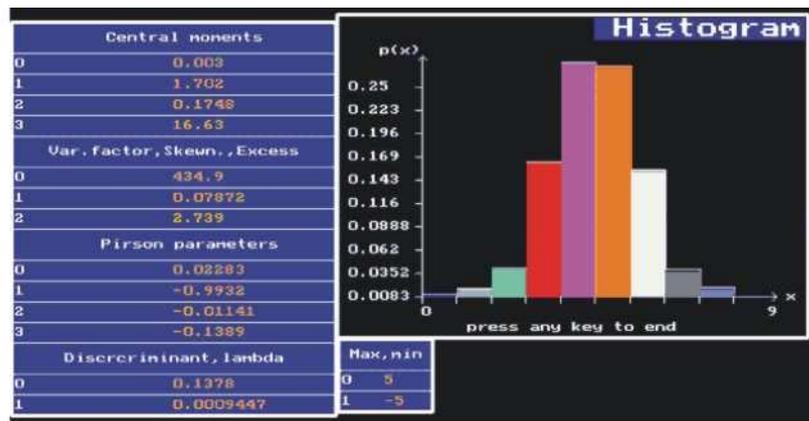
НОВЫЕ ПОДХОДЫ К ИСПОЛЬЗОВАНИЮ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ МЕТОДОВ

ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ МЕТОДОВ ЗОНДИРОВАНИЯ ОКЕАНА

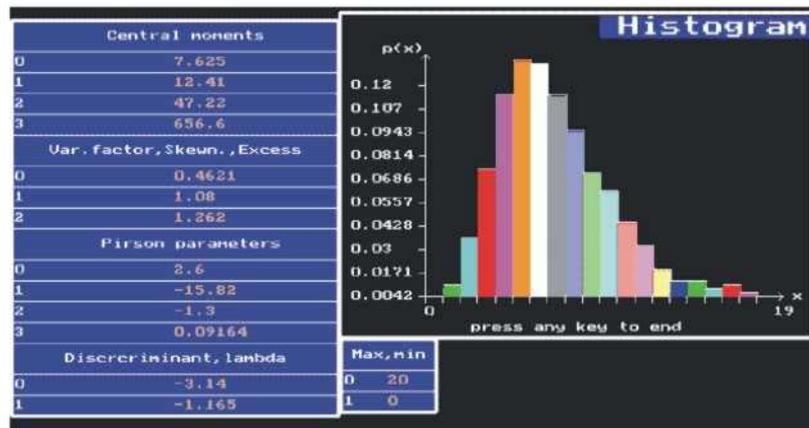
В настоящее время существенное развитие получили радиолокационные методы зондирования океана. Эти методы обеспечивают менее высокое пространственное разрешение и точность по сравнению с оптическими методами, однако они всепогодны и позволяют осуществлять круглосуточное наблюдение.

Возможности исследования океана с помощью радиолокаторов, установленных на аэрокосмических носителях основаны на следующих эффектах [Аванесова и др., 1984; Басс, Фукс, 1972; Бондур, 1993; Бондур, Савин, 2000; Булатов и др., 2003; Дистанционное зондирование, 1984; 2000; Жидко и др., 1987; Загородников, 1978; Калмыков и др., 1968; Кудрявцев, 2003; Мур, Фан, 1973; Elachi, Brown, 1977]:

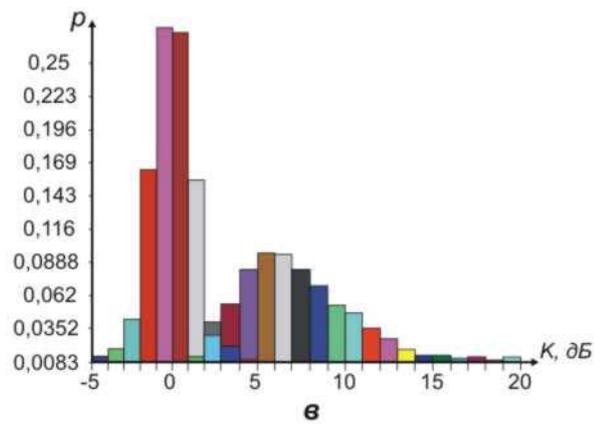
- изменении спектрального состава ветрового волнения, проявляющегося в уменьшении или генерации составляющих волнения, что фиксируется радиолокатором как изменение уровня сигнала, пришедшего на вход приемника РЛС;
- динамических изменениях на морской поверхности, приводящих к доплеровскому изменению частоты сигналов РЛС при появлении локальных течений, обусловленных проявлениями различных глубинных процессов и явлений;
- локальных изменениях диэлектрической проницаемости морской воды, вызванных различными факторами.



а



б



в

Рис. 17. Гистограммы контрастов одномерных сечений спектров Винера для чистой поверхности (а), шумов (б) и совмещенная гистограмма (в)

При дистанционном зондировании океана используются два основных типа локаторов: радиолокационные станции бокового обзора (РЛС БО) и радиолокаторы с синтезированием апертуры (РСА).

Первые типы локаторов являются некогерентными системами и позволяют регистрировать двумерные изображения морской поверхности в координатной плоскости по дальности наблюдения и азимуту. Основным недостатком РЛС БО является невысокое пространственное разрешение.

Известно достаточно много типов радиолокаторов, которые в разное время применялись для исследований океана. В качестве примеров отметим результаты, полученные с авиационных РЛС БО "Нить" и "Торос" (СССР, Россия) [Аванесова и др., 1984; Бондур, Воляк, 1984; Булатов и др., 2003], космических систем "Чайка" (СССР) [Бондур, 1993; 1995; Бондур, Савин, 1992; 2000; Савин, 1993; 2000], "Космос-1500" [Бондур, 1993; 1995; Жидко и др., 1987; Кондратьев и др., 1992, Коптев, 1995; Лазарев и др., 1993] и других, которые показали возможность регистрации спектральных компонент волнения, зон взаимодействия внутренних волн с морской поверхностью, определения скорости приповерхностного ветра и других характеристик, а также для контроля ледовой обстановки [Дистанционное зондирование, 1984; 2000; Жидко и др., 1987]

Для дистанционного исследования морской среды наиболее эффективно применение радиолокаторов с синтезированием апертуры, использующих когерентное накопление сигналов. Для повышения разрешения радиолокационного изображения используются данные о фазе сигнала [Альперс и др., 1994; Жидко и др., 1987; Радиолокация, 1990]. Физический принцип синтезирования основан на процедуре согласованной фильтрации с коррекцией фазы, чтобы все сигналы, пришедшие от элемента поверхности в течение времени синтезирования Δt , были синфазны. Это позволяет повысить пространственное разрешение на морской поверхности до $d_d/2$, где d_d - реальная апертура антенны, не зависящая от дальности [Радиолокация, 1990; Жидко и др., 1987; The special issue, 1982; 1983]. Кроме того, РСА могут использоваться для оценки скорости течений на морской поверхности за счет эффекта Доплера [Бондур, 1993; Булатов и др., 2003; Жидко и др., 1987; Бондур, Савин, 2000; Спутники, 2001; Шамаев, 1994].

Локаторы на основе принципов синтезирования апертуры являются мощным средством получения информации о состоянии океана. Широко известны результаты, полученные с авиационных РСА: "Волна" [Бондур, Савин, 2000; Методы, 1996; Савин, 2000; Шамаев, 1994], "Экор" [Владимиров и др., 1991] (Россия), космических РСА: "Экор", который был размещен на космическом аппарате "Алмаз" (СССР, Россия) [Альперс и др., 1994; Витер и др., 1994; Кондратьев и др., 1992; Лазарев и др., 1993], РСА "Sir A,B", установленном на космическом аппарате "Seasat" (США) [Лазарев и др., 1993; The special issue, 1982; 1983], РСА космических аппаратов "RADARSAT" (Канада), "ERS-1" и "ERS-2" (Европа) [Мелентьев, Бобылев, 2000; Митник, 2003; ATSR, 1995; ERS, 1995; Jonson, Rodvald, 1994], «Space Shuttle» («Endeavor»)(США)[Спутники, 2001] JERS (Япония) [Гарбук, Гершензон, 1997; Спутники, 2002] и др.

Полученные с помощью этих РСА данные позволили оценивать спектры морского волнения, параметры внутренних волн в прибрежных акваториях, скорости течений, оценивать топографию дна и другие характеристики океана в широком диапазоне условий наблюдения, а также осуществлять экологический мониторинг и мониторинг ледовой обстановки.

ФОРМИРОВАНИЕ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Как известно, радиолокационные сигналы формируются совокупным действием отражающих элементов морской поверхности $Z(x,y)$ с учетом "весовой" функции облучаемой

площадки [Аванесова, Воляк, 1984; Басс, Фукс, 1972; Булатов и др., 2003; Жидко и др., 1987; Загородников, 1978; Калмыков, 2003; Мур, Фан, 1973]:

$$U_{вых}(xy) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} z_M(xy) W(\xi - x, \eta - y) d\xi d\eta = z \otimes \hat{W}, \quad (13)$$

где (ξ, η) -двумерная пространственная импульсная характеристика РЛС, \otimes -знак свертки.

Согласно теории рассеяния радиоволн морская поверхность разбивается на элементарные рассеиватели (границы) [Басс, Фукс, 1972]. Если угловой размер этих граней простирается, по крайней мере, на ширину одного интерференционного лепестка диаграммы направленности антенны (ДНА), то условия облучения эквивалентны однородному облучению и среднее значение удельной эффективной поверхности рассеяния (УЭПР) $\bar{\sigma}_0$ не зависит от угла визирования (или угла скольжения Θ). Мощность отраженного сигнала, поступающая на вход приемника P_{ex} , в этой первой зоне равна [Зубкович, 1968]:

$$P_{ex} = \frac{P_{nep} \cdot G_0^2 \cdot \lambda^2}{(4\pi)^3} \cdot \frac{f^4(\Theta)}{R_H^3} \alpha \cdot \frac{c\tau_u}{2} \cdot \sigma_0 \quad (14)$$

где R_H - наклонная дальность от РЛС до центра облученного участка; P_{nep} - излученная мощность РЛС; G_0 - коэффициент усиления антенны; λ - длина волны РЛС; $f^2(\Theta)$ - характеристика ДНА; α - ширина ДНА в азимутальном направлении; c - скорость света; τ_u - длительность излученного импульса.

Во второй зоне, когда угловой размер грани занимает лишь часть интерференционного лепестка, мощность резко падает и становится пропорциональной $P_{ex} \sim R_H^{-7}$. [Аванесова, Воляк, 1984; Басс, Фукс, 1972; Булатов и др., 2003; Elachi, Brown, 1977].

Граница перехода между этими двумя зонами соответствует углу падения, равному

$$\Theta_{cp} \approx \frac{\lambda}{5h_M}, \quad (15)$$

где h_M - высоты волны.

Когда высота волны мала, то граница перехода наступает уже при углах скольжения ~ 10 - 12° . При возрастании волнения эта граница отодвигается в сторону меньших значений $\sim 0,5$ - 1° ($h_M \sim 0,5$ - 1 м). В этом случае УЭПР морской поверхности при $\Theta > 50^\circ$ можно представить в виде [Зубкович, 1968; Басс, Фукс, 1972]:

$$\sigma_p^0(\Theta > 50^\circ) = \frac{|\partial_0(\varepsilon_{Mn})|^2}{2\sigma_\Theta^2} \cdot \exp\left(-\frac{tg^2 \beta}{2\sigma_\Theta^2}\right), \quad (16)$$

где $\beta = 90^\circ - \Theta$ угол, отсчитываемый от надира; $\Gamma_0(\varepsilon_{МП})$ - френелевский комплексный коэффициент зеркального отражения (при $\Theta = 90^\circ$); $\varepsilon_{МП}$ - относительная комплексная диэлектрическая проницаемость морской поверхности; σ_Θ^2 - дисперсия уклонов морских волн.

При $\Theta < 50^\circ$ - радиолокационное рассеяние мелкой пологой структурой морской поверхности может быть выражено в виде [Калмыков и др., 1968].

$$\sigma_p^0(\Theta < 50^\circ) = 4\pi \left(\frac{2\pi}{\lambda}\right)^4 \cos \beta |\Gamma_k(\varepsilon_{Mn}, \beta)|^2 \Psi_h(R), \quad (17)$$

где $\Gamma_k(\varepsilon_{МП}, \beta)$ - комплексный коэффициент отражения, отличный от френелевского; $\Psi_h(k)$ - высокочастотная часть пространственного спектра высот ветровых волн, не зависящая от скорости ветра \vec{W}_e и определяющая обратное рассеяние СВЧ сигнала в точке

$$k = \frac{4\pi}{\lambda} \sin \beta.$$

Как уже отмечалось, одним из эффектов связанных с проявлениями внутренних волн или антропогенными воздействиями на водную среду, является деформация мелкоструктурных составляющих морского волнения и появляющийся обычно эффект “выглажива-

ния” или генерации дополнительных спектральных компонент [Арумов, Бондур и др., 1981; Бондур, 1991; 1993; 1995; 2000; 2001; Бондур, Воляк, 1984; Бондур, Гребенюк, 2001; Ермаков и др., 1982; Монин, Красицкий, 1985].

Ясно, что изменения плотности пространственного спектра высот $\Delta\Psi_h$ из-за эффекта “выглаживания” морской поверхности или появления дополнительных спектральных компонент приведут к появлению относительных контрастов $\Delta\Psi_h/\Psi_h$ и, соответственно, к контрастам УЭПР $\frac{\Delta\sigma_p^0}{\sigma_p^0}$, которые зафиксирует РЛС.

Для анализа влияния изменения диэлектрической проницаемости морской среды, при расчете поля сигналов, отраженных от статистически неровной поверхности, можно воспользоваться приближением Кирхгофа [Басс, Фукс, 1972; Булатов и др., 2003; Калмыков и др., 1968; Кудрявцев, 2003; Elachi, Brown, 1977].

В этом случае комплексная амплитуда сигнала (напряжение) на выходе приемной антенны запишется как [Басс, Фукс, 1972; Методы, 1996; Шамаев, 1994; Elachi, Brown, 1977]

$$U = \frac{jk_0 Q F_0 \cos \beta_0}{2\pi R_0^2} \iint_S G^2(\alpha_a, \beta_a) \exp[-2jk_0(R_1 - h \cos \beta)] dx dy, \quad (18)$$

где $k_0 = \frac{2\pi}{\lambda}$ - волновое число излучаемой электромагнитной волны;

$$Q = \sqrt{\frac{P_{изл} G_0 A_{эфф} R_{нагр}}{2\pi}};$$

$$F_0 = 1 - \frac{2 \cos \beta_0}{\sqrt{\varepsilon}},$$

$A_{эфф}$ - эффективная площадь антенны; $R_{нагр}$ - активное сопротивление приемной антенны; $\&$ - комплексная относительная диэлектрическая проницаемость среды; R_0 - расстояние до поверхности (без неровности); h - высота неровности; R_1 - расстояние до поверхности (с учетом неровности); β_0 - угол падения луча ($\beta_0 = 90^\circ - \theta$); $G(\alpha_a, \beta_a)$ - коэффициент, учитывающий форму дна.

Изменение комплексной диэлектрической проницаемости воды $\Delta\varepsilon$, например, из-за влияния глубинных гидрофизических процессов или антропогенных воздействий, приведет к изменению амплитуды сигнала на входе приемной антенны ΔU (вследствие изменения F_0), т.е. к относительному контрасту $\left(\frac{\Delta U}{U}\right)_{загр.}$ в месте таких воздействий.

Отображение на радиолокационных изображениях не только сантиметровых волн, но и энергонесущих компонент волнения объясняется «двухмасштабной моделью», в которой учитывается резонансный (брегговский) механизм рассеяния радиоволн на волнах ряби, а также их модуляция за счет крупномасштабных волн [Басс, Фукс, 1972; Загородников, 1978]. Эта задача в рамках «двухмасштабной модели» решается с использованием метода малых возмущений, определяющих резонансный механизм рассеяния и метода Кирхгофа, описывающего высокие плавные возмущения для волн, высота которых велика по сравнению с длиной радиоволн. Усредненное значение УЭПР в зависимости от локального угла скольжения в этом случае определяется выражением [Басс, Фукс, 1972; Булатов и др., 2003; Жидко и др., 1987; Загородников, 1978]:

$$\sigma^0(\theta) = \iint \sigma_p^0(\theta) P(\nabla_{\xi_x}, \nabla_{\xi_y}) d\nabla_{\xi_x} d\nabla_{\xi_y}, \quad (19)$$

где $P(\nabla \xi_x, \nabla \xi_y)$ - плотность распределения уклонов волн; $\sigma_p^o(\theta)$ - УЭПР, определяемая из (17).

Необходимо отметить, что указанная теория формирования РЛ-сигнала достаточно хорошо описывает обратное рассеяние радиоволн при углах скольжения $0 \geq 10 \dots 20^\circ$. При углах скольжения менее $5^\circ \dots 10^\circ$ значительное влияние на УЭПР оказывает затенение волн. Поэтому, при меньших углах скольжения (обычно характерных для самолетных радиолокаторов) необходимо учитывать другие механизмы формирования радиолокационных изображений.

В ряде работ, обзор которых приведен в [Булатов и др., 2003], исследованы нерезонансные механизмы рассеяния радиоволн морской поверхности. Это позволило авторам предложить модификацию двухмасштабной модели за счет добавления еще одного масштаба и учета вклада крутых обрушающихся волн, размеры которых (длина ~ 1 м, высота $10 \dots 20$ см) занимают промежуточное положение между брэгговскими (сантиметровыми) и более длинными (декаметровыми) гравитационными волнами. Такая модель позволяет учитывать особенности формирования радиолокационных сигналов при настильных углах зондирования морской поверхности.

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ И СУТЬ МЕТОДА МНОГОЧАСТОТНОЙ РАДИОВОЛНОГРАФИИ

На основе изложенных принципов формирования радиолокационных сигналов от морской поверхности развивается ряд методов радиолокационного зондирования, среди которых следует отметить метод многочастотной радиоволнографии (рис.14,15)[Бондур, Савин, 2000; Методы, 1996; Шамаев, 1994]. С учетом известных упрощений изложенных выше теоретических предпосылок установлено, что отраженные радиолокационные сигналы пропорциональны амплитудам волновых компонент, удовлетворяющим условию резонансного (брэгговского) рассеяния [Басс, Фукс, 1972; Зубкович, 1968; Калмыков и др., 1968; Мур, Фан, 1973; Elachi, Brown, 1977]

$$k = 2 k_0 \cos \theta, \quad (20)$$

где k - волновой вектор поверхностной волны; k_0 - волновой вектор излучаемой электромагнитной волны; θ - угол скольжения.

Модель резонансного рассеяния (20) может быть принята для углов скольжения θ не менее 5° . Это подтверждается путем численных экспериментов на основе метода Кирхгофа, в котором решается задача дифракции на неровной поверхности [Аванесова, Воляк, 1984; Басс, Фукс, 1972; Булатов и др., 2003; Кудрявцев, 2003; Методы, 1996; Шамаев, 1994].

Как уже отмечалось, радиолокатор регистрирует энергию отраженного сигнала, которая определяется удельной эффективной поверхностью рассеяния (УЭПР).

$$\sigma_p^o(\theta) = 16\pi k^4 |F(\varepsilon, \theta)|^2 \Psi(R_p) \quad (21)$$

где \bar{k}_p - волновое число волны резонансного рассеяния; $F(\varepsilon, \theta)$ - функционал, зависящий от диэлектрической проницаемости и угла зондирования (см (16, 17)); $\Psi(R_p)$ - значение спектра волнения на резонансной длине волны.

При оценке спектрального состава ветрового волнения следует исходить из двойного эффекта воздействия глубинных гидродинамических процессов или загрязнений на сигналы РЛС: из брэгговского условия и из условия связи средней длины волны морского волнения $\bar{\lambda}_{мс}$ для энергонесущих компонент с силой ветра W_e через наличие мелкой "ряби".

Как известно, спектр сигналов морского волнения весьма широк (от миллиметровых волн до волн длиной в десятки и сотни метров [Давидан и др., 1985; Монин, Красицкий,

1985; Рожков, 1979]). Поэтому в волнении всегда существуют брэгговские составляющие, на которые реагирует та или иная РЛС [Басс, Фукс, 1972; Загородников, 1978; Зубкович, 1968; Калмыков и др., 1968; Мур, Фан, 1973]. Соответственно, как уже отмечалось ранее, то или иное изменение спектрального состава компонент волнения будет зафиксировано радиолокатором обзора морской поверхности, в первую очередь, в виде изменений амплитуды принятого (отраженного) сигнала.

