

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ
И ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

УДК 528.854

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДВУМЕРНЫХ СЛУЧАЙНЫХ ПОЛЕЙ ЯРКОСТИ
НА ВХОДЕ АЭРОКОСМИЧЕСКОЙ АППАРАТУРЫ МЕТОДОМ
ФАЗОВОГО СПЕКТРА

© 2000 г. В. Г. Бондур

Центральный научно-исследовательский институт "Комета", Москва

Тел.: (095) 277-42-31; e-mail: vgbondur@online.ru

Поступила в редакцию 05.04.2000 г.

С использованием информационного подхода к моделированию полей электромагнитного излучения, регистрируемых аэрокосмической аппаратурой дистанционного зондирования, предложены методы и технология синтеза двумерных стохастических пространственно однородных и пространственно неоднородных полей сигналов на входе этой аппаратуры. Методы основаны на использовании пространственных спектральных моделей, гипотез о распределении фаз и другой априорной информации об исследуемых процессах и явлениях. Приводятся примеры применения предложенных методов и технологий для синтеза изображений взволнованной морской поверхности, облачных полей и суши при различных условиях наблюдения.

ВВЕДЕНИЕ

Одной из важных областей применения методологии моделирования полей сигналов на входе аппаратуры дистанционного зондирования (ДЗ) является формирование модельных реализаций, прежде всего, двумерных стохастических полей яркости [1–3]. Актуальность синтеза таких реализаций (изображений) обусловлена следующими обстоятельствами. С одной стороны, для создания, применения и оценки эффективности функционирования аэрокосмических систем и аппаратуры ДЗ, выбора их оптимальных параметров необходимо наличие большого объема экспериментальных данных о характеристиках наблюдаемых объектов, процессов и явлений в широком диапазоне условий. С другой стороны, получение необходимого объема натурной информации – достаточно сложный и дорогостоящий процесс [1–7].

При генерации двумерных реализаций стохастических полей яркости может быть использована методология синтеза случайных текстур. Известен ряд методов синтеза таких текстур, основными из которых являются методы, основанные на использовании модели Юлеша, авторегрессионных моделей, моделей марковских случайных полей, линейного программирования, моделей прогноза яркостей элементов изображения при заданных значениях яркостей их ближайших соседей и др. [2, 8–10].

Упомянутые методы требуют специфических знаний об объектах синтеза, которые для изучаемых полей сигналов на входе дистанционной аппаратуры имеются далеко не всегда. Кроме того, каждый из них опирается на свой математический аппарат, а следовательно, они различаются

по сложности реализации и приводят к существенным затратам вычислительных и временных ресурсов. Это затрудняет их использование для синтеза полей сигналов с высоким пространственным разрешением в пределах больших полей обзора. В настоящей статье описан метод синтеза двумерных реализаций стохастических пространственно однородных и пространственно неоднородных полей яркости, основанный на использовании априорной информации об энергетических пространственных спектрах и гипотезы о распределении фазы для моделируемых сцен.

БАЗОВЫЙ МЕТОД ФАЗОВОГО СПЕКТРА

Суть предлагаемого метода заключается в формировании модельных изображений путем обратного преобразования Фурье двумерных пространственных спектров (ПС) Винера полей яркости, которые описываются аналитически или получаются экспериментально, с использованием генерируемых случайных фазовых спектров. Для получения заданных реализаций статистических характеристик амплитуд яркости производится последующее линейное преобразование полученных изображений.

Возможность синтеза изображений в соответствии с предлагаемым методом основана на связи двумерного поля яркости $B(x, y)$ с его двумерным энергетическим спектром $S(v_x, v_y)$ [3, 11]

$$S(v_x, v_y) = |F[B(x, y)]|^2 = \\ = \left| \int \int B(x, y) \exp(-2\pi j(v_x x + v_y y)) dx dy \right|^2, \quad (1)$$

где $v_x = 1/l_x$; $v_y = 1/l_y$ – пространственные частоты; $F[B(x, y)]$ – оператор преобразования Фурье; L_x, L_y – размеры изображения по координатам x и y .

Тогда изображение $B(x, y)$ восстанавливается по его энергетическому и фазовому $\Phi(v_x, v_y)$ спектрам путем обратного преобразования Фурье (F^{-1})

$$\begin{aligned} B(x, y) &= \\ &= F^{-1}\{[N_x \Delta x N_y \Delta y S(v_x, v_y)]^{1/2} \exp[i\Phi(v_x, v_y)]\} = \\ &= \int_{1/Z_x}^{v_x} \int_{1/Z_y}^{v_y} [N_x \Delta x N_y \Delta y S(v_x, v_y)]^{1/2} \times \quad (2) \\ &\times \exp[i(v_x x + v_y y + \Phi(v_x, v_y))] dv_x dv_y, \end{aligned}$$

где $N_x N_y$ – количество дискретов синтезированного поля по осям x и y ; $\Delta x, \Delta y$ – интервалы дискретизации по этим осям;

$$\Phi(v_x, v_y) = \arctg \frac{\text{Im}\{F[B(x, y)]\}}{\text{Re}\{F[B(x, y)]\}} \quad (3)$$

– фазовый спектр изображения;

$\text{Im}\{F[B(x, y)]\}, \text{Re}\{F[B(x, y)]\}$ – мнимая и действительная части фурье-образа поля яркости.

Для формирования истинного поля яркости $B^{\text{ист}}(x, y)$ необходимо иметь информацию о дисперсиях σ_n^2 и коэффициентах вариации γ исследуемых объектов [3]

$$B^{\text{ист}}(x, y) = M \left[1 - \left(\frac{\gamma}{\sigma_n} \right) B(x, y) \right], \quad (4)$$

где M математическое ожидание яркости.

Значения дисперсий могут быть получены из ПС:

$$\sigma_n^2 = \int_{v_x^{\min}}^{v_x^{\max}} \int_{v_y^{\min}}^{v_y^{\max}} S'(v_x, v_y) dv_x dv_y, \quad (5)$$

При реализации предлагаемого метода синтеза необходимо наличие модельной информации о двумерных ПС полей яркости и коэффициентах вариации или баз экспериментальных данных по этим спектрам и коэффициентам вариации, а также о распределении фазы при широком наборе условий наблюдения [2, 3, 6, 7, 12–17].