Причём в месте выхода внутренних волн или появления загрязняющих веществ на поверхности возможно как уменьшение УЭПР (отрицательный контраст) при балльности морского волнения, больше нулевой, так и увеличение УЭПР (положительный контраст) при нулевой балльности (штилевая погода), например, если в загрязняющих веществах присутствуют пузырьковые составляющие или твёрдые всплывшие частицы [Аванесова, Воляк, 1984; Бондур, 1991; Бондур, Воляк, 1984; Булатов и др., 2003, Методы, 1996].

Во втором случае воздействие на морскую поверхность приводит к изменению периода длинноволновых энергонесущих составляющих спектра, вследствие снижения эффективности передачи энергии от "ряби" к длинным волнам Λ_{me} [Бондур, 1993; 2000; Бондур, Воляк, 1984; Методы, 1996; Bondur, 1995].

Связь длины волны Λ_{me} и скорости ветра W_e осуществляется через коэффициент q_e , который для развитого волнения имеет величину $q_e \approx 1.92$, т.е. $W_e \approx q_e \sqrt{\Lambda_{me}}$ [Ветер, 1986; Монин, Красицкий, 1985; Океанология, 1978].

При возмущениях, связанных с проявлением глубинных процессов или загрязнением морской среды, коэффициент связи q_e изменяется. При постоянстве скорости ветра это приведёт к изменению средней длины волны $\bar{\Lambda}_{me}$. Следовательно, РЛС должна реагировать как на изменение УЭПР, так и на локальное изменение среднего периода волн \bar{T}_e в месте загрязнения. Поэтому целесообразно иметь РЛС, работающую в 2-х или более диапазонах длин волн - сантиметровом, при фиксации изменения "ряби", и метровом (дециметровом), при фиксации изменения средней длины энергонесущих волн.

В принципе, возможна работа только на одной длине волны в сантиметровом диапазоне, поскольку длинные волны как бы модулируют морскую рябь, что проявляется на радиолокационном изображении в виде периодической структуры волнения и соответствующем изменении периода волн в месте воздействия глубинных процессов или загрязняющих веществ. Однако с целью получения максимальной информации о спектральном составе радиолокационных сигналов, связанных через соотношение Брэгга со спектром морского волнения, целесообразно при проведении экспериментов иметь на борту носителя РЛС, работающую на двух или более достаточно удалённых длинах волн (λ_1 и $\lambda_2...$) [Бондур, 1993; 1995; 2001; Бондур, Савин, 2000; Методы, 1996; Шамаев, 1994].

При получении пространственного спектра волнения $S(k)$ (рис.18) будем исходить из эффекта резонансного рассеяния радиоволн от морской поверхности, при котором длина поверхностной волны и длина волны РЛС оказываются "жестко" связанными.

Следовательно, если выбрать длины волн РЛС достаточно удалёнными (волновые числа k_1, k_2, k_3 на рис. 18), то можно в первом приближении оценить пространственный спектр морского волнения.

Для уточнения характера кривой $S(k)$ при ограниченном числе несущих длин волн РЛС используется зависимость волновых чисел от косинуса угла скольжения (Θ) (20). При правильно поставленной методике эксперимента за счет разницы в углах визирования морской поверхности можно получить дополнительные составляющие спектра в области изменений волновых чисел Δk_l на величину $\sim 10-15\%$ отклонения от волнового числа k_i [Бондур, Савин, 2000; Методы, 1996; Шамаев, 1994; Bondur, 1995].

Сам же эффект изменения спектрального состава морского волнения от воздействия глубинных возмущений или загрязнения проявляется в появлении приращения $\Delta S_i(k)$ (рис. 18).

Оценка наличия течений на морской поверхности по радиолокационным данным может проводиться двумя способами: спектральным и доплеровским. При спектральном способе, исходя из полного дисперсионного соотношения

$$\omega = (gk)^{\frac{1}{2}} + U_T k, \quad (22)$$

где U_T -скорость течения, должны быть найдены частотный спектр $S(\omega)$ (или мгновенный спектр) и пространственный спектр $S(k)$ (или усреднённый по кадрам спектр). После чего для энергонесущего пика определяется ω_{max} и k_{max} и находится скорость течения U_T .

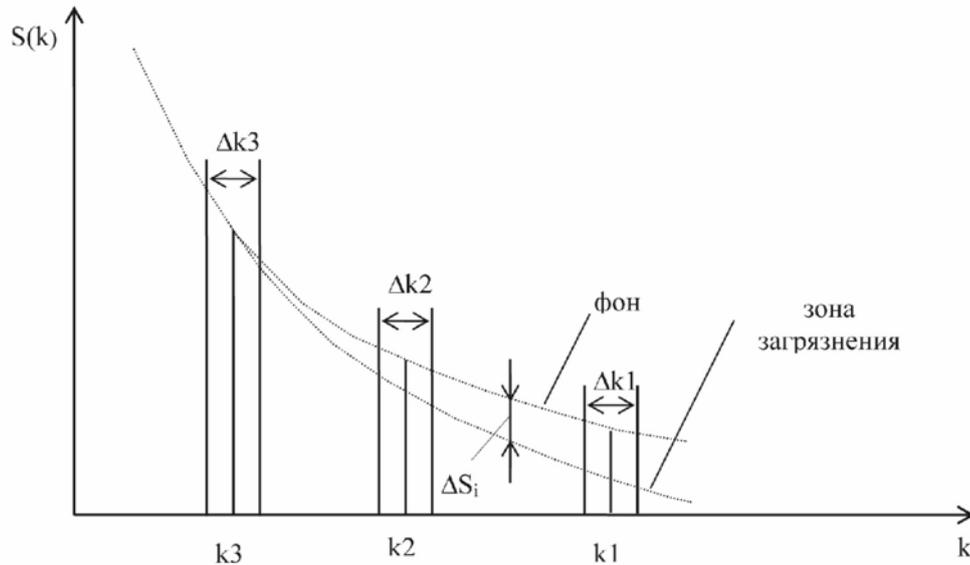


Рис. 18. Оценка пространственного спектра морской поверхности методом многочастотной радиоволнографии

При доплеровском способе можно сразу определить доплеровское смещение частоты отражённого сигнала

$$F_D = \frac{2U_T}{\lambda} \cos \Theta. \quad (23)$$

Если течение перпендикулярно полету, то луч РСА направлен "по" или "против" течения. Однако существуют мешающие факторы, в первую очередь, связанные с конечной шириной луча α_{az} (диаграммы направленности антенны по азимуту) и скоростью перемещения носителя V_n , что приводит к возникновению доплеровского расширения спектра частот

$$\Delta F_D = \left(\frac{2V_T}{\lambda} \right) \cdot \alpha_{az}. \quad (24)$$

Спектр сигнала от РЛС, установленной на движущемся носителе, $S(\omega)$ при обзоре морской поверхности формируется в результате "свёртки" спектров отражённых сигналов при неподвижной антенне $S_1(\omega)$ и спектров сигналов при движении РЛС над неподвижной ("замороженной") поверхностью $S_2(\omega)$.

В случае появления течений (и соответствующего спектра $S_3(\omega)$), спектр сигнала $S(\omega)$ будет получаться в результате двукратной свёртки:

$$S(\omega) = S_1(\omega) * S_2(\omega) * S_3(\omega), \quad (25)$$

где * - знак «свёртки».

Операции "свёртки" свойственны перемножение площадей и сложение дисперсий. Поэтому, чтобы разделить составляющие спектра, необходимо применение дополнительных мер для РЛС обзора морской поверхности. К таким мерам относится введение дополнительного луча L_2 , развёрнутого относительно основного луча на некоторый азимутальный угол $\varphi_{разв}$ (рис 19.) [Бондур, Савин, 2000; Жидко и др., 1987; Bondur, 1995].

Кроме того, для определения доплеровского сдвига сигнала необходимо, чтобы РЛС была когерентной.

Ясно, что при наличии течения должно произойти расширение спектра сигнала по сравнению со случаем, когда течения на морской поверхности нет. Чтобы зафиксировать расширение спектра необходимо либо выполнить съемку поверхности в два момента времени (однолучевая съемка), когда нет течения и когда течение присутствует, либо провести съемку поверхности одновременно в двух разных точках поверхности, где есть и где нет течения (двухлучевая съемка).

В результате, для измерения течений необходимо методику полета самолета с радиолокационным бортовым комплексом строить так, чтобы основные лучи РЛС (L_1 на λ_1 и L_2 на λ_2) были направлены "по" или "против" течения (рис.19).

В случае двухлучевой системы должно производиться сравнение доплеровского сдвига в лучах L_1 и L_2 , а для однолучевой системы можно использовать систему доплеровских фильтров, настроенных на различные доплеровские частоты в спектре отраженного от сигнала.

Отмеченные выше особенности показывают, что для восстановления нескольких гармоник спектра волнения необходимо использовать радиолокаторы с несколькими длинами волн $\lambda_1, \lambda_2, \dots$, и на разных углах скольжения (Θ_1, Θ_2) с несколькими лучами (например, двумя), разнесенными по азимуту. Такой метод получил название многочастотной многолучевой радиоволнографии [Бондур, 1991; 1993; 1995; 2001; Бондур, Савин, 2000; Методы, 1996; Шамаев, 1994; Bondur, 1995]. Суть этого метода иллюстрируются на рис.20. [Бондур, 1991; 1993; 1995; 2001; Bondur, 1995] Он заключается в следующем:

- формировании радиолокационных изображений на нескольких (например, трех $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$) длинах волн под различными углами визирования и при различных азимутах с использованием нескольких, например, трех лучей (рис.20,а);
- восстановлении спектральных характеристик морской поверхности (рис.20,б);
- расчете информативных признаков исходных радиолокационных изображений или их спектров и статический анализ этих признаков (рис.20,в);
- выделении областей интереса (рис. 20,г);
- построении карты исследуемого района с выделенными областями (рис.20,д);
- определении значимых параметров водной среды (рис.20,е).

Практическая реализация метода многочастотной радиоволнографии является мощным инструментом дистанционного мониторинга океана.

ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ МЕТОДОВ ЗОНДИРОВАНИЯ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Эффективность радиолокационных методов для дистанционной индикации различных процессов и явлений в морях и океанах подтверждена в многочисленных экспериментах [Арумов, Бондур и др., 1981; Бондур, 1993; 1995; 2001; Бондур и др., 1999; Бондур, Воляк, 1984; Бондур, Савин, 2000; Булатов, 2003; Витер и др., 1994; Жидко и др., 1987; Загородников, 1978; Методы, 1994; Шамаев, 1994].

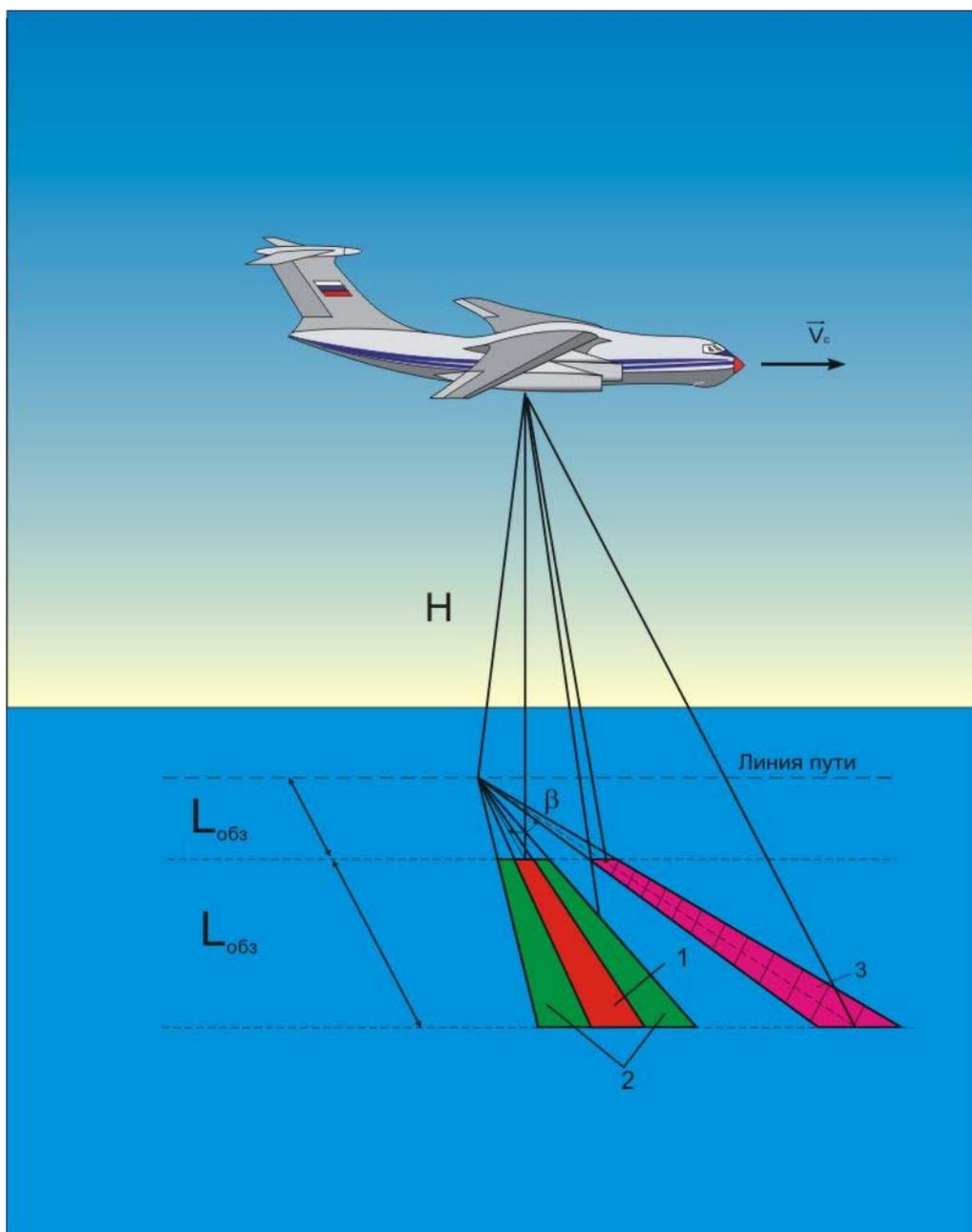


Рис. 19. Схема зондирования морской поверхности при реализации метода многочастотной радиоволнографии

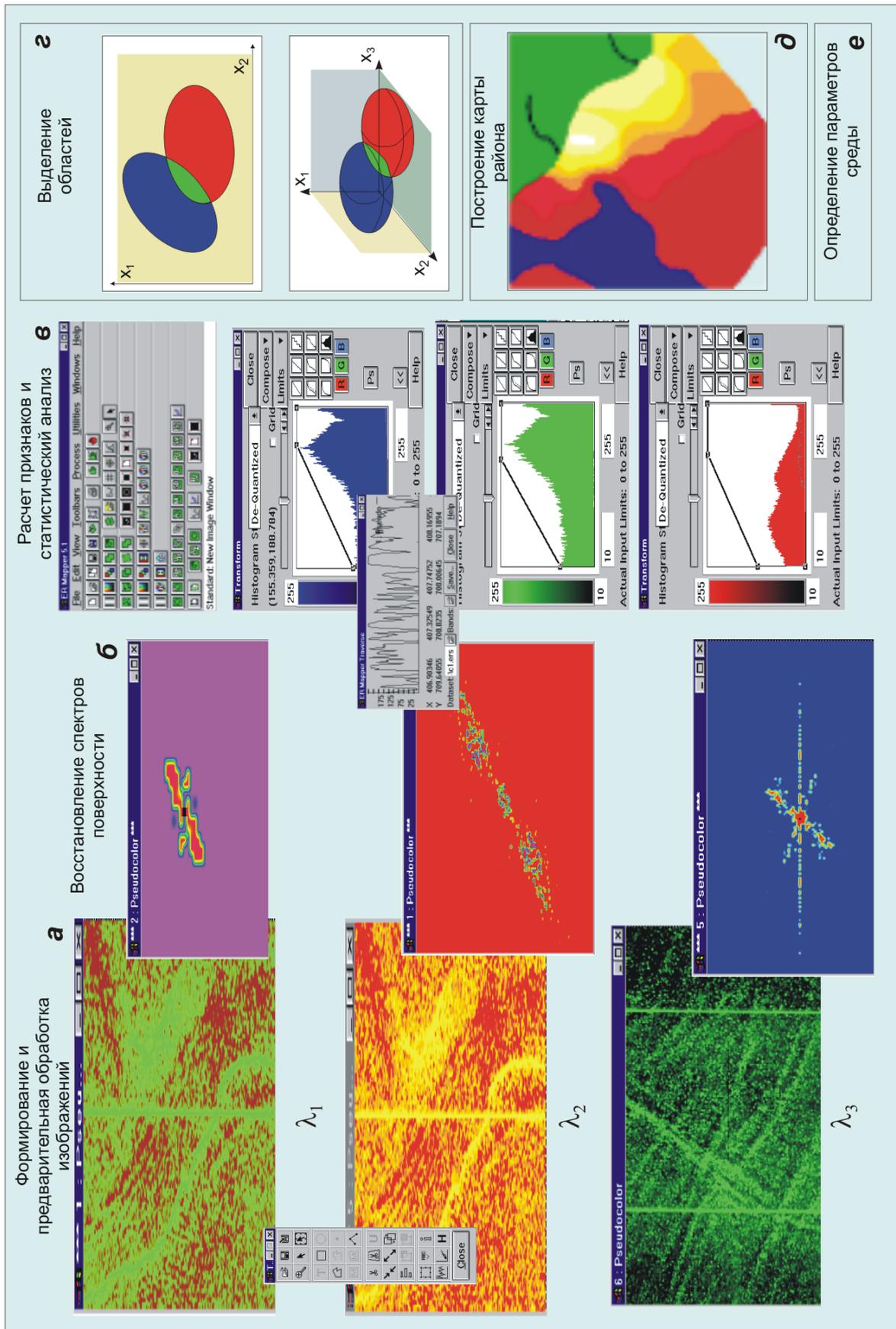


Рис. 20. Иллюстрация основных принципов метода многочастотной радиоволнографии

На рис.21,а в качестве примера приведено радиолокационное изображение, полученное с российского космического аппарата "Алмаз-1" (длина волны 9,6 см, пространственное разрешение 10 см), в зоне различных аномалий. Эти аномалии выделены на отдельных фрагментах (рис.21 б-д). Они обусловлены сликами различного происхождения, в том числе загрязнениями и глубинными стоками. Результаты обработки этого изображения по специально разработанным алгоритмам и программам [Бондур, 1993; 1995; Бондур, Старченков, 2001] приведены на рис.21,е и фрагментах (рис.21ж-к).

После обработки проявление аномалий существенно улучшилось (контрасты амплитуд сигналов возросли от 2 до 10 раз по сравнению с исходным изображением). Во всех случаях аномалии проявляются в уменьшении амплитуд радиолокационных сигналов (УЭПР), обусловленных подавлением гравитационно-капиллярных компонент волнения.

На рис.22, в качестве примеров, приведены фрагменты самолетные (РЛС БО «Нить») радиолокационных изображений (а,б,в), их двумерные пространственные спектры (г,д,е) и азимутальные сечения этих спектров (ж,з,и) в области проявлений внутренних волн (б,в). Двумерные спектры в зоне внутренних волн более вытянуты (рис.22 д,е) по сравнению с более изотропными спектрами чистой морской поверхности (рис.22,г), что свидетельствует о возможности их автоматической идентификации по различным информативным признакам.

Для автоматизированного выделения аномалий, вызванных различными явлениями, например, загрязнениями морской среды, по радиолокационным изображениям вначале производится обучение системы распознавания, суть которого состоит в создании двух обучающих классов - "фон" и "аномалия". В каждом классе формируется выборка значений информативных признаков, рассчитываются их статистические характеристики и определяются соответствующие пороги для разделения этих классов. Затем анализируется исследуемая выборка. По значениям информативных признаков этой выборки производится отнесение участков морской поверхности к одному из двух, названных выше, классов с использованием различных критериев (Неймана-Пирсона, Фишера, отношения правдоподобия и др.). Некоторые результаты такой обработки приводятся в работах [Бондур, 1993; 2001; Бондур и др., 1999; Bondur, 1995].

На рис. 23, 24 в качестве примеров, демонстрирующих возможности разработанных методов, представлены некоторые результаты обработки радиолокационных изображений, полученных со спутников «JERS-1» и «RADARSAT» для прибрежных акваторий у о.Оаху (Гавайи). Обработке подвергались фрагменты изображений с целью выявления загрязнений, обусловленных речными стоками и глубинным сбросом.

На рис. 23 приведены схема и результаты обработки радиолокационного изображения, полученного спутником «JERS-1» (разрешение 18 м, длина волны 23,5 см).