Информация о двумерных ПС различных объектов наблюдения обобщается в виде двумерных пространственных спектральных моделей [2, 3, 7, 15]. Для многих пространственно однородных случайных полей яркости наблюдаемых объектов распределения фазы могут описываться равномерным законом [3, 18–21]

$$P[\Phi(v_x, v_y)] = 1/2\pi, \quad (6)$$

где $-\pi \leq \Phi(v_x, v_y) < \pi$.

Это подтверждается примерами, приведенными на рис. 1 и 2, где представлены: изображения различных природных объектов – морской поверхности (1a), гор (1d), сельскохозяйственных угодий (1u), мощной кучевой облачности (2a), слоисто-кучевой облачности (2d), волнистых слоистых облаков (2u); двумерные распределения фаз для этих объектов (1b, e, k) (2b, e, k), их одномерные распределения вдоль осей v_x (1в, ж, л) (2в, ж, л), а также гистограммы (1г, з, м; 2г, з, м) фаз, соответствующих этим природным образованиям.

Учитывая указанную выше гипотезу (6) и примеры экспериментальных данных, для пространственно однородных полей яркости логично применять модели фазовых спектров $\Phi(v_x, v_y)$ в виде случайных функций пространственных частот или матриц случайных чисел, равномерно распределенных на интервале $[-\pi, \pi]$.

СИНТЕЗ ИЗОБРАЖЕНИЙ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Для синтеза изображений взволнованной морской поверхности, кроме описанного выше базового метода, может использоваться метод, заключающийся в формировании двумерных модельных полей яркости морской поверхности путем сложения компонент яркости, обусловленных отражением падающего излучения от случайной структуры поверхностного волнения, составляющих яркости, обусловленных рассеянием в атмосфере и выходом из толщи воды излучения, формируемого путем численного моделирования. При этом учитываются двумерные поля уклонов, синтезируемые базовым методом фазового спектра с использованием модельных или экспериментальных спектров возвышений морской поверхности при заданных гидрометеорологических условиях [2, 3, 6, 7, 12, 13, 15, 18, 22–29].

Для определения составляющей яркости излучения, восходящего из толщи воды, можно воспользоваться зависимостями яркости от углов падения на морскую поверхность снизу, полученными путем численного моделирования с использованием метода Монте-Карло для чистой и мутной воды [3, 21, 30, 31]. При таких расчетах имитируются рассеяние в атмосфере фотонов, идущих от Солнца, преломление на границах раздела воздух–вода при различных скоростях ветра, рассеяние и поглощение в водной толще [3, 27, 31].

Двумерное поле уклонов морской поверхности, соответствующих какому-либо азимуту θ , необходимое для определения поля яркости отра-

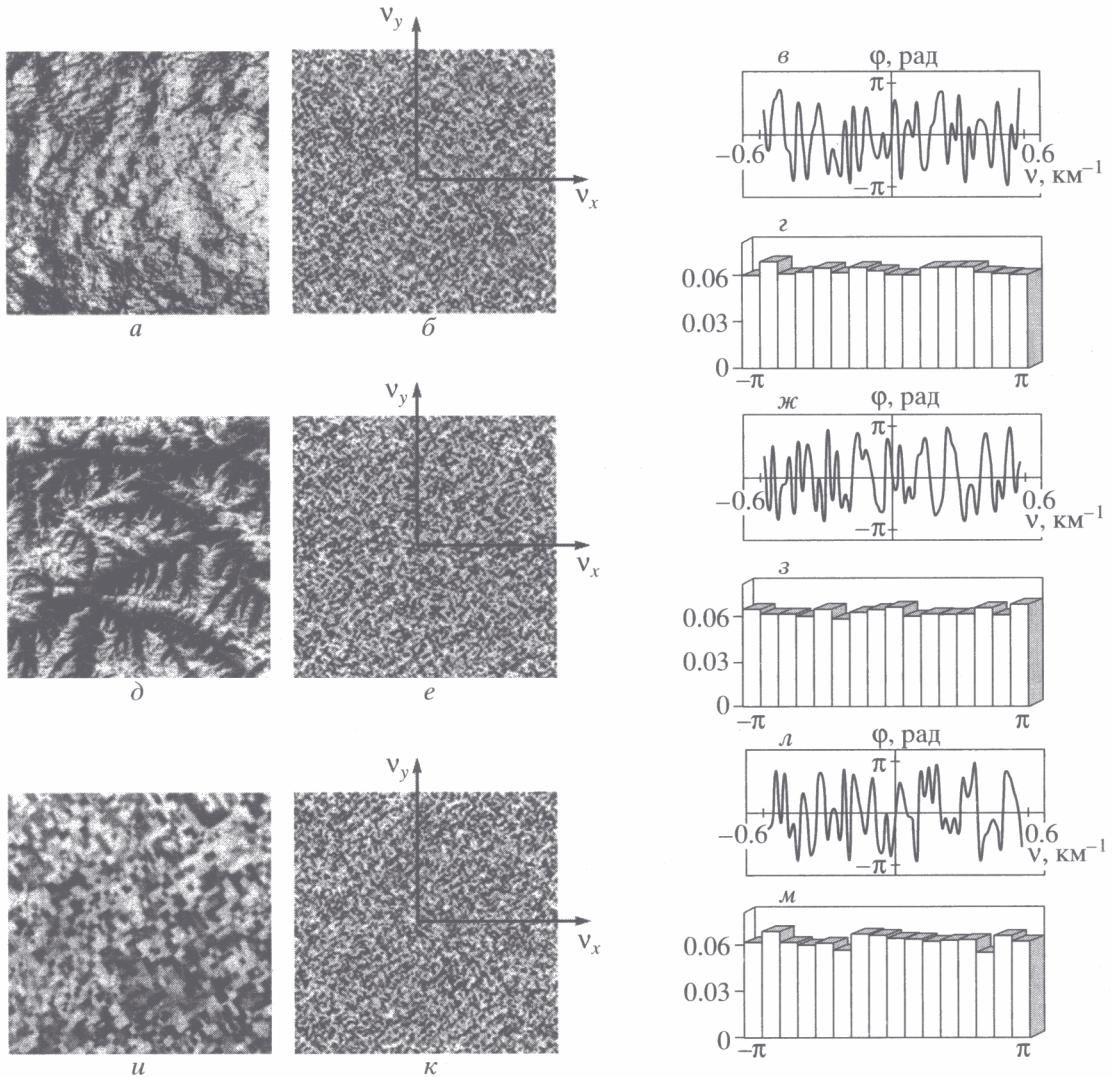


Рис. 1. Изображения морской поверхности (*a*), гор (*d*), сельскохозяйственных угодий (*u*); соответствующие им распределения фазы: двумерные — *b*, *e*, *k*, одномерные вдоль оси v_x — *v*, *ж*, *л*; гистограммы фазы — *z*, *з*, *м*.

женного и выходящего из-под воды излучения, может быть представлено в виде [3, 18]

$$\nabla\xi(x, y) = \nabla\xi_x(x, y)\cos\theta + \nabla\xi_y(x, y)\sin\theta. \quad (7)$$

Это поле может быть синтезировано описанным выше методом фазового спектра с использованием спектра уклонов $\Psi_\phi(k_x, k_y)$ с учетом линейных размеров анализируемого участка морской поверхности и пространственного разрешения аппаратуры $\Delta x, \Delta y$:

$$\begin{aligned} \nabla\xi(x, y) = (2\pi)^{-2} \int_{1/L_x}^{\infty} \int_{1/L_y}^{\infty} & [L_x L_y \Psi_\phi(k_x, k_y)]^{1/2} \times \\ & \times \exp[i(k_x x + k_y y) + \Phi(k_x, k_y)] dk_x dk_y, \end{aligned} \quad (8)$$

где $k_x = 2\pi/\lambda_x$; $k_y = 2\pi/\lambda_y$ — волновые числа; $\Phi(k_x, k_y)$ — фазовый спектр, равномерно распределенный на интервале $(-\pi, \pi)$; $L_x = N_x \Delta x$, $L_y = N_y \Delta y$ — размеры

анализируемого поля; N_x, N_y — число отсчетов в пределах анализируемого фрагмента вдоль осей x и y .

Спектр уклонов $\Psi_{\nabla\xi}(k_x, k_y)$ определяется по формуле:

$$\Psi_{\nabla\xi}(k_x, k_y) = (k_x \cos\theta + k_y \sin\theta)^2 \Psi_\xi(k_x, k_y), \quad (9)$$

где $\Psi_\xi(k_x, k_y)$ — спектр возвышений.

Как правило, спектр возвышений берется из известных аппроксимаций, например, Пирсона—Московитца [24] для полностью развитого волнения или спектр, полученный в эксперименте JONSWAP [25] для развивающегося волнения. Угловое распределение энергии, описывается, например, аппроксимациями Мицясу [26, 27] или Давидана [28]. При этом в указанные аппроксимации подставляются конкретные значения скорости приповерхностного вектора, соответствующие условиям формирования изображений морской поверхности.

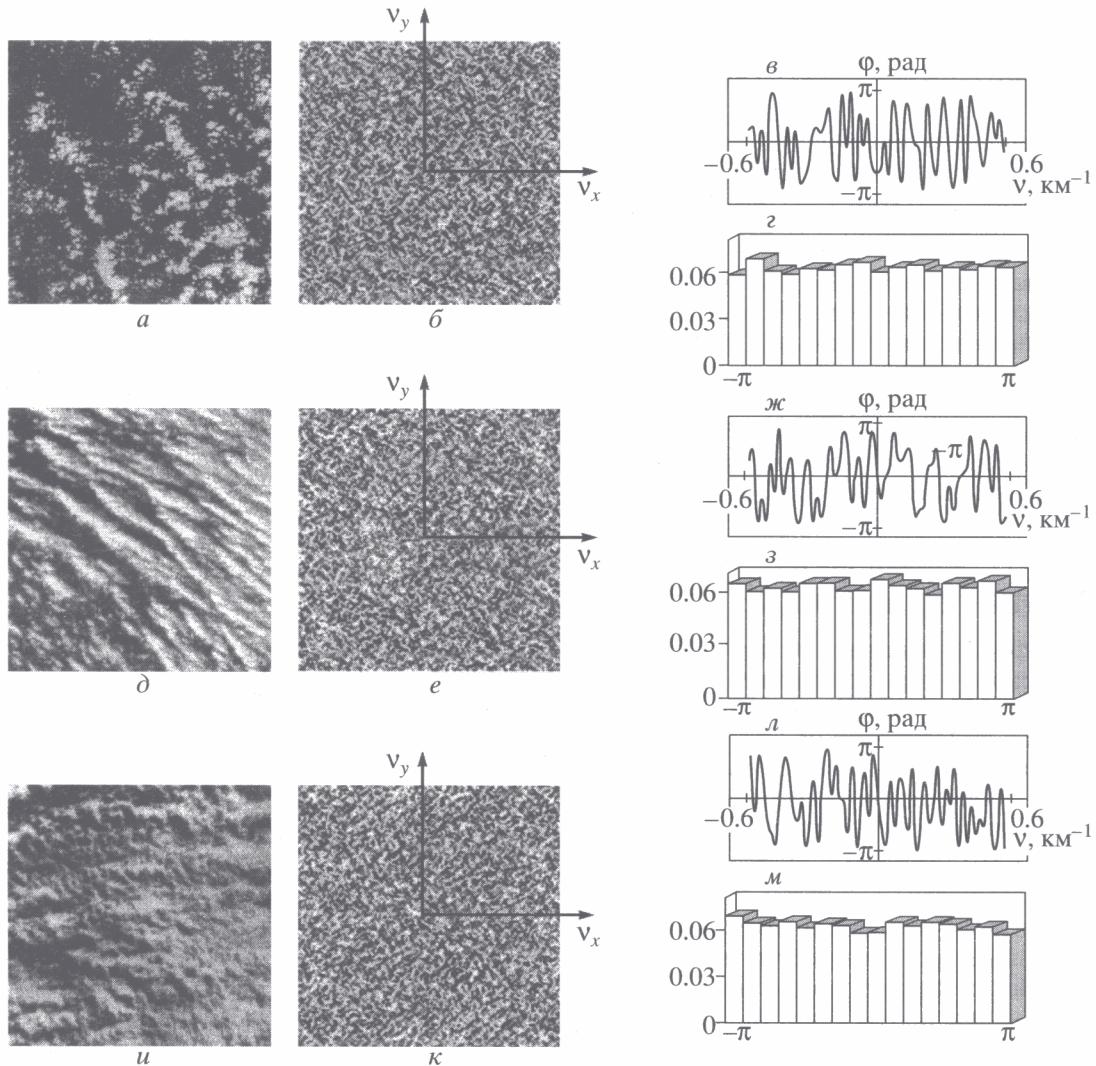


Рис. 2. Изображения мощной кучевой (*a*), слоисто-кучевой (*d*) облачности, волнистых слоистых облаков (*u*); соответствующие им двумерные распределения фазы – (*b*, *e*, *κ*), одномерные распределения фазы вдоль оси v_x – (*v*, *ж*, *λ*), а также гистограммы фазы – (*z*, *ж*, *м*).