Кроме процедур, показанных на рис. 23 (формирование обучающих выборок, статистический анализ, 2-х мерное представление, классификация) осуществлялась также предварительная обработка. Эта обработка заключалась в выравнивании и эквализации гистограммы радиолокационных сигналов, а также фильтрации усредняющим фильтром (3x3 пикселя) для подавления спекл-шума исходного изображения [Бондур, 1995; Бондур, Старченков, 2001].

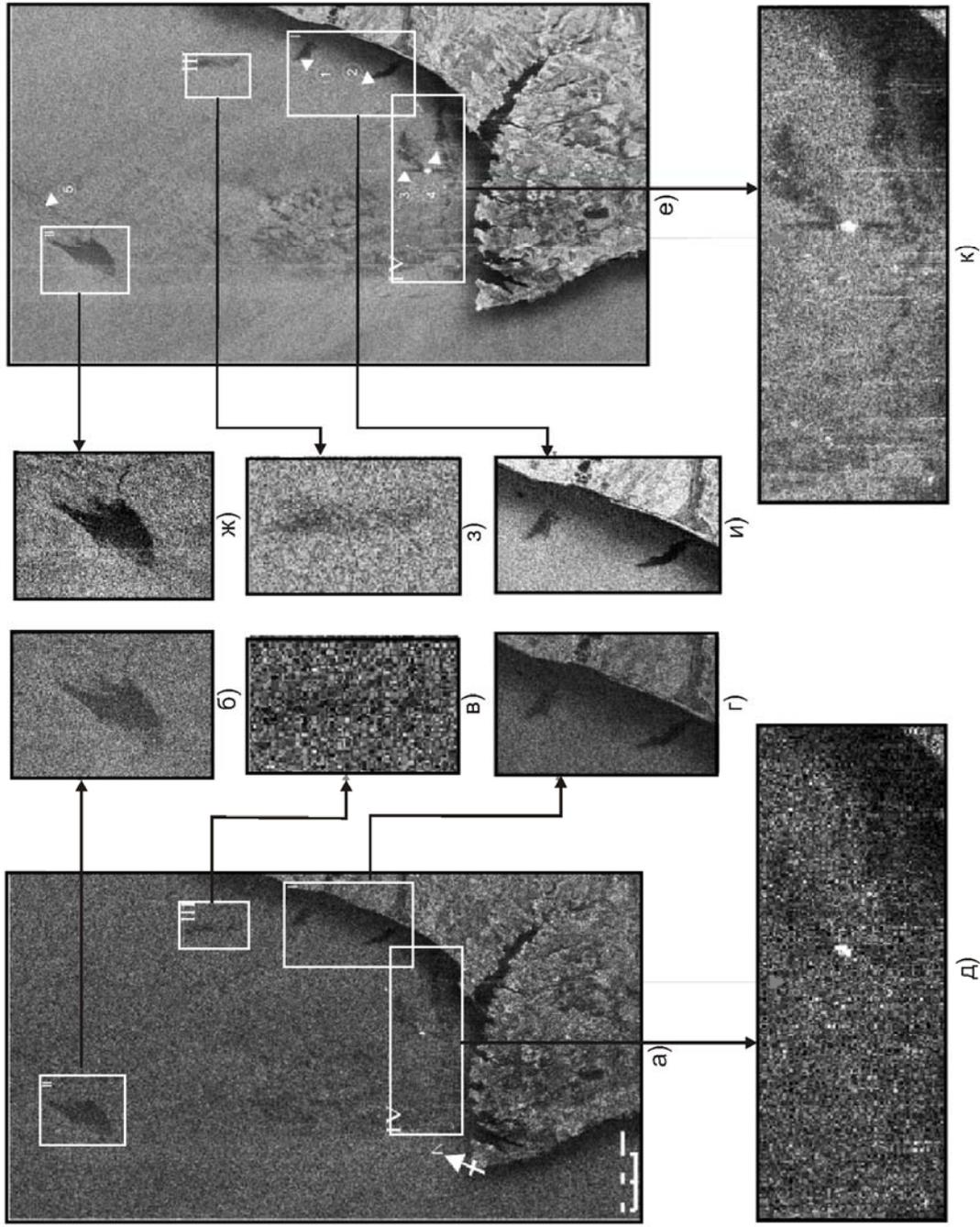


Рис.21. Обработка космических радиолокационных изображений, полученных в прибрежной зоне Черного моря: а - исходное изображение; б, в, г, д - увеличенные фрагменты исходного изображения; ж, з, и, к - увеличенные фрагменты обработанного изображения

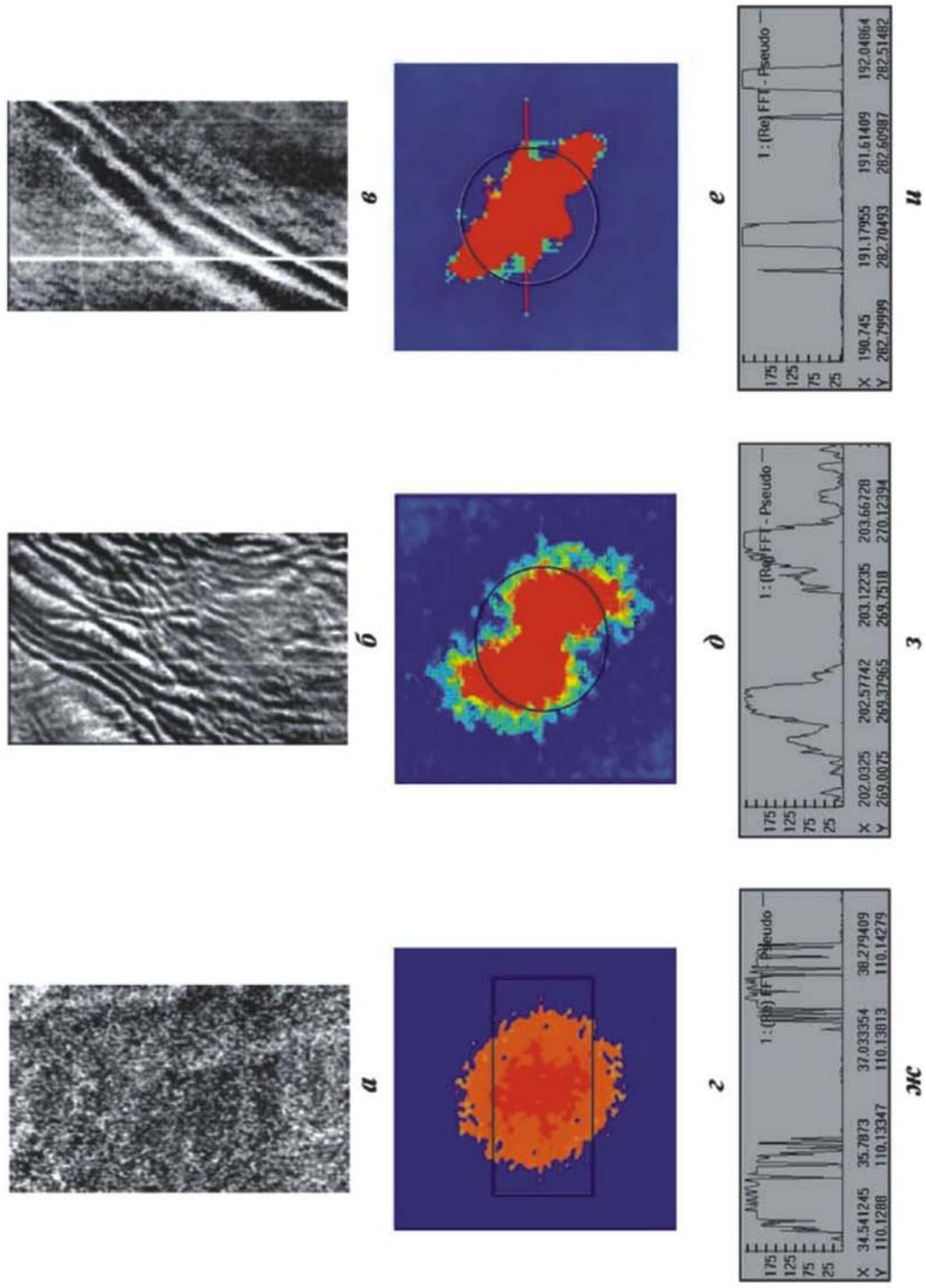


Рис. 22. Результаты пространственной спектральной обработки фрагментов радиолокационных изображений морской поверхности: а) чистая морская поверхность; (б, в) проявления внутренних волн; (г, д, е) двумерные пространственные спектры, (ж, з, и) сечения спектров в выбранных направлениях

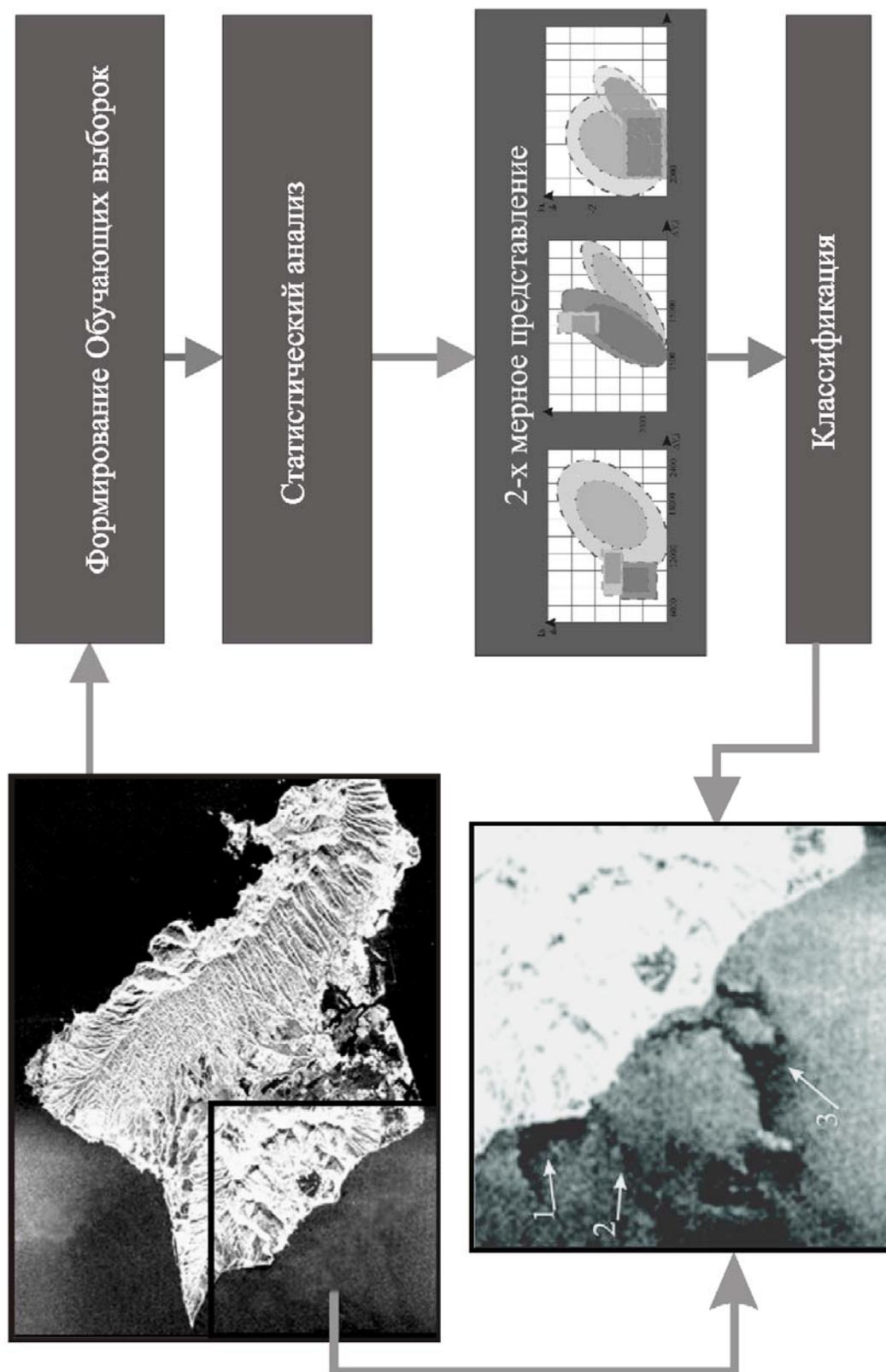


Рис. 23. Выделение аномалий, вызванных стоками с о.Оаху (Гавайи) по радиолокационному изображению спутника "JERS"

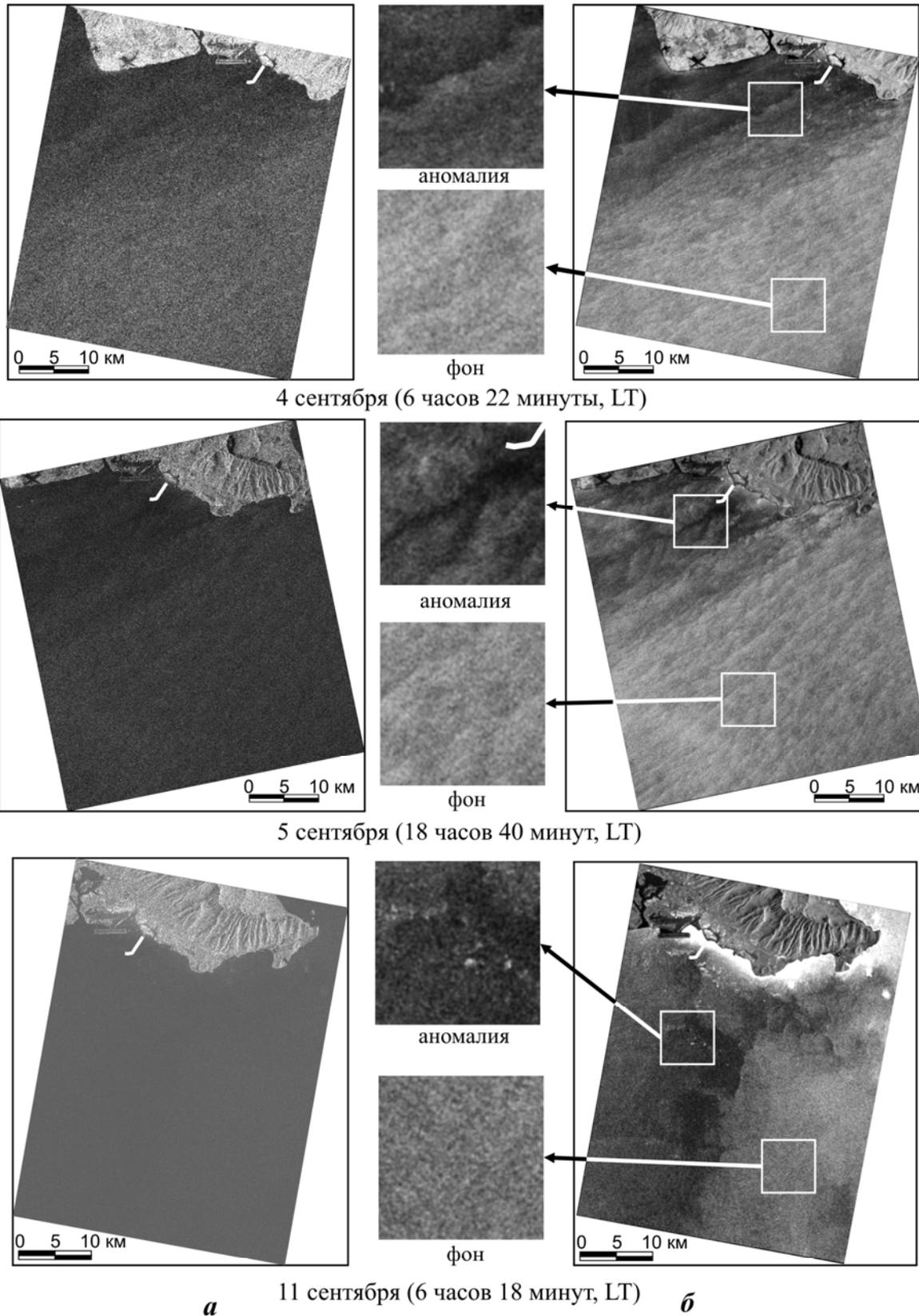


Рис. 24. Результаты обработки радиолокационных изображений, полученных со спутника RADARSAT при мониторинге антропогенных воздействий на акваторию бухты Мамала (г. Гололулу, Гавайи) в сентябре 2003 года:
 а - геометрически скорректированные и геопрямленные исходные радиолокационные изображения; б - обработанные изображения

Для выделения зон загрязнений использовался алгоритм классификации по оптимальным информативным признакам, определяемым с помощью различных типов межклассовых расстояний из обучающей выборки.

В результате проведенной обработки выделены 3 аномальные области, обозначенные цифрами на левом нижнем фрагменте рис. 23. Аномалии 1 и 2 вызваны речными стоками западной части о.Оаху, а аномалия 3 обусловлена глубинным сбросом Waianae Outfall.

На рис. 24 представлены результаты аналогичной обработки трех радиолокационных изображений, полученных с борта спутника «RADARSAT» (пространственное разрешение 8 м, длина волны 5.6 см, поляризация горизонтальная). Изображения получены 4-го, 5-го и 11 сентября 2003 г. для акватории бухты Мамала (Гавайские острова) при проведении международного эксперимента по мониторингу антропогенных воздействий на прибрежные акватории, вызванные глубинным стоком с о.Санд (глубина сброса – 70 м, удаление от берега ~ 2,5 км). На рис. 24,а приведены исходные геометрически скорректированные, геопривязанные радиолокационные изображения, а на рис. 24,б – обработанные изображения с выделением увеличенных фрагментов в области фона и в области аномалий, вызванных заглубленным стоком. Анализ радиолокационных изображений, полученных в разные дни экспериментов при различных гидрометеорологических условиях, свидетельствует о различном проявлении поверхностной аномалии, связанной со сликом, вызванным выходом на поверхность возмущений, обусловленных глубинным стоком (размер, контраст, форма, направление распространения аномалий и т.п.).

Приведенные результаты свидетельствуют об эффективности применения радиолокационных методов для мониторинга антропогенных воздействий на морские акватории.

СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИЕ, МНОГОСПЕКТРАЛЬНЫЕ И ГИПЕРСПЕКТРАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ

Для исследования многих процессов и явлений, происходящих в глубине, в приповерхностном слое и на поверхности морей и океанов, весьма эффективно применение спектрометрических методов. Эти методы позволяют определять спектры электромагнитного излучения в видимом и инфракрасном диапазонах спектра электромагнитных волн, а также такие важные характеристики водной среды, как спектральные коэффициенты отражения и поглощения, коэффициенты спектральной яркости, концентрацию взвешенных частиц и т.п. [Беляев и др., 1978; Бондур, 1991; 1993; 1995; Кондратьев и др., 1992; Лазарев и др., 1993; Мишев, 1985; Моисеенко, 1994; Савиных, Соломатин, 1995; Bondur, 1995; Jonson, Rodvald, 1994]. При проведении таких исследований использовались малогабаритные скоростные спектрометры [Беляев и др., 1978; Лазарев и др., 1993; Мишев, 1985; Моисеенко, 1994], а также микропроцессорные видео спектрометрические системы, предназначенные для формирования, визуализации и регистрации спектров водных объектов с их одновременным фотографированием с борта самолетов и пилотируемых космических аппаратов [Кондратьев и др., 1992; Лазарев и др., 1993; Мишев, 1985].

Для исследования как спектральных, так и пространственных характеристик морской среды могут использоваться многоспектральные приборы [Бондур, 1993; Гарбук, Гершензон, 1997; Дистанционное зондирование, 1984; Киенко, 1994; Кондратьев и др., 1992; Коптев, 1995; Лазарев и др., 1993; Моисеенко, 1994; Bondur, 1995; Jonson, Rodvald, 1994; Viktorov, 1996; MODIS, 2002] и, так называемые, гиперспектрометры, обеспечивающие формирование с высокой скоростью изображений и одновременную запись информации большого числа соприкасающихся спектральных каналов изображения [Бондур, 1993; 1995; 2001; Advanced, 1996; Bondur, 1995; Remote sensing, 2002].

Некоторые результаты применения многоспектральных приборов для глобальных исследований океана продемонстрирована на рис. 1 и 2 настоящей работы.

В настоящее время такие исследования могут проводиться с борта космических аппаратов AQUA, TERRA, EO-1 и др.