Кроме таких аппроксимаций, могут использоваться аппроксимации пространственных спектров высот $\Psi_\xi(k_x, k_y)$ и уклонов $\Psi_{\nabla\xi}(k_x, k_y)$, содержащиеся в пространственных спектральных моделях, созданных на основании многочисленных экспериментальных и теоретических исследований морского волнения и различных явлений на поверхности океана (выходов внутренних волн, сливковых полей, нефтяных и других видов загрязнений) [2, 3, 6, 7, 12, 13, 15].

СИНТЕЗ ИЗОБРАЖЕНИЙ ПРОСТРАНСТВЕННО-НЕОДНОРОДНЫХ ПОЛЕЙ ЯРКОСТИ

В пределах поля обзора аппаратуры ДЗ зачастую проявляется существенная неоднородность

условий наблюдения, приводящая к изменению среднего значения и дисперсии яркости (например, в направлениях, отличных от надира), а также могут наблюдаться несколько пространственно однородных участков поверхности. В этом случае может использоваться модификация разработанного метода синтеза, основанная на структурном подходе [2, 3], позволяющая получать пространственно неоднородные изображения различных объектов океана, суши, облачных полей и др., состоящие из нескольких пространственно однородных областей. Этот метод заключается в следующем:

– разделении моделируемого поля на пространственно однородные области, например, морфологические однородные образования (МОО) [1–3];

– синтезе фрагментов изображений, соответствующих пространственно однородным областям, например МОО, с помощью базового метода фазового спектра;

– формировании сложного кадра путем “размещения” фрагментов на соответствующие места;

– сглаживании, если это требуется, границ между фрагментами.

При синтезе изображений с поверхностными аномалиями морской поверхности, связанными с искажениями параметров волнения, например из-за антропогенных воздействий или естественных причин, производится моделирование, при котором накладываются синтезированные изображения невозмущенной поверхности и возмущений пространственной структуры волнения [2, 3, 19–21].

БЛОК-СХЕМА АЛГОРИТМОВ СИНТЕЗА СТОХАСТИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЯРКОСТИ

Алгоритм формирования стохастических полей яркости, реализующий предложенные методы синтеза, может быть представлен в виде обобщенной блок-схемы, приведенной на рис. 3. Он состоит из ряда последовательных операций (шагов) и соответствует обобщенной схеме информационного моделирования полей сигналов на входе аппаратуры ДЗ [1–3].

Входными данными для реализации алгоритмов синтеза служат метеорологические модели (М), региональные географо-климатические модели (РГК), модели характеристик водной среды (при моделировании полей яркости морской поверхности), передаточных характеристик атмосферы, энергетических характеристик полей яркости и коэффициентов вариации, модели и базы экспериментальных данных по двумерным ПС яркости, спектрам высот и уклонов (для морской поверхности) [1–3, 15, 16, 32–35].

Сущность этих операций (шагов) заключается в следующем (см. рис. 3).

Шаг 1. Ввод исходных данных. Пользователь формирует файл входных параметров, который содержит:

– условия наблюдения (дата, время наблюдения);

– метеорологические параметры наблюдаемой ситуации (скорость ветра, влажность, температура и др.);

– параметры бортовой аппаратуры Λ (спектральный диапазон, спектральное и пространственное разрешение, размер поля зрения, количество кадров и их периодичность для получения временной последовательности);

– параметры системы наблюдения U (высота и скорость полета носителя, углы съемки и т.п.).

Шаг 2. Формирование индикаторов условий наблюдения $I(x, y)$ (тип зондируемой поверхности, модели атмосферы и т.д.). На этом этапе:

– осуществляется расчет географических координат проекции центра каждого элемента поля обзора (ϕ_i, λ_i);

– проводится климатическое районирование поля обзора, определяется код климатического района [1–3, 32, 33], код оптического состояния среды (например, плотности ρ , гидрооптических характеристик τ , солености S морской воды [22, 34]), тип модели атмосферы (тип приземного аэрозоля, горизонтальная дальность видимости и т.д.) с использованием высотных профилей U оптически активных компонент атмосферы [3, 33, 35] формируется матрица кодов $I_m(x, y)$;

– рассчитываются параметры геометрических условий наблюдения и освещения, зенитный угол линии визирования;

– по полученной матрице кодов строится индикатор принадлежности каждого элемента однородному фрагменту изображения $I(x, y)$;

– для каждого фрагмента рассчитываются значения углов линии визирования, условий освещения в центральной точке.

Следующие шаги выполняются для пространственно однородных полей яркости.

Шаг 3. Формирование исходных данных по спектрам полей яркости, которое заключается в анализе входных параметров и индикатора $I(x, y)$, определении на их основе параметров формы (form) и наклона (a) для расчета трехмерной фигуры ПС $S(v_x, v_y)$. Это производится с помощью входных моделей ПС или с использованием базы экспериментальных данных по спектрам яркости (см. рис. 3).

Шаг 4. Генерация случайного поля яркости.

Алгоритм синтеза случайного поля яркости включает:

– расчет фазового спектра $\Phi(v_x, v_y)$ (3) как массива равномерно распределенных на интервале $[-\pi, \pi]$ чисел;

– двумерное быстрое преобразование Фурье, в результате которого для каждой ситуации в соответствии с $I(x, y)$ получаются промежуточные изображения $B(x, y)$ (2).

Шаг 5. Расчет характеристик интегральной яркости.

На данном этапе рассчитываются средняя интегральная яркость $M[B]$ и ее дисперсия $D[B]$ в каждом фрагменте изображения для заданных условий наблюдения и освещения с использованием спектральных зависимостей, содержащихся в моделях [2, 3, 15] (см. рис. 3).

Шаг 6. Формирование изображения пространственно однородной области.

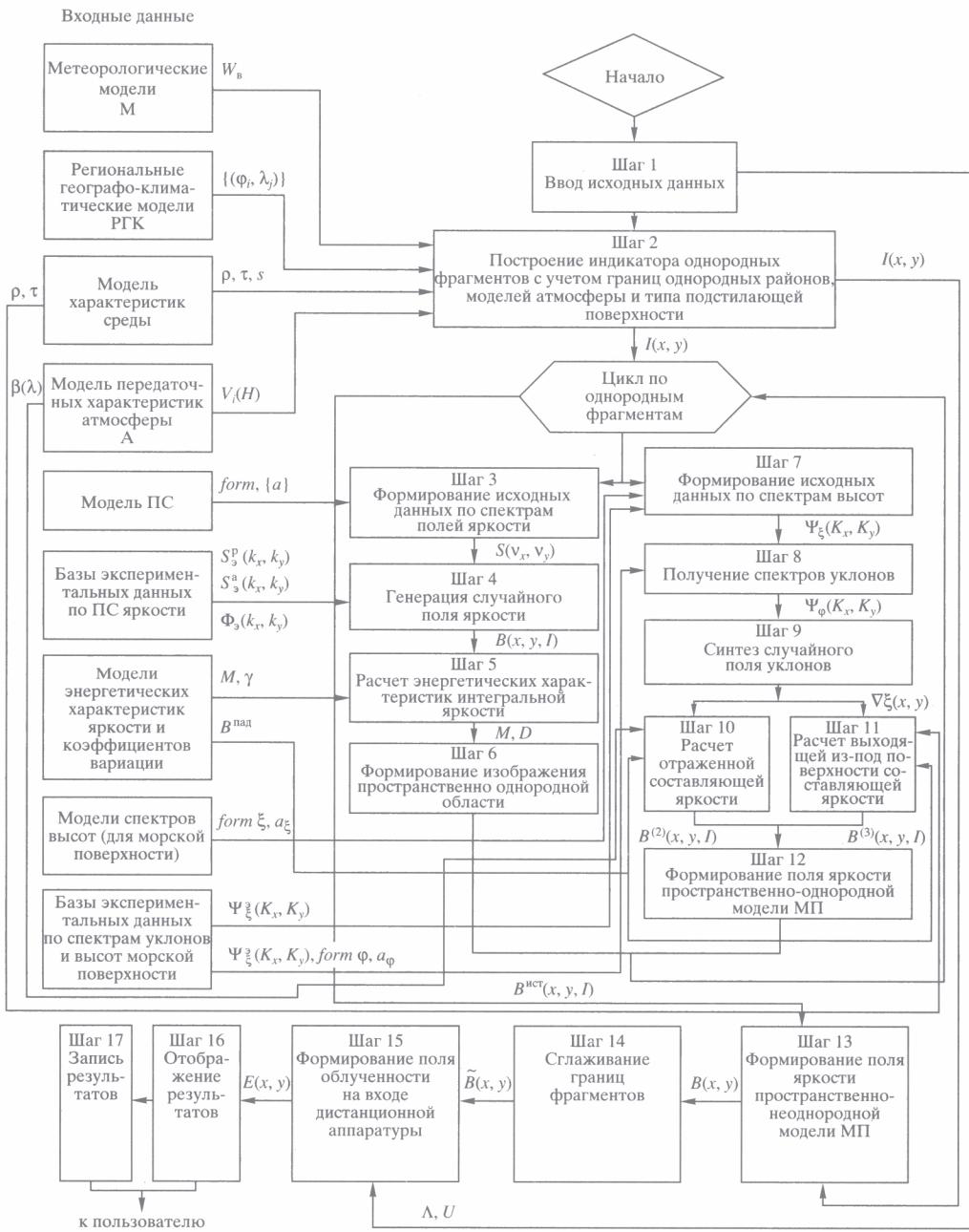


Рис. 3. Блок-схема алгоритма синтеза двумерных стохастических полей яркости.

При формировании итогового изображения по каждому фрагменту производится линейное преобразование поля $B(x, y)$ в соответствии с формулой (4).

Шаги 7–12 используются для синтеза изображений морской поверхности с использованием спектров высот и уклонов морского волнения.

Шаг 7. Формирование исходных данных по спектрам высот. Здесь определяются исходные данные и формируются трехмерные фигуры спектров высот морского волнения $\Psi_\xi(K_x, K_y)$ аналогично шагу 3 (рис. 3).

Шаг 8. Получение спектров уклонов по спектрам возвышений (см. формулу (9)). Вместо использования расчетных данных при синтезе можно использовать экспериментально полученные спектры уклонов (см. рис. 3).

Шаг 9. Синтез случайного поля уклонов производится с помощью быстрого преобразования Фурье из спектра уклонов со случайной фазой (формула (8)).

Шаг 10. Расчет отраженной составляющей яркости. На этом этапе с использованием поля уклонов и яркости падающего излучения Солнца и

небосвода рассчитывается отраженная составляющая яркости. Яркость падающего излучения может быть получена экспериментально или рассчитана с использованием известных моделей [3, 12, 18, 36–39].

Шаг 11. Расчет выходящей из-под поверхности составляющей яркости на основе метода Монте-Карло [3, 18, 21, 30, 31].

Шаг 12. Формирование поля яркости пространственно однородной морской поверхности с учетом рассеянной на взволнованной поверхности и выходящей из под воды составляющей яркости. Здесь рассчитывается суммарная яркость в каждом фрагменте [3, 18, 21].

Шаг 13. Формирование изображения пространственно неоднородной морской поверхности. На данном этапе производится запись готовых фрагментов, пространственно однородных $B(x, y, I)$ на соответствующие места в выходном кадре $B(x, y)$ [2, 3].

Шаг 14. Сглаживание границ фрагментов. Необходимость этого шага вызвана тем, что четкое разделение климатических областей, гидрологических объектов, атмосферных зон и т.п. справедливо только в среднем. На практике значения характеристик природных объектов изменяются не скачкообразно, а с конечными градиентами. При сглаживании границ используются методы линейной фильтрации, обеспечивающие получение правдоподобных градиентов яркости [2, 3, 18–21].

Шаг 15. Формирование поля сигналов на входе дистанционной аппаратуры. На этом этапе производится расчет характеристик облученности входного зрачка бортовой аппаратуры [3]

$$E(x, y) = \frac{1}{d^2} \int_{-\frac{\Delta x}{2}}^{\frac{\Delta x}{2}} \int_{-\frac{\Delta y}{2}}^{\frac{\Delta y}{2}} B(x, y) \cos \chi dx dy, \quad (10)$$

где d – расстояние от датчика до поверхности; $\Delta x, \Delta y$ – пространственное разрешение; χ – угол падения.

При этом одно и тоже изображение $B(x, y)$ может использоваться как входное для различных датчиков с близкими характеристиками.

Шаги 16, 17. Обеспечивают визуализацию готовых изображений и их запись на магнитный носитель.