Эффективность многоспектральных методов для региональных исследований демонстрируется на рис.25, где представлена серия изображений, полученных в 1993 г. с помощью камеры МК-4 спутника «Ресурс-Ф» в различных спектральных участках видимого диапазона в районе акватории Черного моря у Крымского полуострова (разрешение ~ 12 м). По этим данным могут быть построены карты загрязнений исследуемых акваторий, представляющие собой цветовую композицию изображений, зарегистрированных в различных спектральных диапазонах, позволяющие выделять участки с различными спектральными характеристиками, обусловленными различной степенью загрязнения. На представленных изображениях видно, что в разных спектральных диапазонах выделяются различные особенности морской поверхности и приповерхностных слоев, связанные с воздействием антропогенных факторов в прибрежных водах. На изображении, представленном на рис.25,е, являющемся результатом совместной обработки, отчетливо проявляется результат воздействия на прибрежные воды главного стока в районе г. Севастополя.

На рис. 26 представлены некоторые результаты, полученные с помощью космической многоспектральной аппаратуры высокого пространственного (~ 4 м) спутника «Kopos-2» для прибрежных акваторий: у о.Оаху (Гавайские острова).

Изображения и результаты их обработки, представленные на рис. 26,а, получены 28 июля 2000 г. в зоне глубинного стока Honouliuli. Изображения, приведенные на рис. 26,б получены 2 сентября 2002 г. в области глубинного сброса с о.Санд.

Основные положения методики обработки заключались в следующем:

- предварительная обработка путем свертки с маской размером 3x3 пикселя, повышении контрастности отдельных спектральных каналов, синтезе псевдоцветовых изображений, световой балансировке по спектральным составляющим и т.п.;

- тематическая обработка, заключающаяся в вычислении информативных признаков, их статистическом анализе и непараметрической классификации.

На рис. 26,а приведены исходные фрагменты канальных изображений, некоторые промежуточные и конечный результаты обработки многоспектральных изображений. На рис. 26,б представлены исходные изображения и конечный результат их обработки. В обоих случаях на исходных изображениях глубинные стоки практически не проявляются, в то время как после обработки они отчетливо видны. В обоих случаях аномалии, связанные с глубинными стоками обусловлены повышением мутности приповерхностных слоев океана, что приводит к повышению светорассеяния, наиболее сильно проявляющегося в синем и зеленом спектральных каналах.

Более мощный сток в бухту Мамала с о.Санд (расход ~ 65 млн.гал/сут (~ $3 \cdot 10^6$ г/с), глубина сброса 70 м, удаление от берега ~ 2.5 мили) проявляется в виде достаточно обширной аномалии, имеющей два отчетливо видных лепестка юго-западного и юго-восточного направлений. Длина большего лепестка достигает ~ 9 км, а его ширина ~ 3.8 км. Меньший лепесток имеет длину ~ 5 км и ширину ~ 2 км. Такая форма аномалии, связанной с конкретным глубинным стоком обусловлена конструктивными особенностями сбросового устройства (излом диффузора), а также спецификой полей течений в конкретный день проведения эксперимента. Поля течений, а также глубинные профили температуры и солености измерялись с помощью стационарных буйковых станций и кораблей, участвующих в эксперименте. Полученные с их помощью результаты облегчали интерпретацию космических данных.

Одним из перспективных гиперспектральных приборов для контроля прибрежных акваторий является авиационная система ААНIS [Advanced, 1996], обеспечивающая формирование изображений со скоростью 55 кадров в секунду, ширину полосы обзора 200м и пространственное разрешение 1м с высоты 1000м. Каждый пиксель изображения раскла-

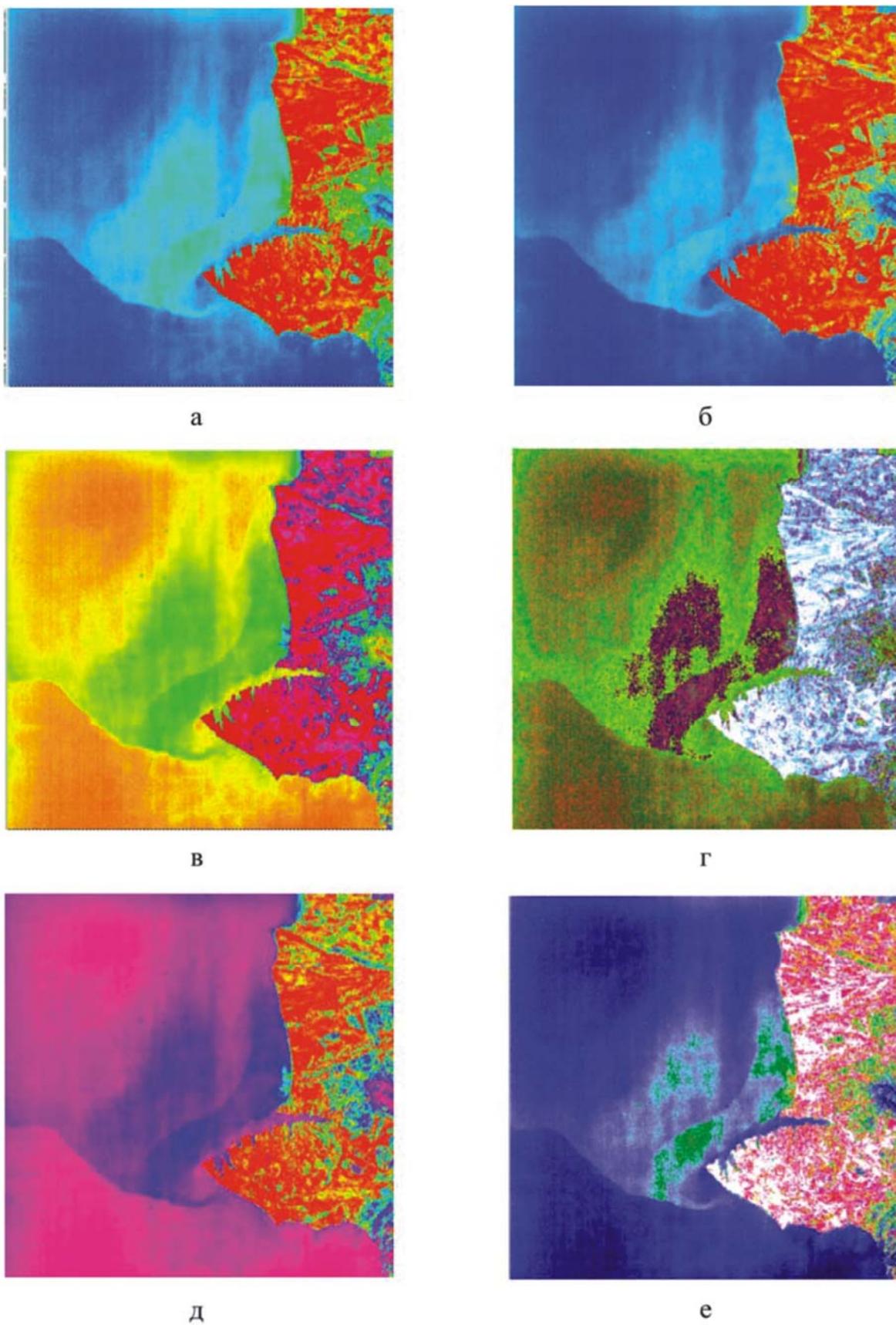


Рис. 25. Результаты обработки многоспектральных изображений района акватории Черного моря вблизи г.Севастополя

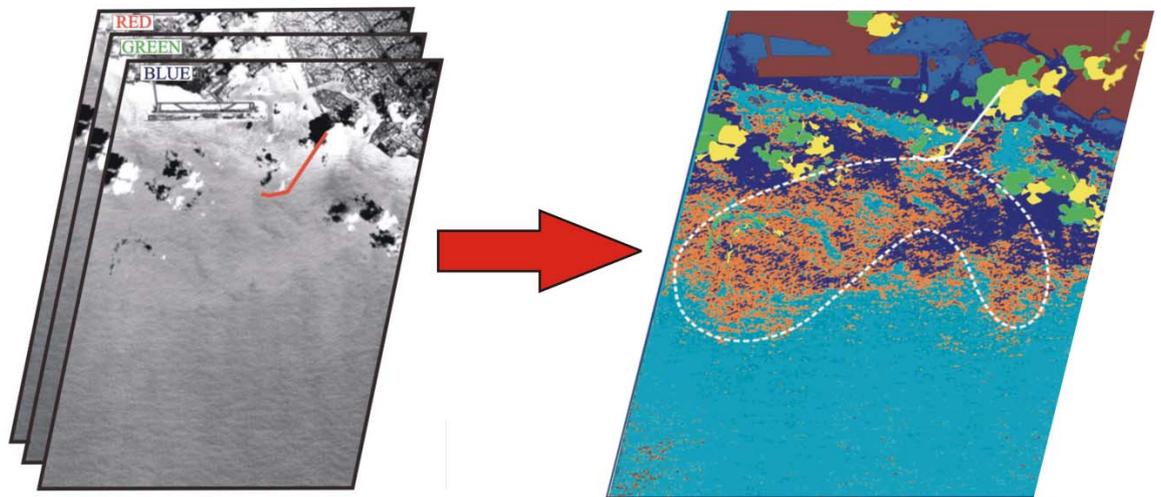
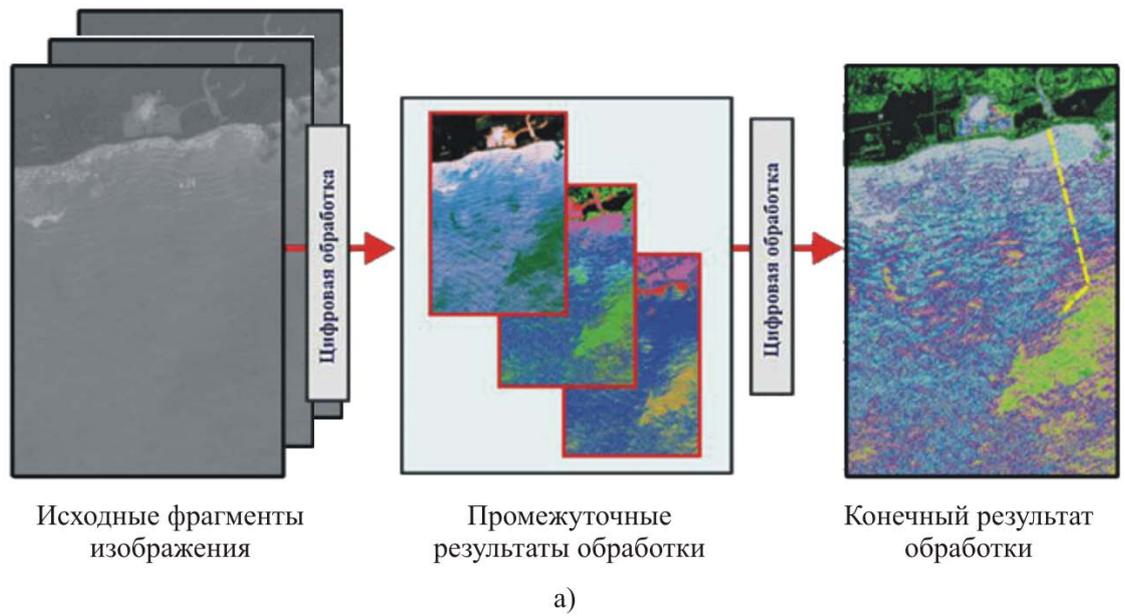


Рис. 26. Выделение зон антропогенных воздействий, связанных с глубинными стоками с о.Оаху (Гавайи) по многоспектральным космическим изображениям: а - обработка изображений для стока Нопулиули (28 июля 2000 г.); б - обработка изображений для стока о.Санд (2 сентября 2002 г.)

дывается на 288 спектральных каналов в диапазоне $432 \div 832$ нм со спектральным разрешением 5,5 нм.

Разрабатываемая отечественная гиперспектральная аппаратура "Электрон" обеспечивает полосу обзора 400м и пространственное разрешение $\sim 0,8$ м с высоты 1 км. При этом достигается спектральное разрешение 5 нм в спектральном диапазоне 430...760 нм [Бондур, Савин, 2001].

В настоящее время проблемами, сдерживающими широкое применение гиперспектральных аэрокосмических методов, является отсутствие эффективных методов обработки и интерпретации, а также сложность надежной валидации получаемых с их помощью данных. Однако эти проблемы интенсивно решаются, и в самое ближайшее время следует ожидать многообещающих результатов от применения этих чрезвычайно перспективных датчиков.

ЛИДАРНЫЕ МЕТОДЫ

Лидарные методы обеспечивают зондирование водной толщи на глубине в несколько десятков метров. С их помощью могут быть измерены вариации таких характеристик морской среды, как мутность; температура; соленость; концентрация основных биогенных элементов, тяжелых металлов, нефтепродуктов, растворенных органических веществ и др. Эти методы основаны на различных эффектах взаимодействия лазерного излучения с водной средой [Бондур, 1993; Бондур, Зубков, 2001; Бункин и др., 1987; Клышко, Фадеев, 1978; Межерис, 1987; Океанология, 1978; Bondur, 1995; Keeler, Ulich, 1997; Lutomirski, 1994].

Для измерения физико-химических параметров среды могут быть использованы лазерно-искровой метод, метод лазерной корреляционной спектроскопии и другие методы.

Содержание растворенных органических веществ может быть измерено путем анализа спектров комбинационного рассеяния и флуоресценции, возбуждаемых лазерным излучением.

С помощью поверхностных лидаров путем оценки статистики бликов от взволнованной морской поверхности можно определять многие характеристики ветрового волнения и их изменения под действием различных антропогенных факторов [Bondur, 1995].

В настоящее время разработан новый эффективный метод лазерного зондирования - метод, основанный на анализе локальных экстремумов градиента (ЛЭГР) сигнала обратного рассеяния, связанный с использованием модифицированного приближения уравнения лидара, учитывающим эффекты многократного рассеяния в малоугловом приближении [Бондур, 1993; 1995; 2001; Бондур, Зубков, 2001].

Метод позволяет определять размеры зоны загрязнений, ее внутреннюю структуру и динамику, изучать влияние естественных гидродинамических процессов (приливы, течения и др.) на указанные характеристики.

На рис.27, в качестве примеров, демонстрирующих возможности методов лазерного зондирования, приведены горизонтальные распределения концентрации хлорофилла "а" На рис.27, в качестве примеров, демонстрирующих возможности методов лазерного зондирования, приведены горизонтальные распределения концентрации хлорофилла "а" фитопланктона (а) и флуоресцентного параметра (б) в приповерхностном слое Черного моря, полученные с помощью флуоресцентного лидара [Бунин и др., 1993, Демидов и др., 1988].

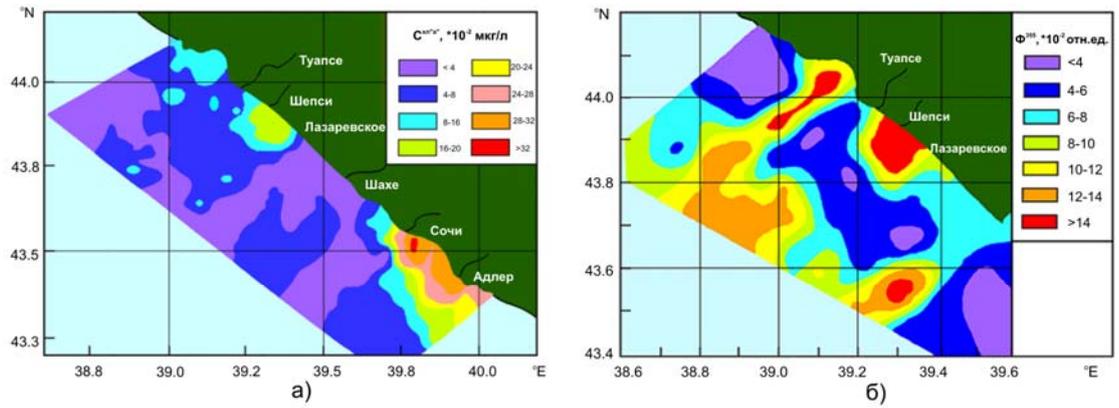


Рис. 27. Распределение концентрации хлорофилла «а» фитопланктона (а) и флуоресцентного параметра (б) в приповерхностном слое Черного моря, определенные лидарными методами

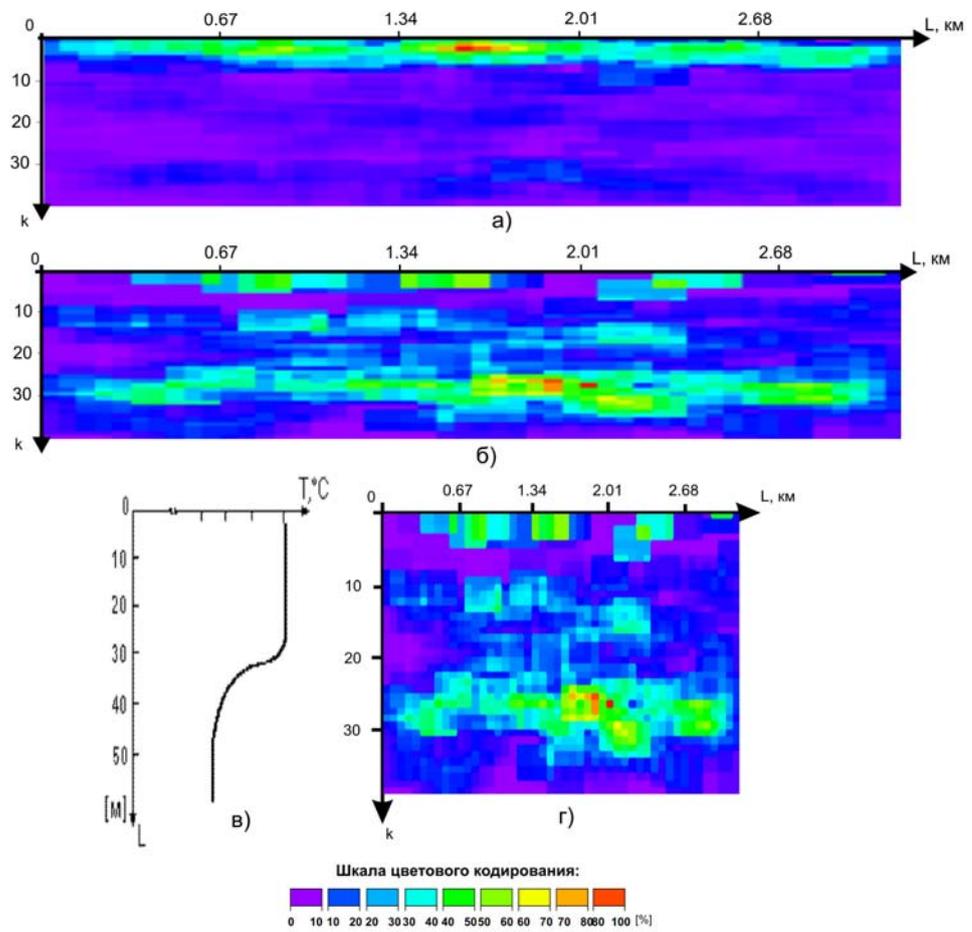


Рис. 28. Распределения локальных экстремумов градиента в вертикальном разрезе морской среды: (а) - чистая морская среда, (б) - загрязнения. Сопоставление результатов лазерного зондирования (г) с данными контактных измерений профиля температуры (в)

На рис.28 приведены примеры применения разработанного метода ЛЭГР для оперативного выявления зон антропогенных воздействий, обусловленных загрязнениями приповерхностного слоя океана. На рис.28, а,б,г представлены вертикальные распределения локальных экстремумов градиентов для чистой воды на трассе длиной ~ 3 км (а), а на рис.28,б,г - в зоне загрязнений. Максимальные загрязнения, проявляются в повышении мутности воды (более яркие цвета на рис.28,б,г), причем локализация зоны загрязнения наблюдается в районе слоя термоклина (рис. 28 в,г). Из рис.28,в,г видно, что загрязняющие вещества проникают сквозь слой термоклина (г) [Бондур, 1993; 1995; 2001; Бондур, Зубков, 2001].

НЕКОГЕРЕНТНОЕ ИМПУЛЬСНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Одним из эффективных методов дистанционного зондирования морей и океанов является метод, основанный на регистрации поля яркости, отраженного от взволнованной поверхности при ее освещении импульсным источником. Такой метод позволяет существенно расширить области применения дистанционных средств за счет обеспечения возможности их круглосуточного использования при различных метеорологических условиях.

Поле яркости, регистрируемое при импульсном освещении морской поверхности источником малых угловых размеров, существенно отличается по своей структуре от поля яркости при естественном освещении. Это связано с тем, что из-за малых угловых размеров источника основной вклад в регистрируемое излучение дают блики, возникающие в точках зеркального отражения, отвечающих условиям

$$\vec{h}'_n = 2(\vec{h}_n, \vec{h}) - \vec{h}_n \in \omega_L, \quad (26)$$

где \vec{h}'_n - единичный вектор направления на приемник; \vec{h} - единичный вектор нормали к поверхности; ω_L - конус, в котором наблюдается источник излучения из точки на поверхности.