Метод синтеза с использованием двумерных (ПС) полей яркости различных природных образований реализуется с помощью шагов 1, 2, 7–17.

Приведенные алгоритмы реализованы в виде программных продуктов на рабочих станциях и персональных компьютерах.

ПРИМЕРЫ СИНТЕЗА МОДЕЛЬНЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ

В качестве примеров, демонстрирующих возможности метода фазового спектра, ниже приведены результаты синтеза изображений пространственно однородной и неоднородной морской поверхности при различных гидрометеорологических условиях применительно к условиям наблюдения с аэрокосмических носителей, а также изображений различных типов облачных полей применительно к условиям наблюдения с высокоорбитальными космическими аппаратами системы глобального наблюдения.

Синтез изображений морской поверхности

На рис. 4 в качестве примера представлены изображения, демонстрирующие фрагменты технологии синтеза изображений методом фазового спектра. На этом рисунке приведены: спектр возвышений морской поверхности $\Psi_\xi(\mathbf{k})$ (а); спектры уклонов $\Psi_{\nabla\xi}(\mathbf{k}_x) = k_x^2 \Psi_\xi(\mathbf{k})$ $\Psi_{\nabla\xi}(\mathbf{k}_y) = k_y^2 \Psi_\xi(\mathbf{k})$ в направлениях 0° (б) и 90° (в) относительно направления ветра; синтезированные из спектров уклонов поля уклонов (г, д); синтезированные оптические изображения поверхности моря для зенитных углов Солнца $z_\odot = 45^\circ$ (е) и $z_\odot = 15^\circ$ (ж).

При моделировании задавались высота съемки $H = 200$ м, визирание “в надир”, разрешение на морской поверхности $\Delta x = \Delta y = 0.1$ м. Размер изображений 512×512 элементов. Спектр возвышений $\Psi_\xi(\mathbf{k})$ задавался в виде аппроксимации Пирсона–Московитца [24] с угловым распределением энергии Мицяусу [26, 27] при скорости ветра $W_b = 4$ м/с и направлении ветра, совпадающем с координатной осью ОХ (вдоль горизонтали). Разгон составлял 10 км. Дисперсия уклонов морской поверхности составляет $\sigma_{\nabla\xi}^2 = 4.9 \times 10^{-3}$.

На рис. 5 в качестве примеров приведены результаты синтеза двумерных полей яркости морской поверхности по модельным спектрам возвышений при разгоне $X_W = 10$ км для различных условий:

а – высота полета $H_a = 1000$ м, разрешение $\Delta x = \Delta y = 1$ м, размер участка морской поверхности $L_x \times L_y = 512$ м $\times 512$ м, спектр JONSWAP [25] с функцией углового распределения Мицяусу [26, 27], скорость ветра $W_b = 8$ м/с, зенитный угол Солнца $z_\odot = 15^\circ$, параметр наклона спектра высот $a = 4$;

б–д – высота полета $H_a = 100$ м, разрешение $\Delta x = \Delta y = 10$ см, размер участка $L_x \times L_y = 51.2$ м $\times 51.2$ м, спектр Пирсона–Московитца [24] с функцией углового распределения Мицяусу [26, 27], скорость ветра $W_b = 2$ м/с, зенитные углы Солнца $z_\odot = 30^\circ$ (б), $z_\odot = 15^\circ$ (в–д).

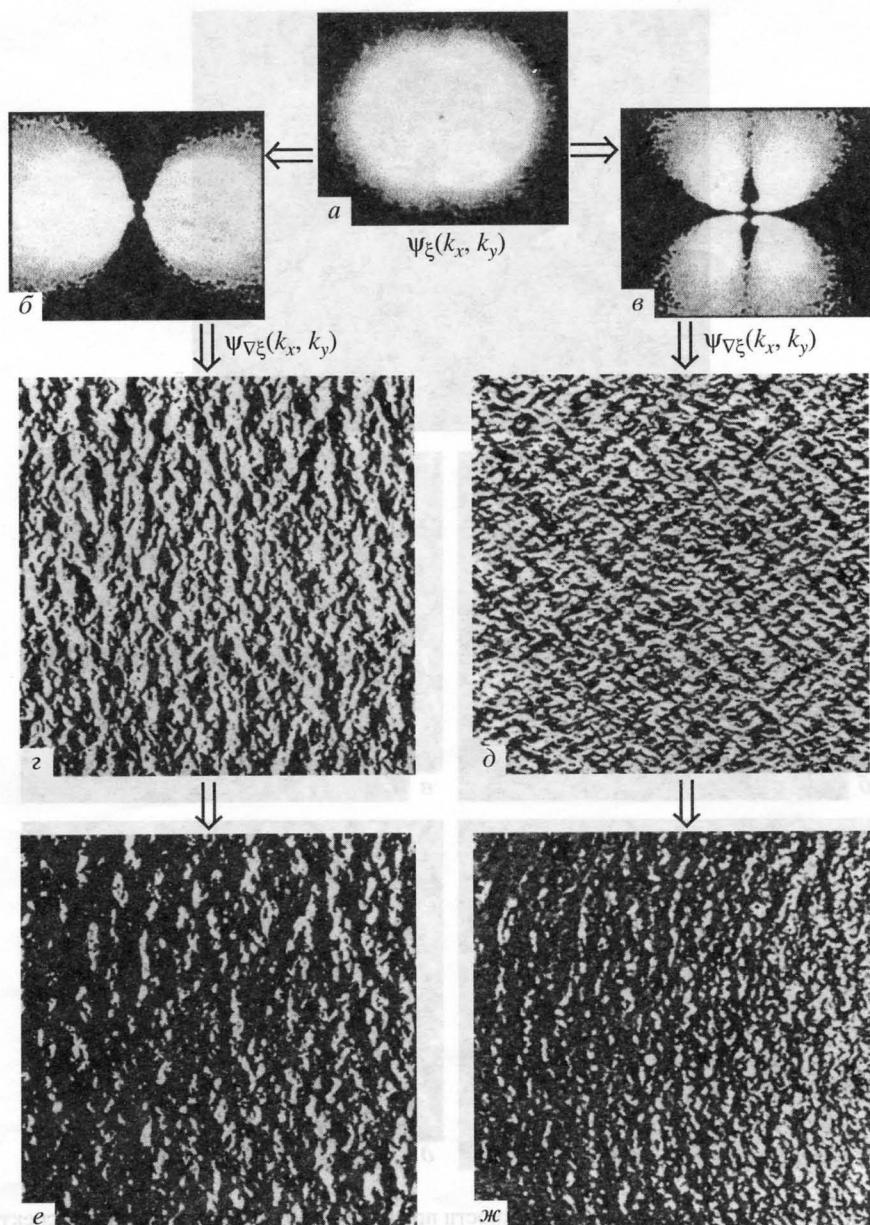


Рис. 4. Спектр возвышений морской поверхности (а); соответствующие ему спектры уклонов в направлении 0° (б) и 90° (в) относительно направления ветра; синтезированные из спектров уклонов поля уклонов (д, е) и оптические изображения для различных зенитных углов Солнца – $z_\Theta = 45^\circ$ (ж) и $z_\Theta = 15^\circ$ (ж).

Параметры наклонов спектров высот $a = 4$ (б, в), $a = 4.5$ (г), $a = 5$ (д).

На рис. 6 приводятся спектр однородной морской поверхности $\Psi_{(\Phi)}(\mathbf{k})$, задаваемый в форме аппроксимации JONSWAP [25] (а), и спектр, представляющий собой сумму $\Psi_{(A_1)}(\mathbf{k}) = \Psi_{(\Phi)}(\mathbf{k}) + \Psi_{(3)}(\mathbf{k})$, где $\Psi_{(3)}(\mathbf{k})$ – спектр дополнительной системы волн, распространяющихся под углом $\varphi_3 = 60^\circ$ к направлению ветра (б), а также синтезированные изображения однородной морской поверхности (в, д) и поверхности с дополнительными системами волн (г, е).

Синтезированные изображения соответствуют следующим условиям: скорость ветра $W_b = 8$ м/с; разгон $X_W = 10$ (в, г) и 100 (д, е) км; размер участка морской поверхности 400×400 (в, г), 51.2×51.2 (д, е) м; высота съемки 1000 (в, г), 200 (д, е) м; разрешение на морской поверхности $\Delta = 1$ (в, г), 0.1 (д, е) м; направление визирования в надир; зенитный угол Солнца $Z_\Theta = 30^\circ$; азимут Солнца совпадает с направлением ветра и горизонтальной координатной осью ОХ; коэффициент диффузного отражения водной толщи $\rho_D = 0.01$; дисперсия уклонов элементов морской поверхности $\sigma_{\nabla\xi}^2 = 8 \times 10^{-3}$.

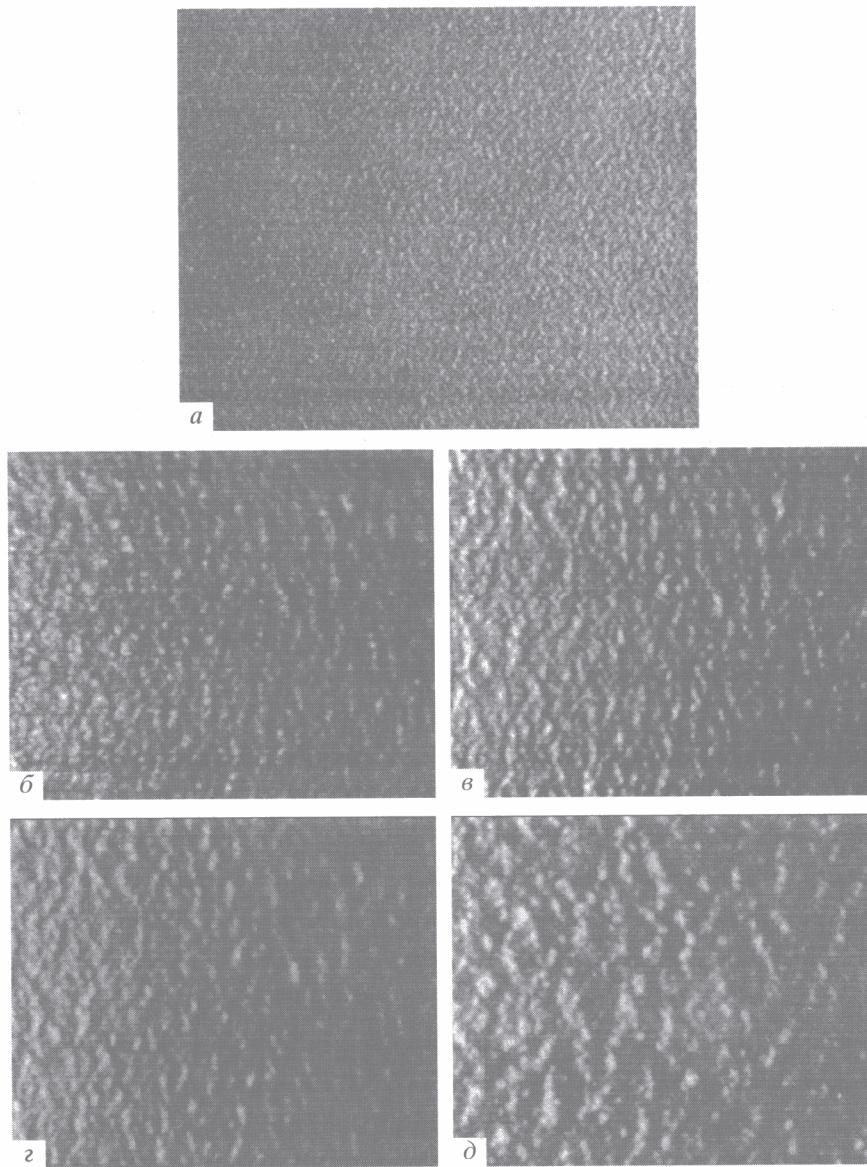


Рис. 5. Синтезированные изображения морской поверхности при разгоне 10 км с использованием спектра JONSWAP (*a*) и Пирсона–Московитца (*b*, *c*, *d*); параметры наклонов $p = 4$ (*a*–*c*), $p = 4.5$ (*c*), $p = 5$ (*d*); функция углового распределения Мицуясу. Скорость ветра 8 (*a*) и 2 (*b*, *c*, *d*) м/с. Зенитные углы Солнца 45° (*a*), 30° (*b*) и 15° (*c*–*d*). Пространственное разрешение 1 м (*a*) и 10 см (*b*–*d*). Размеры участков 512 м × 512 м (*a*) и 51.2 м × 51.2 м (*b*–*d*).

Дополнительные волновые компоненты достаточно хорошо видны на синтезированных изображениях (*g*, *e*).