Поле яркости взволнованной морской поверхности можно записать в виде

$$L(x, y) = L_1[\varphi(x, y)] \cdot \delta[\vec{n}'_n(x, y), n(x, y)], \quad (27)$$

где $L_1[\varphi(x, y)]$ - яркость уединенного блика, наблюдаемого под углом φ .

$$\delta(\vec{n}'_n, n) = \begin{cases} 1, & \text{если } \vec{n}'_n \in \omega_L \\ 0, & \text{если } \vec{n}'_n \notin \omega_L \end{cases} \quad (28)$$

Изображения, сформированные при освещении морской поверхности импульсным источником малых угловых размеров, могут быть использованы для оценки функций распределения уклонов морских волн и спектров волнения.

Получение таких оценок важно для определения скорости приповерхностного ветра, обнаружения зон загрязнений, оценки параметров внутренних волн, характеристик течений и т.п.

На рис.29 в качестве примеров приведены изображения морской поверхности, полученные в экспериментах, проведенных с морской гидрофизической платформы в районе поселка Кацивели (Крым), при облучении импульсным некогерентным источником (трубчонными ксеноновыми лампами с дуговым разрядом, энергия импульса - 68Дж, длительность импульса ~ 3 мс) [Бондур, Борисов, 1988; Бондур, 1993]. Изображение, представленное на рис.29,а, получено при накоплении 32 импульсов, а на рис.29,б,в,г,д- при использовании одного импульса. Скорость приповерхностного ветра составляла $W_B=6$ м/с.

На рис.29,в,г,д представлены также двумерные пространственные спектры соответствующих изображений, сформированных при импульсной подсветке. Ярко выраженные спектральные максимумы, наблюдаемые на рис. 29,д под углом 45° обусловлены специальной маской, используемой для калибровки результатов когерентной оптической обра-

ботки. Локальные максимумы, наблюдаемые на рис. 29,д под углом - 30° к горизонтальному направлению, соответствуют поверхностным волнам длиной $\lambda \sim 5$ см.

На рис. 29,е представлены одномерные сечения двумерного пространственного спектра, иллюстрируемого на рис.29,д в направлениях $\sim 15^\circ$ и $\sim 30^\circ$ относительно горизонтали. На одномерном сечении спектра, полученном под углом $\sim 15^\circ$, наблюдается спектральный максимум на волновом числе $k_0 \cong 120$ рад/м, а также дополнительный максимум, соответствующий второй гармонике на волновом числе $k_1 = 2 k_0 = 240$ рад/м. На рис.29,е представлены также результаты аппроксимации различных участков одномерных спектров с помощью степенной функции $\Psi(k) \sim k^{-p}$, и значения показателей степени для этой аппроксимации, которые в различных спектральных интервалах составляют величины от -1 до -3.

Приведенные результаты свидетельствуют об эффективности рассмотренного метода для дистанционного исследования поверхностного волнения.

МЕТОДЫ ДИСТАНЦИОННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА

Изучение топографии дна, особенно в прибрежных зонах, имеет важное практическое значение. В настоящее время измерения рельефа дна обычно производится с эхолотов, установленных на кораблях. Это позволяет определять топографию дна на ограниченных участках. Для решения такой задачи на больших площадях с использованием традиционных методов требуются большие финансовые и временные затраты.

В настоящее время предложены методы дистанционного определения рельефа дна в прибрежных акваториях, которые заключаются в детальном исследовании изменений характеристик поверхностного волнения, обусловленных топографическими особенностями морского дна [Бондур, 1993; 1995; 2001; Бондур, Гребенюк, 2000] Эти методы основаны на:

- использовании дисперсионных соотношений между частотой и длиной поверхностных волн при изменении глубины моря;
- эффектах рефракции поверхностных гравитационных волн в прибрежной зоне;
- эффектах трансформации поверхностных волн в поле неоднородных течений, обтекающих неровности рельефа дна.

Кроме этого определение рельефа дна может осуществляться путем анализа плотностей фототона аэрокосмических изображений.

Рассмотрим некоторые примеры использования аэрокосмических методов с целью измерения рельефа дна в прибрежной зоне моря по оптическим и радиолокационным изображениям.

Обработка радиолокационных и оптических изображений морской поверхности с проявлениями подводного рельефа позволяет получить данные о пространственных размерах и контрастах областей возмущений структуры поверхностного волнения, обусловленных топографией дна.

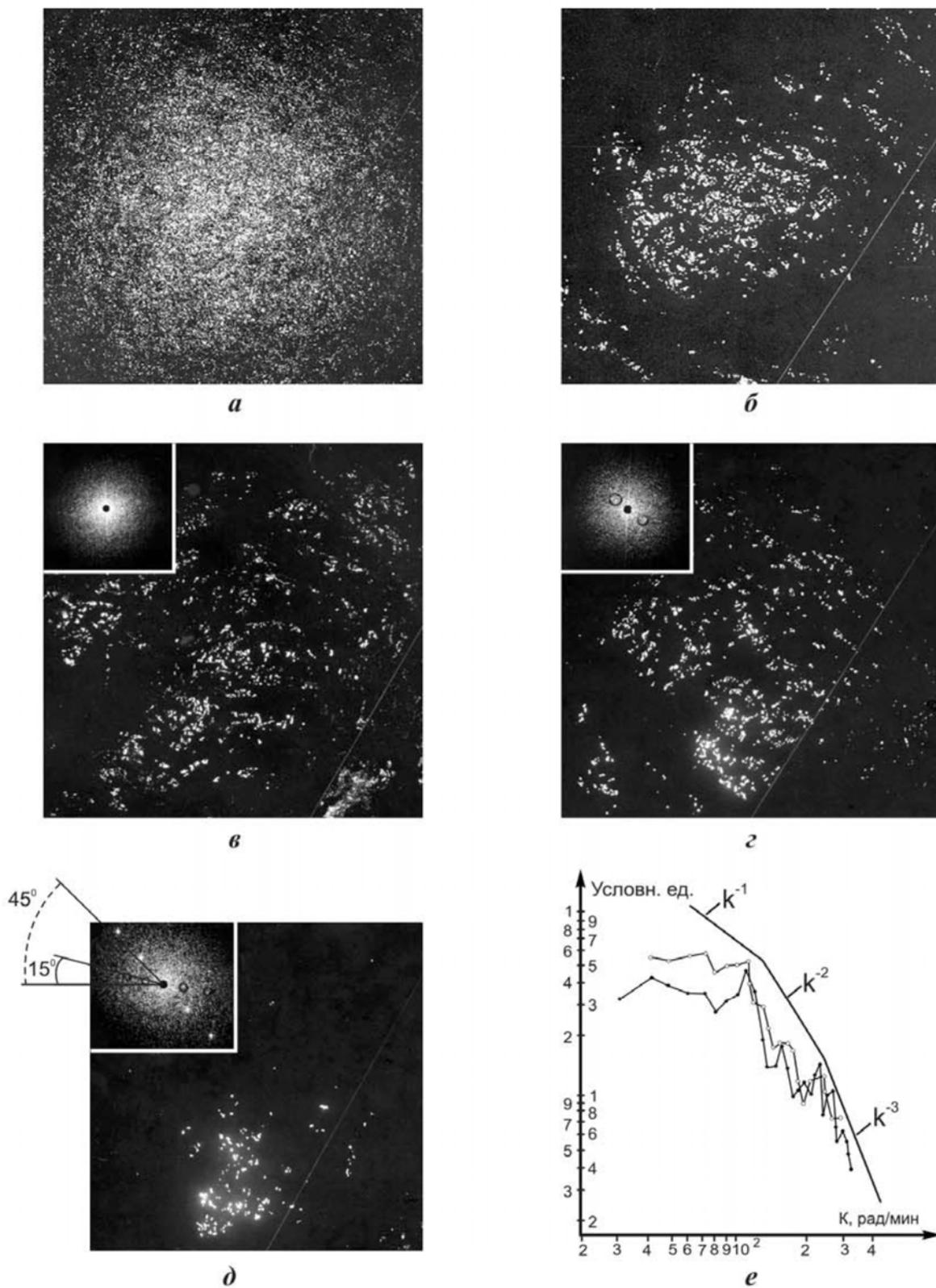


Рис. 29. Изображения морской поверхности при импульсной подсветке некогерентным источником: а - при накоплении 32-х импульсов; б, в, г, д - при использовании единичного импульса. Двумерные пространственные спектры соответствующих изображений (в, г, д). Одномерное сечение двумерного спектра (д) в выбранных направлениях (е)

На рис. 30 приведены примеры обработки радиолокационных изображений с поверхностными проявлениями топографии морского дна, полученных с помощью РСА космического аппарата “Алмаз-1” в районе пролива Карские ворота [Бондур, 1995; 2001; Бондур, Гребенюк, 2000].

На фрагменте, приведенном на рис. 30,а, проявляется сложная поверхностная картина, проявляющаяся в виде гидрологических фронтов, обусловленных течениями, системы внутренних волн преимущественно субширотной ориентации ближе к о-ву Вайгач.

На фрагменте радиолокационного изображения, представленного на рис. 30,б, видны цуги внутренних волн, серии линейных элементов, тянущиеся от мыса Саханина к юго-востоку, и серии линейных аномалий в северо-восточной части изображения.

Имеющиеся батиметрические карты (масштаба 1:250 000) приведены на рис. 30,в,г.

Уточненные по радиолокационным изображениям батиметрические карты с выделенными линеаменами (обозначены пунктирами) приведены на рис. 30,д,е.

На рис. 31, 32 приведены результаты дистанционных исследований рельефа дна в акватории Флоридского залива в рамках деятельности Российско-Американской комиссии по экономическому и технологическому сотрудничеству [Бондур, 1995; 2001; Bondur, 1995]. Для этого использовались данные, полученные для участка Калуаса Кий Флоридского залива (рис. 31). Для уточнения рельефа дна использовались карты района (рис. 31, а,б), батиметрическая карта (рис. 32 (а)), а также оптические изображения, полученные с российских космических аппаратов (камеры КФА-4000 – рис. 31,г и КВР-1000 – рис. 31,д), спутника SPOT – рис. 31,е и с самолета – рис. 31,в (предоставлены американской стороной).

На рис. 32,а представлена карта (масштаб 1:50 000) с исходной батиметрией (пунктир) и результатом уточнения по аэрокосмическим изображениям (сплошная линия) [Бондур, 2001; Бондур, Гребенюк, 2000].

Для апробации дистанционных методов определения рельефа дна и оценки их адекватности проводилось сопоставление результатов, полученных по аэрокосмическим изображениям, с результатами измерений эхолотом, лидаром и рейкой.

Трассы измерений с помощью вертолетной лидарной системы SHOLAS, эхолота, установленного на катере, и с помощью рейки (длиной 600 м), обозначены на фрагменте изображения спутника SPOT (рис. 31,е).

Глубинные профили, полученные различными методами приведены на рис. 32,б.

Оценки ошибок измерений глубин (по отношению к контактному) показали, что для дистанционного метода, основанного на использовании аэрокосмических изображений, среднеквадратическая ошибка составила 0.14 м, а для лидарного метода такая ошибка - 0.16 м.

Результаты сопоставления батиметрических данных, полученных различными методами, подтвердили эффективность предлагаемых аэрокосмических методов.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ

В последние годы существенное развитие получили методы моделирования различных процессов в океане, а также выполнения численных экспериментов с использованием разработанных моделей. Существенные результаты достигнуты, например, при моделировании климатических характеристик Мирового океана и отдельных его регионов, а также динамики течений и циркуляции вод в различных морях [Ибраев, Саркисян, 2001; Дианский и др., 2002; Марчук и др., 1984; Саркисян, 2003; Саркисян, Зюндерман, 1995; DYNAMO, 1997; Ezer, Mellor, 1994; Levitus, 1994; Paiva et al, 1999; Smith et al, 2000].

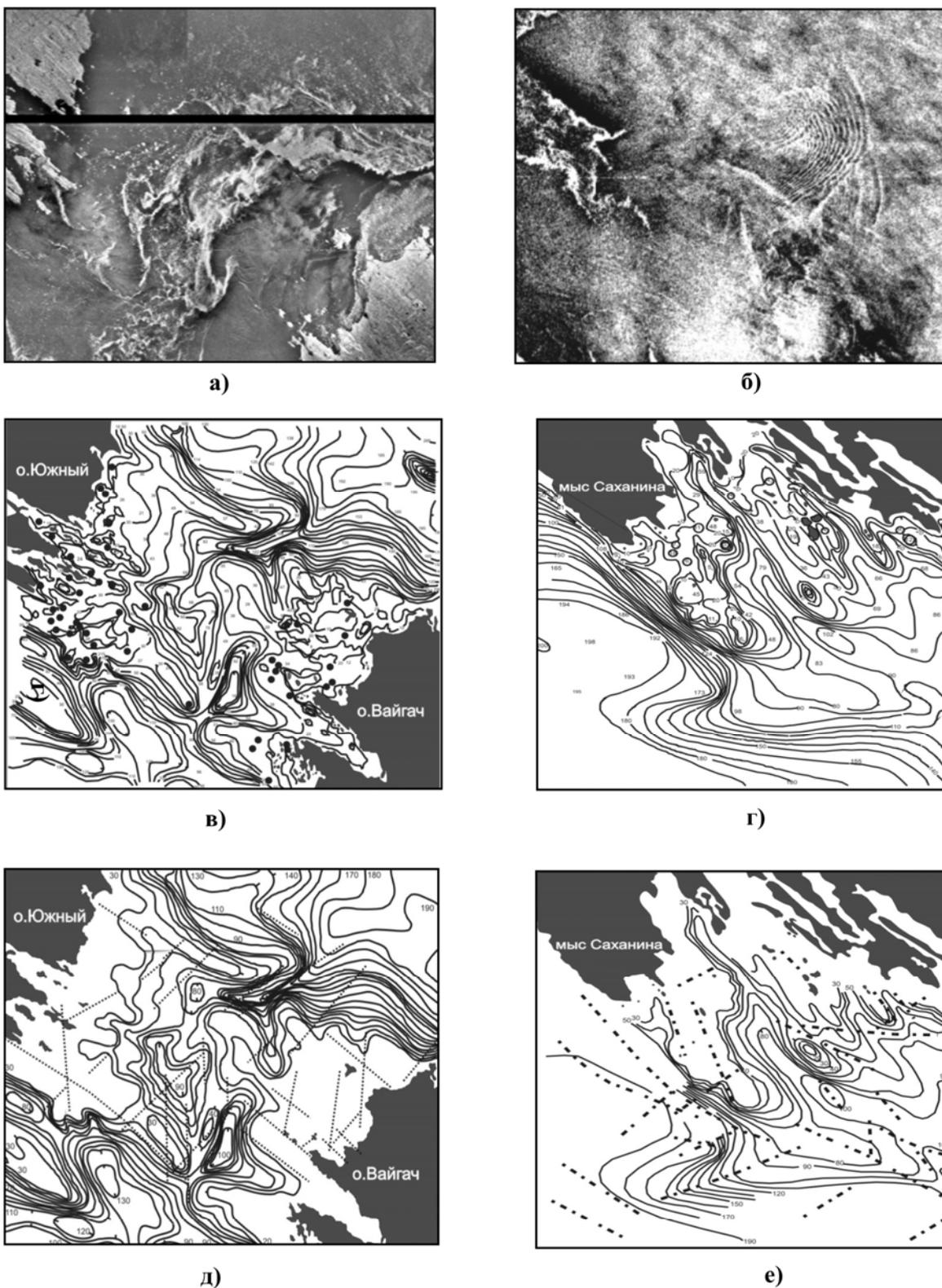


Рис. 30. Дистанционное определение рельефа дна в районе пролива Карские ворота с проявлениями топографии дна:
 а, б - исходные радиолокационные изображения; в, г - имеющиеся батиметрические карты;
 д, е - уточненные батиметрические карты.
 Сплошные линии - изобаты с дискретом 10 м. Пунктирные линии - линеаменты

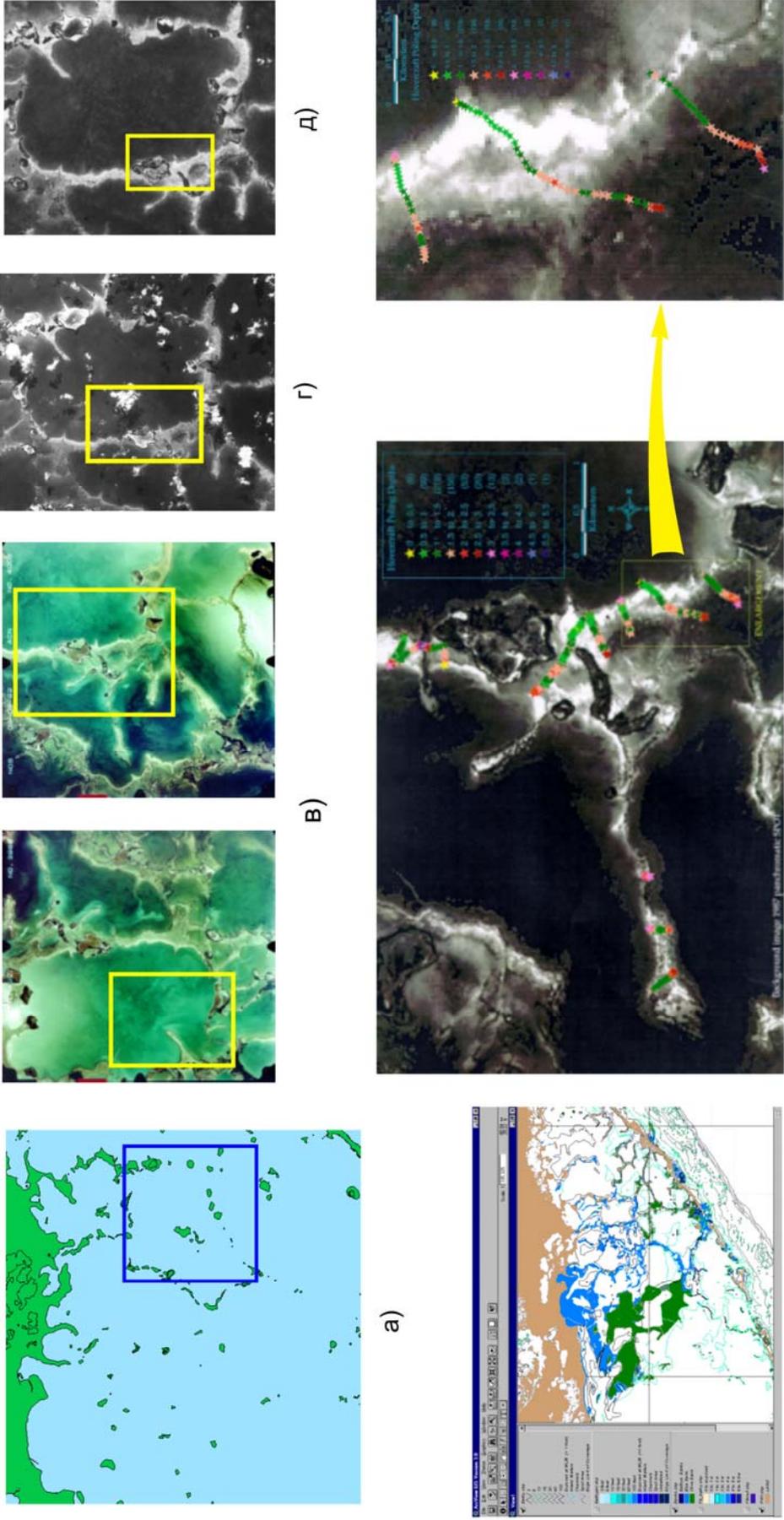
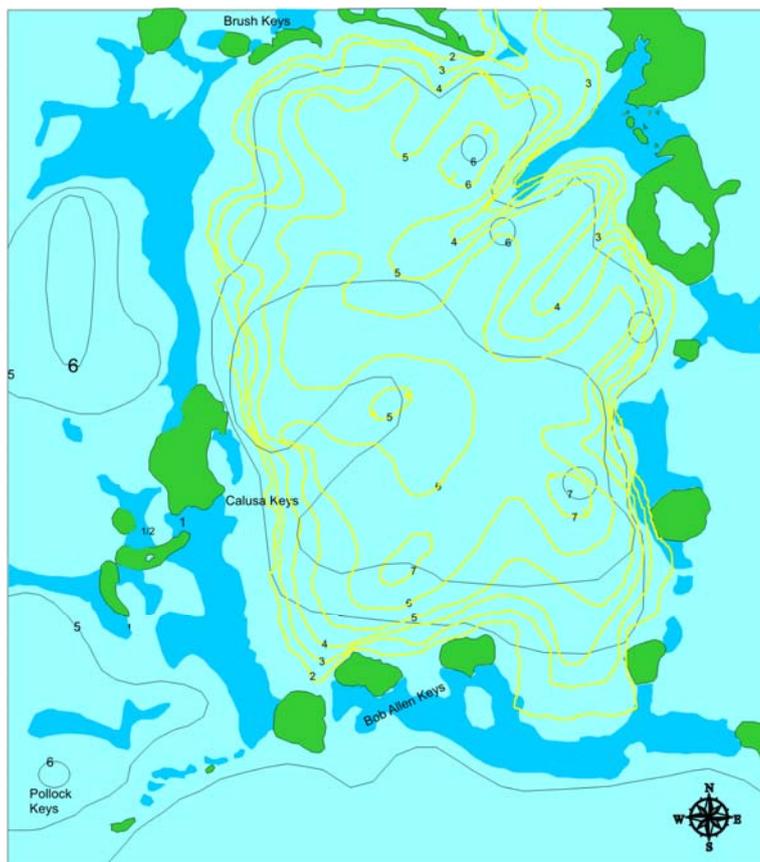


Рис. 31. Дистанционное определение рельефа дна во Флоридском заливе: а, б - карты района; в - аэрофотоснимки; г - изображение, полученное аппаратурой КФА-1000; д - изображение, полученное аппаратурой КВР-1000; е - изображение, полученное со спутника SPOT, и его увеличенный фрагмент с обозначенными трассами и результатами измерений глубин с помощью эхолота



— исходная батиметрия
 — уточненная батиметрия, произведенная с использованием
 аэрокосмических снимков

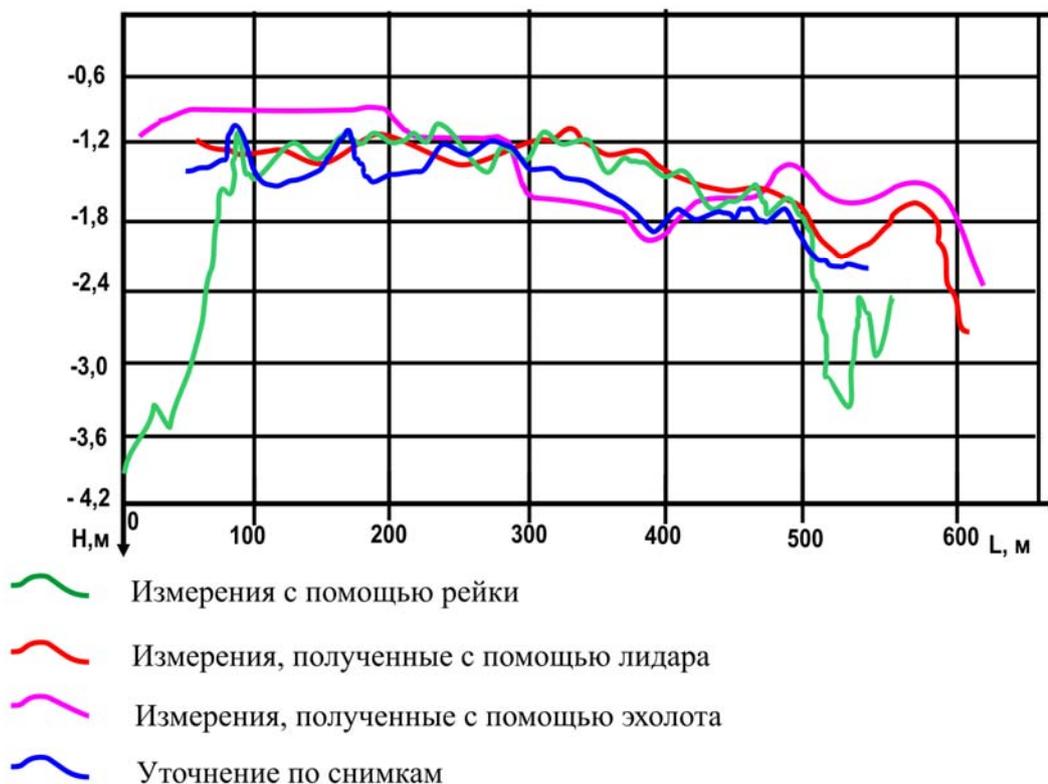


Рис. 32. Уточнение батиметрии участка Флоридского залива по оптическим изображениям (а). Сравнение результатов измерений различными методами (б)

Для моделирования используется полная система нелинейных нестационарных уравнений термогидродинамики океана на сферической Земле, разработанная академиком Г.И.Марчуком с учениками [Дианский и др., 2002; Марчук и др., 1984; Саркисян, 2003].

Эффективность разработанных моделей существенно повышается при использовании аэрокосмических данных.

Большое внимание уделяется моделированию полей электромагнитных сигналов от поверхности океана, регистрируемых аэрокосмической аппаратурой. Такие методы позволяют обеспечить систематическое накопление данных о различных процессах и явлениях, происходящих в океане, в широком диапазоне условий наблюдения и осуществлять синтез изображений морской поверхности в различных спектральных диапазонах (методом фазового спектра) в случае наличия ограниченных априорных данных или их полного отсутствия. Методология такого моделирования и полученные результаты подробно изложены в работах [Бондур, 1991; 1995; 2000; 2000; 2001; Бондур, Савин, 1995; 2000; Бондур и др., 2003].

В последнее время все больше внимания уделяется разработке методов моделирования, позволяющих оценить антропогенные влияния на морские экосистемы [Беляев, Кондуфорова, 1990; Бондур, 1993; 1995; 2001; Бондур, Гребенюк, 2001; Виноградов, 1998; Владимиров и др., 1991; Океанология, 1977; Bondur, 1995].

Решение задачи моделирования в экологии основывается, главным образом, на системном подходе, в котором отношения между явлениями имеют первичное, а сами явления вторичное значение [Беляев, Кондуфорова, 1990; Бондур, 1991; 1993; 1995; Bondur, 1995]. Экологические системы морских акваторий, как и любые другие экологические системы, относятся к классу сложных систем [Бондур, 1993; Бондур, Гребенюк, 2001].

При моделировании необходимо учитывать, что когда изменения, происходящие в среде, являются медленными, то для их описания можно ограничиться неизменным статическим представлением. Прогнозирование последствий относительно быстро протекающих процессов требует отказа от статического представления и перехода к динамическому с привлечением эволюционных моделей. В этом случае свойства среды могут изучаться либо по отдельным компонентам или параметрам, либо по концептуальным моделям экосистем [Беляев, Кондуфорова, 1990; Бондур, 1993; 1995; Bondur, 1995].

Математические модели любых сложных систем, которые могут использоваться для моделирования экосистем морских акваторий, подразделяются на три основных типа - эмпирические, теоретические и полуэмпирические [Бондур, 1993; Bondur, 1995].

Эмпирические модели - это совокупность математических выражений, аппроксимирующих с использованием тех или иных критериев экспериментальные данные о параметрах состояния системы и влияющих на нее факторов. Для таких моделей не требуется получения никаких представлений о строении и внутреннем механизме связей в системе.

Теоретические модели систем строятся на основании синтеза обобщенных представлений об отдельных слагающих их процессах и явлениях, основываясь на фундаментальных законах, описывающих взаимодействие вещества и энергии. Такие модели для экосистем строятся на основе обобщенных априорных представлений о структуре и механизмах связей между слагающими их элементами.

Наряду с теоретическими и эмпирическими для моделирования экосистем могут использоваться и полуэмпирические модели [Беляев, Кондуфорова, 1990].

Через любую экологическую систему осуществляются переносы потоков вещества и энергии. Одновременно часть веществ участвует в процессах повторно, образуя замкнутые круговороты, т.е. при моделировании экосистем создание сквозных математических моделей (отображающих все стороны исследуемой системы) крайне затруднено, поскольку необходимо использовать многомерные модели с большим количеством соотношений и переменных. Из-за громоздкости таких моделей становится неприемлемым их аналитическое исследование, усложняются задачи идентификации параметров информационного обеспечения и проверки на адекватность [Бондур, 1991; 2000; Бондур, Савин,

1995]. В связи с этим при разработке моделей экосистем и, в частности экосистем прибрежных акваторий, целесообразно использовать систему частных моделей, отображающих те или иные стороны исследуемого процесса [Бондур, 1991; 1993; 2000].

Целью моделирования в нашем случае является создание универсальных пространственно-временных моделей экосистем морских акваторий в условиях антропогенной нагрузки. Для создания таких моделей необходимо выделить группы параметров, характеризующих их состояние, структуру, связи и процессы, протекающие в исследуемой экосистеме. Совокупность этих параметров можно разбить на следующие основные группы [Бондур, 1993, 1995, 2001]:

входные, к которым относятся параметры, воздействующие на вход системы и ограничения, наложенные в процессе моделирования;

выходные, отражающие реальные характеристики исследуемых явлений;

параметры состояния, определяющие внутреннюю структуру экосистемы и динамику ее функционирования;

управляющие, оказывающие прямое воздействие на исследуемый процесс;

возмущающие, изменяющиеся случайным образом с течением времени и воздействующие на систему так, чтобы нарушить функциональную связь между входными и выходными данными.

Обобщенная блок-схема комплексной модели экосистем морских акваторий при антропогенных воздействиях приведена на рис. 33.

К входным параметрам (входным данным) такой модели можно отнести частные модели, описывающие состояние основных компонентов экосистемы и процессов, происходящих в ней. В первую очередь к ним относятся:

- климатическая модель региона;
- модели источников антропогенных воздействий, описывающих условия сброса, расстояние от берега, основных естественных потоков, вариации объема и частоты сбросов и другие характеристики;
- гидротермодинамическая модель;
- гидродинамические модели антропогенного воздействия на водную среду;
- модели диффузии примесей;
- экспериментальные данные, полученные в натуральных условиях и, в первую очередь, с использованием аэрокосмических методов.

Ограничениями, наложенными в процессе моделирования, выступают экологические стандарты, устанавливающие комплекс норм, правил и требований, обязательных для исполнения в определенных областях деятельности.

К управляющим параметрам отнесем систему природоохранных мероприятий, призванную обеспечить наиболее эффективный режим существования экосистемы. По своему назначению природоохранные мероприятия можно разделить [Бондур, 1993; Владимиров и др., 1991]:

- социальные, включающие работу с общественными природоохранными организациями, подготовку образовательных программ экологического назначения, подготовку специалистов в области экологии и рационального природопользования, разъяснительную работу с населением и др.

- законодательные, обеспечивающие на основании законодательных актов, управление природопользованием в прибрежных зонах, ограничение добычи морепродуктов, регулирование танкерного судоходства, стимулирование природоохранной деятельности, создание морских охраняемых территорий и т.д.

- технические решения, к которым можно отнести создание очистных сооружений и разработку новых технологий очистки, регулирование стоков, восстановление прибрежной растительности и т.д.

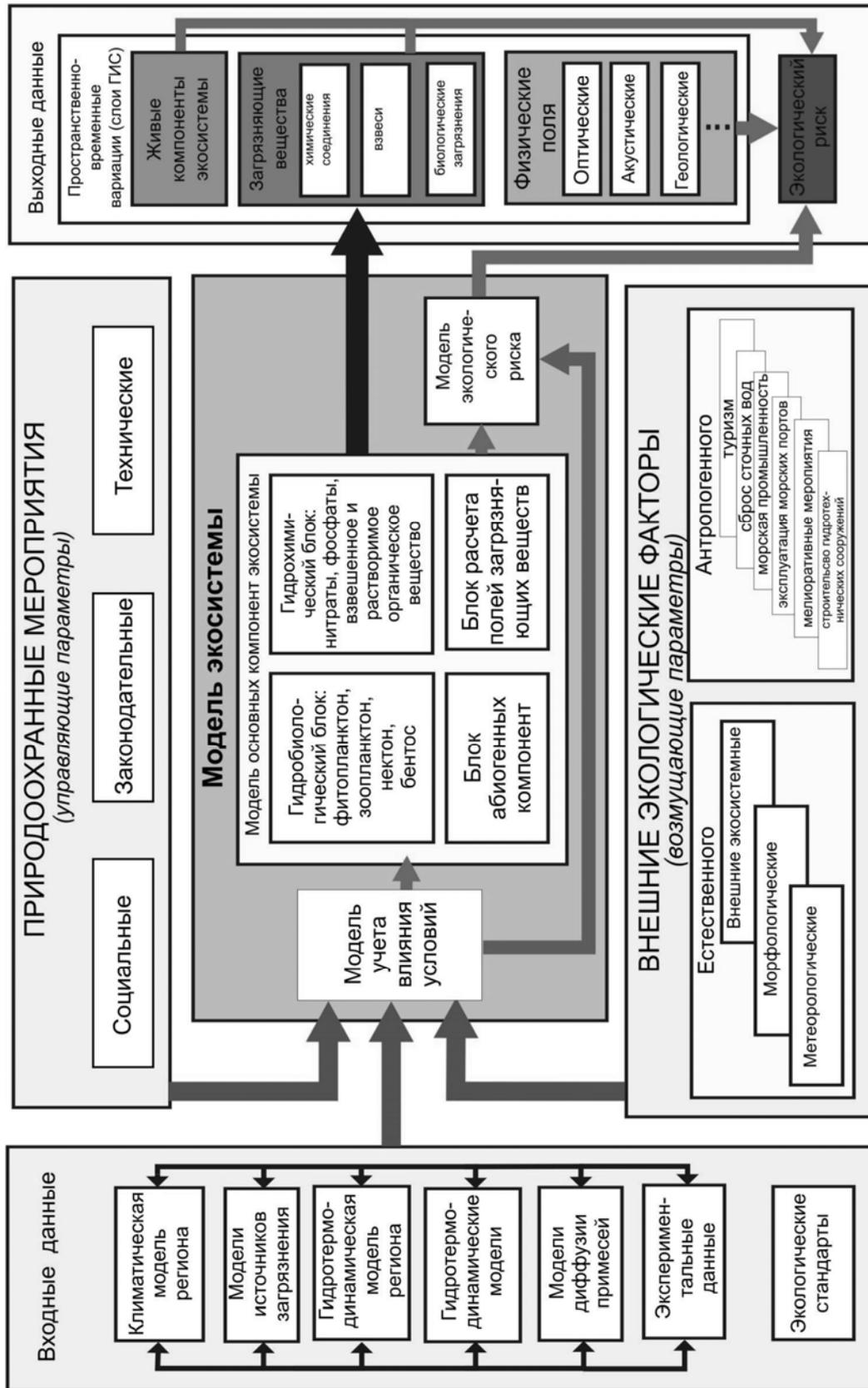


Рис. 33. Блок-схема комплексной модели антропогенных воздействий на экосистемы морских акваторий

Параметрами состояния экосистемы при антропогенном воздействии будем считать модели основных компонентов экосистемы, включающие гидробиологический блок (характеристики биоты), гидрохимический блок (содержание нитратов, фосфатов, взвешенных и растворенных органических веществ), блок абиогенных компонент (характеристики водной массы, донного грунта, приводного слоя воздуха) и блок расчета полей загрязняющих веществ. Эти модели получены в результате пересчета параметров частных моделей, поступающих на вход системы [Бондур, 1993; 1995; 2000; 2001; Бондур, Гребенюк, 2001; Бондур, Савин, 1995; 2000; Журбас, 1977; Марчук и др., 1984; Озмидов, 1986; Саркисян, 2003; Саркисян, Зюндерман, 1995] (см.рис.33). Пересчет осуществляется с использованием модели учета влияния условий. На основании анализа состояния живых и неживых компонентов исследуемой экосистемы, количества и типов загрязняющих веществ, их изменчивости во времени и пространстве, а также, принимая во внимание принятые для данного региона экологические нормы, разрабатывается модель экологического риска.

К выходным параметрам модели относят результаты расчетов, описывающих пространственно-временные вариации биотических компонент экосистемы и загрязняющих веществ (химических соединений, взвесей, биологических загрязнений), количественные оценки экологического риска, а также оптические, акустические поля, характеристики геологических процессов и т.п. (см. рис.33). Эти параметры могут быть представлены в виде тематических слоев геоинформационной системы (ГИС).

С использованием предложенного системного подхода к моделированию экосистем прибрежных вод, возможно целенаправленное накопление экспериментальных и теоретических данных о значимых параметрах моделей среды, а также научно обоснованная разработка программных и технических средств анализа информации, получаемой при мониторинге различных явлений, связанных с антропогенными воздействиями на прибрежные акватории.

Для оценки различных антропогенных воздействий на моря и океаны разработаны математические модели переноса загрязнений в водной среде и на поверхности. Разработанные модели позволяют прогнозировать распространение загрязнений под действием различных факторов (ветра, течений, диффузии и т.д.) на достаточно длительные промежутки времени, оценивать размеры и концентрации загрязняющих веществ, анализировать возможные сценарии развития этих процессов при вариации гидрометеорологических условий, оценивать последствия воздействия загрязнений на экологическое состояние среды, вырабатывать рекомендации для их ликвидации.

ОРГАНИЗАЦИЯ МОНИТОРИНГА АКВАТОРИЙ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Для организации мониторинга акваторий морей и океанов может быть предложена комплексная система, структура которой представлена на рис. 34 [Бондур, 1993; 1995; Бондур, Савин, 2000]. Система включает в свой состав различные источники информации (аэрокосмические средства, надводные корабли, буйковые станции, погружаемые средства, подводные гидроакустические системы), региональные информационно-аналитические центры приема и обработки данных (РИАЦ), информационно-аналитический центр системы (ИАЦ). Для передачи информации в контуре системы используются широкополосные и узкополосные космические и наземные каналы связи.

Для сбора информации предлагается использовать космические и авиационные средства, датчики, установленные на судах и автономных буйковых станциях. Привлекаемыми средствами являются также гидроакустические системы.

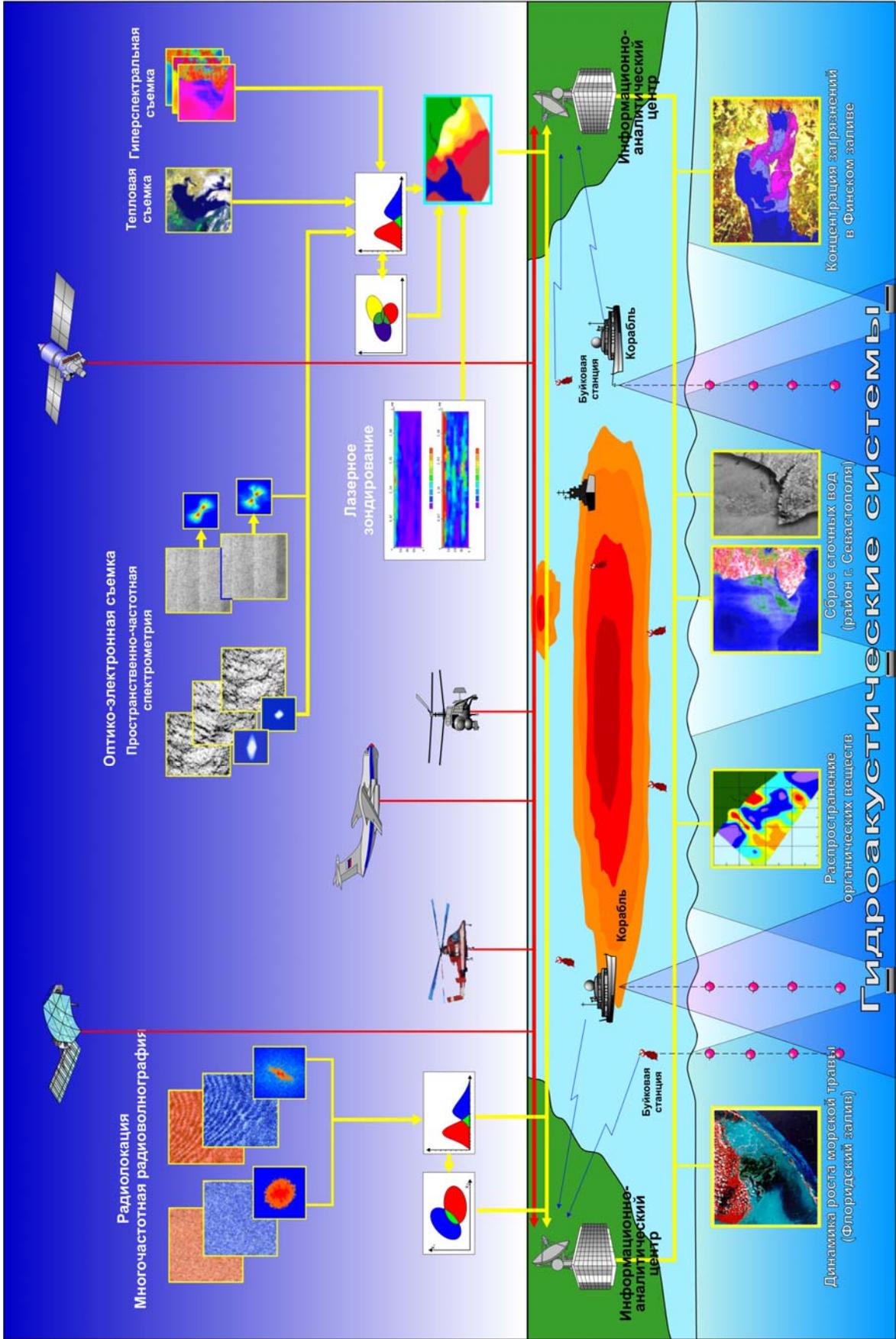


Рис. 34. Комплексная система мониторинга акваторий морей и океанов

На рис. 34 в качестве примеров аэрокосмических средств представлены радиолокационные датчики, в том числе аппаратура многочастотной радиоволнографии, оптико-электронные средства, аппаратура дистанционной пространственно-частотной спектрометрии, гиперспектральные средства ИК и СВЧ радиометры для тепловой съемки, установленные на различных космических аппаратах, самолетах и вертолетах. На вертолетах и самолетах, а также на судах целесообразно устанавливать лидары для регистрации широкого спектра параметров водной среды.

Предложенная схема комплексной системы апробирована при проведении мониторинга различных акваторий вблизи территории России (акватории Черного, Балтийского, Баренцева морей, прибрежной зоны Тихоокеанского побережья России), а также во время реализации международных Российско-американских проектов по мониторингу Флоридского залива, акваторий у побережья Гавайских островов и Южной Калифорнии [Бондур, 1993; 1995; 1995; 2000; 2001; Бондур, Воляк, 1984; Бондур, Гребенюк, 2001; Бондур, Савин, 2000; Bondur, 1995].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе описаны особенности аэрокосмических методов, технологий и систем, а также основные направления их использования в современной океанологии. Проанализированы физические предпосылки регистрации различных классов информативных параметров водной среды, по которым возможно исследование и мониторинг широкого спектра процессов и явлений в морях и океанах, проявляющихся в вариациях полей отражаемых, рассеиваемых и излучаемых морем электромагнитных волн, регистрируемых аэрокосмическими датчиками в различных спектральных диапазонах.

Детально описаны физические основы и способы применения новых методов дистанционного зондирования океана, в первую очередь, таких как дистанционная пространственно-частотная спектрометрия и многочастотная радиоволнография, а также многоспектральных, лидарных методов, метода некогерентного импульсного зондирования и др. Эти методы чрезвычайно эффективны для исследования тонкой структуры поверхностного волнения и водной среды, а также их изменений под действием различных глубинных процессов, что определяет перспективы использования аэрокосмических средств для исследования различных полей толщи океана по их проявлениям на поверхности и в приповерхностном слое.

Приведены примеры использования метода дистанционной пространственно-частотной спектрометрии для восстановления спектров поверхностного волнения, определения характера волновых процессов, выявления областей, подверженных воздействию внутренних волн и различных антропогенных факторов, дистанционного определения скорости приповерхностного ветра, уточнения топографии дна и др.

Приведены результаты выявления таких новых эффектов, как генерация «квазикогерентных» спектральных гармоник в области взаимодействия с поверхностным волнением, высокочастотных внутренних волн, а также выглаживание высокочастотных компонент поверхностного волнения, за счет декремента затухания в области внутренних волн и различных загрязнений.

Получены статистически обеспеченные значения параметров степенных аппроксимаций пространственных спектров $S \sim k^{-p}$ для поверхностного волнения, а также для сликовых полей, обусловленных воздействием внутренних волн при различных скоростях ветра ($W_b = 1,5 \dots 8$ м/с), принимающих значения от 2 до 3,5, а также статистические характеристики контрастов спектров чистой морской поверхности по отношению к спектрам внутренних волн, максимальные значения которых достигают 20 дБ.

На основе анализа особенностей формирования радиолокационных сигналов от взволнованной поверхности океана обоснованы принципы многочастотного многолучевого зондирования на нескольких длинах волн (более 2-х) в нескольких направлениях (2 - 3) и

под разными углами, обеспечивающего возможности восстановления спектров поверхностного волнения, а также выявления поверхностных течений спектральными и доплеровскими методами.

С использованием разработанных методов и технологий анализа космической информации в качестве примера проведена обработка космических радиолокационных изображений для выделения различных загрязнений прибрежных акваторий Черного моря у Севастополя и акваторий у о-ва Оаху (Гавайские острова).

Продемонстрирована эффективность многоспектральных, тепловых и альтиметрических методов для анализа глобальных и региональных распределений цветовых характеристик, первичной продуктивности, концентрации хлорофилла, температуры поверхности и уровня океана на основании данных современных космических датчиков. Приведены примеры применения предложенных методов и технологий обработки многоспектральных изображений для выделения ареалов распространения различных загрязнений, а также антропогенных воздействий, связанных с глубинными стоками, по космическим данным, полученным в акваториях Черного моря и у Гавайских островов.

Описано применение активных оптических методов, основанных на использовании лидаров и аппаратуры некогерентного импульсного зондирования для оценки распределения хлорофилла, флуоресцентного параметра, мониторинга зон повышенной мутности, обусловленных загрязнением глубинных слоев морской воды, а также для исследования статистических свойств взволнованной морской поверхности.

Представлены методы определения рельефа дна в прибрежных акваториях, основанные на использовании радиолокационных и оптических изображений, и приведены примеры их применения для уточнения топографии дна по эффектам на поверхности для акваторий в районе пролива Карские ворота и во Флоридском заливе. Достоверность методов подтверждается путем сопоставления с результатами контактных измерений и измерений и помощью эхолота и лидарной системы.

Описаны подходы к моделированию различных гидродинамических процессов в океане, полей электромагнитного излучения на входе аэрокосмической аппаратуры и к комплексному моделированию антропогенных воздействий на экосистемы морских акваторий, основанные на использовании данных дистанционного зондирования.

Предложена комплексная система мониторинга акваторий морей и океанов, основанная на использовании различных аэрокосмических средств, корабельной аппаратуры, буйковых станций и гидроакустических систем, а также современных систем связи, методов и программ обработки и интерпретации данных. Различные варианты этой системы использованы при аэрокосмическом мониторинге акваторий морей России, Флоридского залива, а также акваторий у Гавайских островов и Южной Калифорнии.

Проведенный анализ показывает, что современный уровень аэрокосмических методов и средств дистанционного зондирования с учетом перспектив их развития обеспечивает большие возможности для проведения широкомасштабных исследований и мониторинга акваторий морей и океанов в интересах решения многих проблем, связанных с изучением природы Мирового океана, исследованием полей течений и циркуляционных движений различных масштабов, изучением взаимодействия океана и атмосферы и их влияния на климат Земли, геологического строения и природных ресурсов морей и океанов, оценкой их биологической продуктивности и вклада океана в углеродный цикл планеты, для выявления и оценки последствий антропогенных воздействий на морские акватории и решение многих других проблем современной океанологии.

Неоспоримые преимущества аэрокосмических методов и их бурное развитие в последние десятилетия в направлении существенного увеличения количества и достоверности регистрируемых значимых параметров водной среды, повышения оперативности и детальности, развитие методов обработки и интерпретации получаемых данных, свидетельствуют о том, что их вклад в решение проблем современной океанологии в ближайшее время станет определяющим.

Литература

Аванесова Г.Г., Воляк К.И., Шуган И.В. Измерение характеристик волнения самолетным локатором бокового обзора. Теория и эксперименты. Исследования по гидрофизике // Тр. ФИАН СССР. М.: Наука, 1984. Т.156. с. 94-123.

Айбулатов Н.А. Экологическое эхо холодной войны в морях Российской Арктики. М.: ГЕОС, 2000. 307 с.

Альперс В., Брюнинг К., Вильде А. и др. Отображение морского волнения радиолокаторами с синтезированной апертурой (Сравнительный анализ данных, полученных ИСЗ "Алмаз-1" и ERS-1 // Исслед. Земли из космоса. 1994. №6, с.83-95.

Антропогенные изменения климата / Под. ред. Будыко М.И., Израэля Ю.А. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 406 с.

Арумов Г.П., Бондур В.Г., Крышталъ В.Я. и др. Пространственный спектральный анализ радиолокационных и фотографических изображений морской поверхности при наличии нефтяных загрязнений. Препринт ИКИ АН СССР, Пр-616, 1981, 19 с.

Барановский В.Д., Бондур В.Г., Кулаков В.В. и др. Калибровка дистанционных измерений двумерных пространственных спектров волнения по оптическим изображениям // Исследование Земли из космоса, 1992, № 2, с. 59-67.

Басович А.Я., Баханов В.В., Таланов В.И. Трансформация спектров ветрового волнения короткими цугами внутренних волн. // Известия АН СССР, сер. Физика атмосферы и океана, 1987, т. 23, №7, с. 694-706.

Басс Ф.Т., Фукс М.М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. М.: Наука, 1972, 436 с.

Бельчанский Г.И., Алпицкий И.В. Сравнительный анализ алгоритмов оценки параметров морского льда по спутниковым данным «Океан-01» на основе моделей линейных смесей и искусственных нейронных сетей // Исследование Земли из космоса, 2000, № 4, с. 40-54.

Беляев В.И., Кисимовский Л.И., Плюта В.Е., Степанин Е.А. Малогабаритный скоростной спектрометр МСС-211. Журнал прикладной спектроскопии. 1978, т.29, вып. 6, с. 1070-1073.

Беляев В.И., Кондуфорова Н.В. Математическое моделирование экологических систем шельфа. -К., Наук. Думка, 1990, 242 с.

Бондур В.Г. Методы моделирования полей излучения на входе аэрокосмических систем дистанционного зондирования // Исследование Земли из космоса, 2000, №5, с. 16-27.

Бондур В.Г. Модели полей излучения для систем дистанционного зондирования. Курс лекций. Московский государственный университет геодезии и картографии. Москва. 1991. 389 с.

Бондур В.Г. Моделирование двумерных случайных полей яркости на входе аэрокосмической аппаратуры методом фазового спектра // Исследование Земли из космоса, 2000, № 5, с. 28-44.

Бондур В.Г. Мониторинг окружающей среды. Курс лекций. Московский государственный университет геодезии и картографии. Москва. 1993. 426 с.

Бондур В.Г. Оперативная дистанционная оценка состояния границы раздела атмосфера-океан по пространственным спектрам изображений.// В книге "Оптико-метеорологические исследования земной атмосферы". Новосибирск, Наука, 1987, с.17-30.

Бондур В.Г. Оперативная дистанционная пространственно- частотная спектрометрия поверхности океана. Тезисы докладов 6-ой Всесоюзной школы семинара по обработке информации. Фрунзе, 1986.

Бондур В.Г. Принципы построения космической системы мониторинга Земли в экологических и природно-ресурсных целях // Изв. вузов. Сер. Геодезия и аэрофотосъемка. 1995. № 1-2. С.14-38.

Бондур В.Г. Проблемы аэрокосмического мониторинга океана. В сб. Исследования в области океанологии, физики атмосферы, географии, экологии, водных проблем и гео-криологии. М.: ГЕОС, 2001, с. 87-94.

Бондур В.Г., Аржененко Н.И., Линник В.Н., Титова И.Л. Моделирование многоспектральных аэрокосмических изображений динамических полей яркости // Исследование Земли из космоса, 2003, № 2, с. 3-17.

Бондур В.Г., Борисов Б.Д., Кулаков и др. Поле яркости морской поверхности при искусственном импульсном освещении. // Перенос изображения в земной атмосфере. Томский филиал СО АН СССР, Томск, 1988, с.42-45.

Бондур В.Г., Власенко В.А., Крылов В.М. Кодирование изображений в субперцептуальном пространстве // Вопросы радиоэлектроники, 1990, вып. 13, с. 17-28.

Бондур В.Г., Власенко В.А., Крылов В.М. Предварительная обработка изображений в субперцептуальном пространстве // Вопросы радиоэлектроники, 1990, вып. 12, с. 43-54.

Бондур В.Г., Воляк К.И. Оптический пространственный спектральный анализ изображений морской поверхности. Исследования по гидрофизике // Тр. ФИАН СССР. М.: Наука, 1984, с. 63-78.

Бондур В.Г., Гребенюк Ю.В. Аэрокосмические методы определения рельефа дна в прибрежных зонах морей и океанов. // Исследование Земли из космоса, 2000, №6, с. 59-73.

Бондур В.Г., Гребенюк Ю.В. Дистанционная индикация антропогенных воздействий на морскую среду, вызванных заглубленными стоками: моделирование, эксперименты // Исследование Земли из космоса, 2001, № 6, с.49-67.

Бондур В.Г., Зубков Е.В. Лидарные методы дистанционного зондирования загрязнений верхнего слоя океана // "Оптика атмосферы и океана", 14, №2, 2001, 142-143 с.

Бондур В.Г., Кулаков В.В., Лобзенкова Н.П. Алгоритмы классификации пространственных спектров изображений в оптико-цифровых системах обработки // Материалы 6-й Всесоюзной школы-семинара по оптической обработке информации. Фрунзе, 1986, с.148-152.

Бондур В.Г., Кулешов Ю.П., Савин А.И. Комплекс оптико-цифровой обработки аэрокосмических изображений с высоким информационным содержанием // Материалы VIII Всесоюзного симпозиума по лазерному зондированию атмосферы. Томск, 1995, с.87-89.

Бондур В.Г., Литовченко Д.Ц. Связь спектров изображений границы раздела атмосфера-океан с пространственными характеристиками поля пенной активности. Материалы X Всесоюзного симпозиума по распространению лазерного излучения в атмосфере // Томск, 1989, 5 с.

Бондур В.Г., Литовченко Д.Ц., Старченков С.А. Результаты исследований антропогенных загрязнений прибрежных акваторий по радиолокационным космическим изображениям // Известия вузов. Сер. Геодезия и аэрофотосъемка. 1999, № 3, 85-96 с.

Бондур В.Г., Мурынин А.Б. Восстановление спектров поверхностного волнения по спектрам изображений с учетом нелинейной модуляции поля яркости // *Оптика атмосферы.* 1991, т.4, № 4, с. 387-393.

Бондур В.Г., Савин А.И. Концепция создания систем мониторинга окружающей среды в экологических и природно-ресурсных целях // *Исслед. Земли из космоса.* 1992. № 6. С.70-78.

Бондур В.Г., Савин А.И. Научные основы создания и диверсификации глобальных аэрокосмических систем // *Оптика атмосферы и океана,* №1, 2000, 27 с.

Бондур В.Г., Савин А.И. Принципы моделирования полей сигналов на входе аппаратуры дистанционного зондирования аэрокосмических систем мониторинга окружающей среды // *Исследование Земли из космоса.* 1995. № 4. С. 24-33.

Бондур В.Г., Старченков С.А. Методы и программы обработки и классификации аэрокосмических изображений // *Известия ВУЗов, серия Геодезия и аэрофотосъемка,* №3, 2001, с. 118-143.

Бондур В.Г., Шарков Е.А. Статистические характеристики пенных образований на взволнованной морской поверхности // *Океанология,* 1982, т. 29, №3, с.372-379.

Бондур В.Г., Шарков Е.А. Статистические характеристики пенных структур на поверхности моря по данным оптического зондирования // *Исследование Земли из космоса,* 1986, № 4, с.21-31.

Бреховских Л.М. (ред) Акустика океана. М.: Наука, 1974, 694 с.

Букин О.А., Пермьяков М.С., Зенкин О.Л. и др. Сравнительный анализ результатов измерения концентраций хлорофилла А, полученных с использованием данных сканера цвета морской поверхности SeaWifs и методом лазерной индуцированной флюоресценции в Охотском море // *Исследование Земли из космоса,* № 4, 2003, с. 84-90.

Булатов М.Г., Кравцов Ю.А., Лаврова О.Ю. и др. Физические механизмы формирования аэрокосмических радиолокационных изображений океана // *Успехи физических наук,* 2003. Т. 173, № 1. С. 69-87.

Бунин Д.К., Горбунов М.Ю. и др. Дистанционный лазерный мониторинг фитопланктона и органических примесей в прибрежной полосе черноморского побережья России // *Изв. РАН, Физика атмосферы и океана,* 1993, т.29, №1, с.131-139.

Бункин А.Ф., Власов Д.В., Миркамилов Д.М. Физические основы аэрозондирования поверхности Земли. // Ташкент.: Фан, 1987. 272 с.

Буренков В.И., Ведерников В.И., Ершова С.В. и др. Использование данных спутникового сканера цвета океана SeaWifs для оценки биооптических характеристик Баренцева моря // *Океанология,* 2001, т. 41, № 4, с. 485-492.

Буренков В.И., Ершова С.В., Копелевич О.В. и др. Оценка пространственного распределения взвеси в водах Баренцева моря по данным спутникового сканера цвета океана SeaWifs // *Океанология,* 2001, т. 41, № 5, с. 653-659.

Буренков В.И., Копелевич, О.В., Шеберстов С.В. Оптический мониторинг биологического и экологического состояния Черного моря // *Комплексное исследование северо-восточной части Черного моря.* Отв. редакторы Зацепин А.Г., Флинт М.В., Наука, 2002, 480 с.

Буренков В.И., Копелевич, О.В., Шеберстов С.В., Ведерников В.И. Подспутниковые измерения цвета океана. Верификация спутниковых данных сканера цвета SeaWifs // *Океанология,* 2000, т. 40, № 3, с. 357-362.

Васильков А.П., Кондранин Т.В., Мясников Е.В. Определение профиля показателя рассеяния света по поляризационным характеристикам отраженного назад излучения при импульсном зондировании океана. //Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1990. Т. 26. № 3, с.307-312.

Веденьков В.Е., Смирнов Г.В., Борисов Т.Н. Динамика поверхностных и внутренних корабельных волн. Владивосток: Дальнаука, 1999. 224 с.

Ветер, волны и морские порты. Под ред. Крылова Ю.М. Л.: Гидрометеиздат, 1986, 264с.

Виноградов М.Е. Изучение биогеоценозов пелагиали океана // Природа. 1971. № 4. С. 35-41.

Виноградов М.Е. Роль океана в жизни и сохранении биосферы Земли. В кн. Глобальные экологические проблемы на пороге XXI века. М.: Наука, 1998, с.99-118.

Виноградов М.Е. (отв.ред.) Современные методы количественной оценки распределения морского планктона. М.: Наука, 1983. 279 с.

Виноградов М.Е. Функционирование пелагических сообществ тропических районов океана. М.: Науки, 1971. 272 с.

Витер В.А., Ефремов Г.А., Иванов А.И. и др. Космический аппарат "Алмаз-1" - программа "Океан-И" - предварительные результаты радиолокационного наблюдения с высоким разрешением поверхности океана. течение и другие явления, а также донные формы. // Исслед. Земли из космоса. 1994, № 1, с.54-63.

Владимиров А.М., Ляхин Ю.И., Матвеев Л.Т., Орлов В.Г. Охрана окружающей среды. // Л.: Гидрометеиздат, 1991, 424 с.

Гарбук С.В., Гершензон В.Е. Космические системы дистанционного зондирования Земли. М.: Издат. А и Б, 1997, 296 с.

Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Шеремет Н.А. Мезомасштабная изменчивость Черного моря по альтиметрическим данным TOPEX/POSEIDON и ERS-2 // Исследования Земли из космоса, 2003, № 3, с. 34-46.

Голицын Г.С. Изменения климата в XX и XXI столетиях. Физика атмосферы и океана. т. 22, № 12, 1986, с. 1235-1252.

Грамберг И.С. Сравнительная геология и минералогия океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов. В кн. Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология. СПб, ВНИИОкеангеология, 2002, с.17-34.

Гранков А.Г., Мильшин А.А. Использование данных многолетних измерений радиометра SSM/I спутников DMSP для исследования климатически значащих параметров океана и атмосферы в Северной Атлантике // Исследование Земли из космоса, 2001, № 5, с. 70-78.

Давидан И.Н., Лопатухин Л.И., Рожков В.А. Ветровое волнение в Мировом океане. Л.: Гидрометеиздат, 1985, 256 с.

Демидов А.А., Чекалюк А.М., Лапишкова Т.В., Фадеев В.В. Дистанционный лазерный мониторинг органических примесей в воде с борта судна // Метеорология и гидрология. 1988, №6, с. 62-70.

Дианский Н.А., Багно А.В., Залесный В.Б. //Изв. РАН. ФАО. 2002. Т.38. № 4. С. 537-556.

Динамика волн на поверхности жидкости. Под ред. К.И.Воляка Труды ИОФАН, Т. 56. М.: Наука. Физматлит, 1999. 176 с.

Дистанционное зондирование в метеорологии, океанографии и гидрологии / Под ред. А.П.Крэкнелла. М.: Мир, 1984. 535 с.

Дистанционное зондирование Земли. Вып. 1. Состояние и ближайшие перспективы развития космических средств дистанционного зондирования Земли за рубежом. С-Пб.: Гидрометеиздат, 2000. 82 с.

Долотов Ю.С. Проблемы рационального использования и охраны прибрежных областей Мирового океана. М.: Научный мир, 1996, 30с.

Ермаков С.А., Пелиновский Е.Н., Талипова Т.Г. Пленочный механизм воздействия внутренних волн на ветровую рябь. // В сб.: Воздействие крупномасштабных внутренних волн на морскую поверхность. Под. ред. Пелиновского Е.Н., Горький, ИПМ АН СССР, 1982, с. 31-51.

Жидко Ю.М., Калмыков А.И., Каневский М.Б., Пичугин А.П., Цымбал В.Н. Радиолокационное зондирование океана // Дистанционные методы исследования океана. Горький. ИПФ РАН, 1987, с. 5-53.

Журбас В.М. Траектории турбулентных струй примеси в устойчиво стратифицированной среде. // Водные ресурсы, 1977, № 4, 165-172.

Загородников А.А. Радиолокационная съемка морского волнения с летательных аппаратов. Л.: Гидрометеиздат. 1978. 324 с.

Зубкович С.Г. Статистические характеристики радиосигналов отраженных от земной поверхности. М.: Сов. радио, 1968, 356 с.

Ибраев Р.А., Саркисян А.С., Трухачев Д.И. Сезонная изменчивость циркуляции вод Каспийского моря, реконструированная по среднемноголетним гидрологическим данным // Известия АН Физика атмосферы и океана. 2001, т. 37, № 1, с. 103-111.

Иванов А.П. Физические основы гидрооптики. Минск. Наука и техника, 1975, 504 с.

Иванов В.В. Интерпретация спутниковых измерений вариаций уровня моря // Исследование Земли из космоса, 2003, № 3, с. 85-92.

Изменения климата и их последствия. Отв. ред. Менжулин Г.А., С-Пб., Наука, 2002, 272 с.

Израэль Ю.А. (ред.) Труды Всероссийской конференции «Научные аспекты экологических проблем России. Т.1. 625 с., Т.2, 412 с. М.: Наука, 2002.

Израэль Ю.А. Экология и контроль состояния природной среды. М.: Гидрометеиздат, 1984, 560 с.

Израэль Ю.А. Цыбань А.В. Антропогенная экология океана. Л.: Гидрометеиздат, 1989, 528 с.

Ирисов В.Г., Трохимовский Ю.Г. Эткин В.С. Радиометрическая диагностика океана // Дистанционные методы исследования океана. Горький: ИПФ РАН, 1987, с. 34-58.

Калмыков А.И., Островский И.Е., Фукс И.Н., Розенберг А.Д. Рассеяние СВЧ-сигналов взволнованной поверхности. ТИИЭР, т.16, №15, 1968.

Карабашев Г.С., Евдощенко М.А., Шеберстов С.В. Проявления вихревых диполей на спутниковых снимках поверхности Черного моря в ИК- и видимой областях спектра // Исследования Земли из космоса, 2003, № 1, с. 74-81.

Караев В.Ю., Баландина Г.Н. Модифицированный спектр волнения и дистанционное зондирование океана // Исследование Земли из космоса, 2000, № 5, с. 45-56.

Киенко Ю.П. Введение в космическое природоведение и картографирование. М.: Картогеоцентр, Геоиздат, 1994, 214 с.

Клышко Д.Н., Фадеев В.В. Дистанционное определение концентрации примесей в воде методом лазерной спектроскопии с калибровкой по комбинационному рассеянию // ДАН СССР. 1978. Т. 238. N 2, с. 320.

Козодеров В.В., Косолапов, В.С., Садовничий В.А. и др. Космическое землеведение: информационно математические основы / Под ред. акад. РАН В.А.Садовничего. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 571 с.

Козодеров В.В., Садовничий В.А. и др. Космическое землеведение: диалог природы и общества. Устойчивое развитие / Под ред. акад РАН В.А.Садовничего. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 640 с.

Комплексные исследования Северо-восточной части Черного моря. Отв.ред. Зацепин А.Г. и Флинт М.В., М.: Наука, 2002, 480 с.

Кондратьев К.Я. Глобальная экология и требования к данным наблюдений, С.-Пб. Наука, 1992, 98 с.

Кондратьев К.Я. Глобальный климат, Л.: Наука, 1992, 359 с.

Кондратьев К.Я. Исследование Земли из космоса: Научный план системы EOS // Исследование Земли из космоса, 2000, № 1, с. 82-91.

Кондратьев К.Я., Бузников А.А., Покровский О.Н. Атмосфера, океан, космос. Программа "Разрезы". Глобальная экология: дистанционное зондирование. итоги науки и техники. ВИНТИ. М.: 1992, 240 с.

Кондратьев К.Я., Крапивин В.Ф. Глобальный круговорот углерода и климат // Исследование Земли из космоса, 2003, № 1, с. 3-15.

Копелевич О.В., Буренков В.И., Еришова С.В., Шеберстов С.В., Евдошенко М.А., Лукьянова Е.А. Биооптические характеристики морей России по данным спутникового сканера цвета SeaWiFS. Москва, Институт океанологии РАН, 2002. с.

Коптев Ю.Н. Дистанционное зондирование Земли. Радиотехника. 1995, №10. С.83-90.

Корвер К.Р., Элаши Ш., Хлаби Ф.Т. Дистанционное зондирование из космоса в СВЧ-диапазоне. ТИИЭР, 1979, т.73, № 6, 30-56 с.

Кортаев Г.К. и др. Динамика антициклонов в Черном море по данным спутниковых альтиметрических измерений // Исследование Земли из космоса, 2002, № 6, с. 60-69.

Космическая съемка Земли. Спутники оптической съемки Земли с высоким разрешением. М.: ИПРЖР, 2001. 136 с.

Космические методы геоэкологии / Под. ред. В.И. Кравцовой. М.: Географический факультет МГУ, 1998, 108 с.

Кудрявцев В.Н., Акимов Д.Б., Йоханнесен О.М. Проявление мезомасштабной изменчивости моря на радиолокационных изображениях его поверхности // Исследование Земли из космоса, 2003, № 2, с. 27-46.

Лаверов Н.П., Ведешин Л.А. Российско-американское сотрудничество по исследованию Земли из космоса // Исследование земли из космоса, 2002, № 1, с. 81-89.

Лазарев А.И., Бондур В.Г., Коптев Ю.И., Савин А.И., Севастьянов В.И. Космос открывает тайны Земли. // С.Пб., Гидрометеиздат, 1993, 240 с.

Лаппо С.С. Климат Земли и океана (в настоящей книге).

Лаппо С.С. Среднемасштабные динамические процессы океана, возбуждаемые атмосферой. М.: Наука, 1979, 181 с.

Лисицын А.П. Биодифференциация вещества в океане и осадочный процесс // Биодифференциация осадочного вещества в морях и океанах. Ростов-на-Дону: РГУ, 1986. С. 3-66.

Лисицын А.П. Геология Мирового океана в третьем тысячелетии – достижения и перспективы (в наст. книге).

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.

Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука. 1994. 448 с.

Лисицын А.П. Литология литосферных плит//Геология и геофизика, 2001. т.42. №4. С.522-559.

Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов// Океанология. 1994. Т.34. № 5. С.735-747.

Лисицын А.П. Нерешенные проблемы океанологии Арктики // В кн. Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001. С. 31-74.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.

Лисицын А.П. Основные понятия биогеохимии океана/В кн.: Биогеохимия океана под ред. А.С. Монины и А.П.Лисицына. М.: Наука, 1983. С.9-32.

Лисицын А.П. Потоки вещества и энергии во внешних и внутренних сферах Земли Глобальные изменения природной среды. Новосибирск 2001. с.163-248.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.

Лисицын А.П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М.: Наука, 1991. 271 с.

Марчук Г.И., Дымников В.П., Залесный В.Б. и др. Математическое моделирование общей циркуляции атмосферы и океана. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 320 с.

Марчук Г.И., Кондратьев К.Я. Приоритеты глобальной экологии. М.: Наука, 1992. 264 с.

Матишов Г.Г. Антропогенная деструкция экосистем Баренцева и Норвежского морей. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1992. 112 с.

Матишов Г.Г. (отв. ред.) Вековые изменения морских экосистем Арктики. Климат, морской перигляциал, биопродуктивность. Сб. научн. труд. Апатиты: 2001. 320 с.

Матишов Г.Г. (отв. ред.). Закономерности океанографических и биологических процессов в Азовском море. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2000. 434 с.

Матишов Г.Г.(ред). Планктон морей Западной Арктики. Апатиты, 1997. 352 с.

Матишов Д.Г., Матишов Г.Г. Радиационная экологическая океанология. Апатиты: изд. Кольского научного центра РАН, 2001. 417 с.

Межерис А. Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987, 552 с.

Мелентьев В.В., Бобылев Л.П. Четвертый ERS-“Envisat” – симпозиум «Взгляд на Землю в новом тысячелетии» (16-20 октября 2000 г. г.Гетеборг, Швеция): краткий обзор // Исследование Земли из космоса, 2001, № 4, с. 81-90.

Мелентьев В.В., Черноок В.И. Многочастотная радиолокационная самолетная съемка: новые возможности диагностики ледяного покрова Арктических морей // Исследование Земли из космоса, 2002, № 6, с. 49-59.

Методы, процедуры и средства аэрокосмической компьютерной радиотомографии приповерхностных областей Земли. Под. ред. Нестерова С.В., Шамаева А.С., Шамаева С.И. М., Научный мир, 1996, 272 с.

Митник Л.М., Дубина В.А., М.Л.Митник. Использование спутниковых РЛС с реальной и синтезированной апертурой для картирования поля ветра в прибрежных районах // Исследование Земли из космоса, 2003, № 2, с. 47-58.

Мишев Д. Дистанционные исследования Земли из космоса. М.: Мир, 1985, 232 с.

Моисеенко А.Е. Современное состояние и перспективы использования средств дистанционного зондирования Земли из космоса в целях исследования природных ресурсов и экологии. М.: 1994, 80 с.

Монин А.С. Введение в теорию климата. С.-Пб.: Гидрометеиздат, 1992, 246 с.

Монин А.С. Теоретические основы геофизической гидродинамики. Л.: Гидрометеиздат, 1988.

Монин А.С., Красицкий В.Г. Явления на поверхности океана. // Л.: Гидрометеиздат, 1985, 371с.

Мор Т., Бридж. Г. Эволюция интегральной глобальной системы наблюдений Земли // Исследование Земли из космоса, 2003, № 1, с. 64-73.

Мур Р.К., Фан А.К. Радиолокационное определение параметров ветра над морем // ТИИЭР, 1973, т. 67, №11, с. 40-63.

Нешиба С. Океанология. Современное представление о жидкой оболочке Земли. // М.: Мир, 1991, 414 с.

Озмидов Р.В. Диффузия примесей в океане. М: Гидрометеиздат, 1986, 280 с.

Океанология. Биология океана. т.1. Биологическая структура океана. Под. ред. М.Е.Виноградова // М.: Наука, 1977, 424 с.

Океанология. Физика океана. т.1. Гидрофизика океана. 456 с, т.2. Гидродинамика океана. 456 с. Под. ред. Каменковича В.М., Моница А.С. М.: Наука, 1978.

Опыт системных океанологических исследований в Арктике. Под ред. Лисицина А.П., Виноградова М.Е., Романкевича Е.А. М.: Научный мир, 2001. 644 с.

Поздняков Д.В. и др. Численное моделирование трансспектральных процессов (ТП) взаимодействия света с водной средой. Воздействие ТП на спектральный состав восходящего излучения // Исследование Земли из космоса, 2000, № 5, с. 3-15.

Показеев К.В., Филатов Н.Н. Гидрофизика и экология озер. Том 1. Гидрофизика. М.: Физический факультет МГУ, 2002.

Проблемы химического загрязнения Мирового океана. Тома 1-9 // Л.: Гидрометеиздат, 1985.

Радиолокация поверхности земли из космоса. Под. ред. Митника Л.М., Виноградова С.В. Л.: Гидрометеиздат, 1990, 200 с.

Райзер В.Ю., Черный И.В. Микроволновая диагностика поверхностного слоя океана. С.-Пб., Гидрометеиздат, 1994, 232 с.

Рожков В.А. Методы вероятностного анализа океанологических процессов, Л.: гидрометеиздат, 1979, 280 с.

Романкевич Е.А., Ветров А.А. Цикл углерода в арктических морях России. М.: Наука, 2001. 302 с.

Савин А.И. Принципы построения космических систем глобального наблюдения // Исслед. Земли из космоса. 1993. № 1. С.40-47.

Савиных В.П., Соломатин В.А. Оптико-электронные системы дистанционного зондирования Земли. М.: Наука, 1995, 349 с.

Саркисян А.С. Учет турбулентных пульсаций сеточного масштаба в моделировании динамики океана // Океанология, 2003. Т. 388, № 4, с. 545-548.

Саркисян А.С., Зюндерман Ю. // Изв. РАН. ФАО. 1995. Т. 31. № 3. С.427-454.

Спутники радиолокационного зондирования Земли. Под ред. Кучейко А.Л. Приложение № 1 к Ежегоднику «Спутниковые системы связи и вещания», 2001. 86 с.

Фадеев В.В. Дистанционное лазерное зондирование фотосинтезирующих организмов // Квантовая электроника. 1978. Т.5. №10. С. 2221

Федоров К.Н. Тонкая структура гидрофизических полей в океане. В кн. Океанология, т.1, М.: Наука, 1978, 113-147.

Федоров К.Н., Гинзбург А.И. Приповерхностный слой океана. Л.: Гидрометеиздат, 1988, 304 с.

Филатов Н.Н. Гидродинамика озер. С-Пб.: Наука, 1991. 191 с.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: 2001. 606 с.

Шамаев С.И. Многочастотная компьютерная радиотопография океана // Вопросы радиоэлектроники М.: 1994, № 2, с 3-12.

Шутко А.М. СВЧ-радиометрия водной поверхности и почвогрунтов. М.: Наука, 1986, 192 с.

Advanced Airborne Hyperspectral Imaging System (AAHIS): an imaging spectrometer for maritime application. M.A. Volker, R.G. Resmini, G.C. Mooradian, T.B. McCard, C.P. Warren, M.M. Fene. SETS Technology, Inc. Mililani, Hawaii. C.C. Coyle and R.D. Anderson. Science Applications International Corporation. San Diego, California. USA, 1996.

Atlas D., Beal R.C., Brown R.A. et al. Problems and future direction in remote sensing of the ocean and troposphere: a workshop report. - J.Geophys. Res. 1986. V.91. №2. - С.2525-2548.

ATSR-2: The evolution in its design from ERS-1 to ERS-2/Stricker N.C. e.a.//ESA Bull. 1995. №83. - p. 32-37.

Baldrige M, Byrne J., McElroy J. NOAA Satellite Programs Briefing / NOAA. January 1984. 203 p. Ocean Color from Space. Ocean Processes Program. NASA Headquarters 600 Independence Avenue. S.W. Washington, D.C. 20546, 1980.

Bidigare R.R., Trees C.C. HPLC phytoplankton pigments: Sampling, laboratory methods and quality assurance procedures. In: Ocean Optics Protocols for Satellite Ocean Color Sensor Validation: Version 2.0. Mueller J., Fargion G. (eds), NASA Technical Memorandum, 2000.

Bolin B. (ed) An assessment of the role of carbon dioxide and of other radioactively active constituents in climate variation and associated impacts/ SCOPE Publ. John Wiley, 1996, №29, 540 p.

Bondur V.G. Conception of the development of the global environmental monitoring system based on dual use and civilian space means. Gore-Chernomyrdin Environmental Working Group Initiative. Proceedings of the Global Environmental Disaster Monitoring Subgroup Meeting. Rosslyn, Virginia, 5-7 December, 1995, 32 p.

Bondur V.G. Techniques and systems of monitoring of anthropogenic impact on coastal ecosystems. Gore-Chernomyrdin Environmental Working Group Initiative. Proceedings of the Global Environmental Disaster Monitoring Subgroup Meeting. Rosslyn, Virginia, 16-17 September, 1995, 24 p.

Bondur V.G., Kulakov V.V., Murinin A.B. Numerical Simulation of Spatial Nonuniform Sea Surface Optical Images // Thesis's of 14-th International Conference on Coherent and Nonlinear Optics, Leningrad, 1991. V.3, p. 27.

Bondur V.G., Murinin A.B. Restoration of Surface Wave Spectra from the Spectra of Images with the Account for Nonlinear Modulation of the Brightness Field // Atmospheric optics, 1991, V.4, №4, p. 387-393.

Crawford W.R., Cherniawsky J.Y., Foreman M.G.G. Multi-year meanders and eddies in the Alaskan Stream as observed by TOPEX/Poseidon altimeter // Geophys. Res. Letters. 2000. V. 27. № 7. P. 1025-1028.

Ducet N., Le Traon P.Y. Global high-resolution mapping of ocean circulation from Topex/Poseidon and ERS-1 and -2 // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № C8. P. 19477-19498.

DYNAMO Group, Dynamics of North Atlantic Models. Ber. Inst. Meereskunde Kiel, 1997. V. 294. P. 333.

Elachi C., Brown W.E. Models of radar imaging of the ocean surface waves // IEEE, Trans, Antennas and Propag, 1977, Ap.25, №1, P.84-95.

Ers-1/Ers-2. ESA Bulletin-83. 1995. - p. 9-52.

Ezer T., Mellor G.L. // J. Geophys. Res. 1994. V.99. P. 14159-14171.

Gairola R.M., Basu S., Pandey P.C. Eddy Detection over Southern Indian Ocean Using TOPEX/Poseidon altimeter data // Marine Geodesy. 2001. V. 24. P. 107-121.

Indian Earth Remote Sensing Satellites IRS-1C/ID//Int. J. Remote Sens. 1995. - 16. №3, p. 791-799.

Iudicone D., Santoleri R., Marullo S., Gerosa P. Sea level variability and surface eddy statistics in the Mediterranean Sea from TOPEX/Poseidon data // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № C2. P. 2995-3011.

Jonson N, Rodvald D. "1993-94 Europe and Asia in Space". Kaman Sciences Corp. 1994.

Keeler R.N. Ulich B.L. Some aspects of wide beat imaging lidar performance. // Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers, v.2258. Ocean Optics XII, 1997, pp 480-501.

Levitus S. World Ocean Atlas – CD-ROM. Wash. (D.C.) US Department of Commerce; NOAA; NESDIS; NODC; Ocean Climate Laboratory, 1994.

Lutomirski R.F. Lidar remote sensing of ocean waters. // Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers, v.2222, pp.12-19, 1994.

Merrifield M.A. Holloway P.E. Model estimates of M2 internal tide energetics at the Hawaiian Ridge. Journal of geophysical research, Vol. 107, N 10.2002.

MODIS. Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer. NASA's Earth Observing System. Goddard Space Flight Center. Greenbelt, Maryland, 20771, USA, NP-2002-1-423GSPC, 2002, 21 p.

- National Environmental Satellite, Data, and Information Service, NOAA, 1998, 54 p.
- Paiva A.M., Hargrrov J.T., Chassignet E.P., Bleck R. // J. Mar. Syst. 1999. V. 21. P. 307-320.
- Remote sensing of environment. Elsevier, 2002. Vol. 83. 362 p.
- Sharkov E.A. Passive microwave remote sensing of the Earth. Physical Foundations. Springer. PRAVIS Publishing, 2003, 613 p.
- R.D., Maltrud M.E., Bryan F.O., Hecht M.W. // J. Phys. Oceanogr. 2000. V. 30. № 7. P. 1532-1561.
- The special issue on Seasat A // J.Geophys. Res. 1982, v.87 № C5.
- The special issue on Seasat A // J.Geophys. Res. 1983, v.88 № C3.
- Viktorov S.V.* Regional Satellite Oceanography. Taylor & Francis, UK, London, 1996, 306 p.
- Zubkov E.V., Bunkin A.F.* Recording vertical structure of optical characteristics of the upper ocean by a method of local gradient extrema of a lidar return. // Bulletin of Russian Academy of Sciences (BRAS) /Supplements Physics of Vibrations. 1995. v.59. N 3. p. 165-172.