На рис. 7а, в, д, в качестве примеров приведены синтезированные изображения пространственно неоднородных участков морской поверхности с областями выглаживания высокочастотных компонентов волнения с различными значениями дисперсий уклонов элементов поверхности $\sigma_{\nabla\xi}^2$. Эти области подобны тем, которые могут наблюдаться на морской поверхности в районах антропогенных воздействий, например нефтяных загрязнений, сбросов сточных вод или поверхности-

ных проявлений естественных внутренних волн [2, 3, 13, 22, 23].

Моделирование выполнялось для условий видирования “в надир” с высоты 1000 м (*a*, *в*, *д*) при различных зенитных углах Солнца $z_{\odot} = 20^\circ$ (*a*), $z_{\odot} = 30^\circ$ (*в*), $z_{\odot} = 15^\circ$ (*д*). Размеры участков морской поверхности составляют 512 м × 512 м. Области выглаживания (слики) задавались в виде эллипсов, линейные размеры которых и расстояния между ними задавались как случайные числа с заданными законами распределения [3, 19, 21]. Дисперсии шероховатостей элементов морской поверхности в области слика и фона $\sigma_{\nabla\xi}^2$ составляли

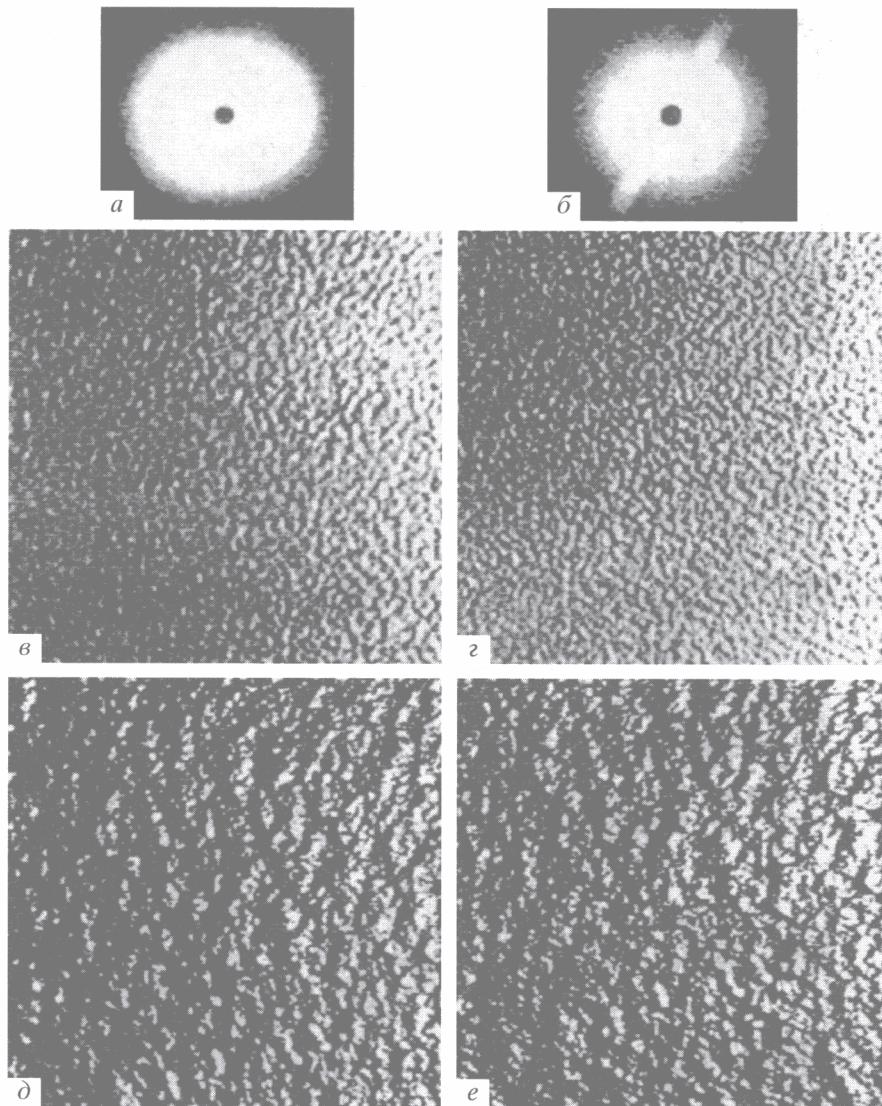


Рис. 6. Пространственные спектры возвышений морской поверхности: *а* – изотропный, *б* – с дополнительной системой волн; соответствующие им синтезированные изображения морской поверхности при скорости ветра 8 м/с для различных условий; *в*, *г* – пространственное разрешение 1 м, разгон 10 км; *д*, *е* – пространственное разрешение 0.1 м, разгон 100 км.

соответственно $\sigma_{\nabla\xi_c}^2 = 5 \times 10^{-3}$ (*а*) и 3×10^{-3} (*в*, *д*); $\sigma_{\nabla\xi_\Phi}^2 = 10^{-2}$ [2, 3].

Анализ изображений, приведенных на рис. 7(*а*, *в*, *д*), показывает, что при уменьшении угла Солнца (т.е. по мере приближения анализируемого участка морской поверхности к центру солнечной дорожки) визуально наблюдаемый контраст сливков на рис. 7*a*, *d*). При визуальном сравнении изображений 8*a* и *в* видно, что увеличение зенитного угла солнца z_\odot от 20° до 30° практически компенсирует изменение дисперсии шероховатости для сливков от $\sigma_{\nabla\xi_c}^2 = 5 \times 10^{-3}$ (*а*) до $\sigma_{\nabla\xi_c}^2 = 3 \times 10^{-3}$ (*д*), в результате чего визуально

наблюдаемый контраст сливков на рис. 7*в* даже больше, чем на рис. 7*а*, хотя в реальности наоборот.

На рис. 7*б*, *г*, *е* приведены примеры синтезирования пространственно неоднородных полей уклонов с высоким пространственным разрешением $\Delta x = \Delta y = 0.1$ м, содержащих области выглаживания с линейными границами. В качестве исходных спектров возвышений $\Psi_\xi(\mathbf{k})$ брались степенные функции вида $\Psi_\xi(\mathbf{k}) = \alpha_n k^{-a_n}$ с различными параметрами α_n .

Размеры синтезированных участков морской поверхности составляли $25.6 \text{ м} \times 25.6 \text{ м}$. Показатели степенной аппроксимации спектров a_1 (для фона)

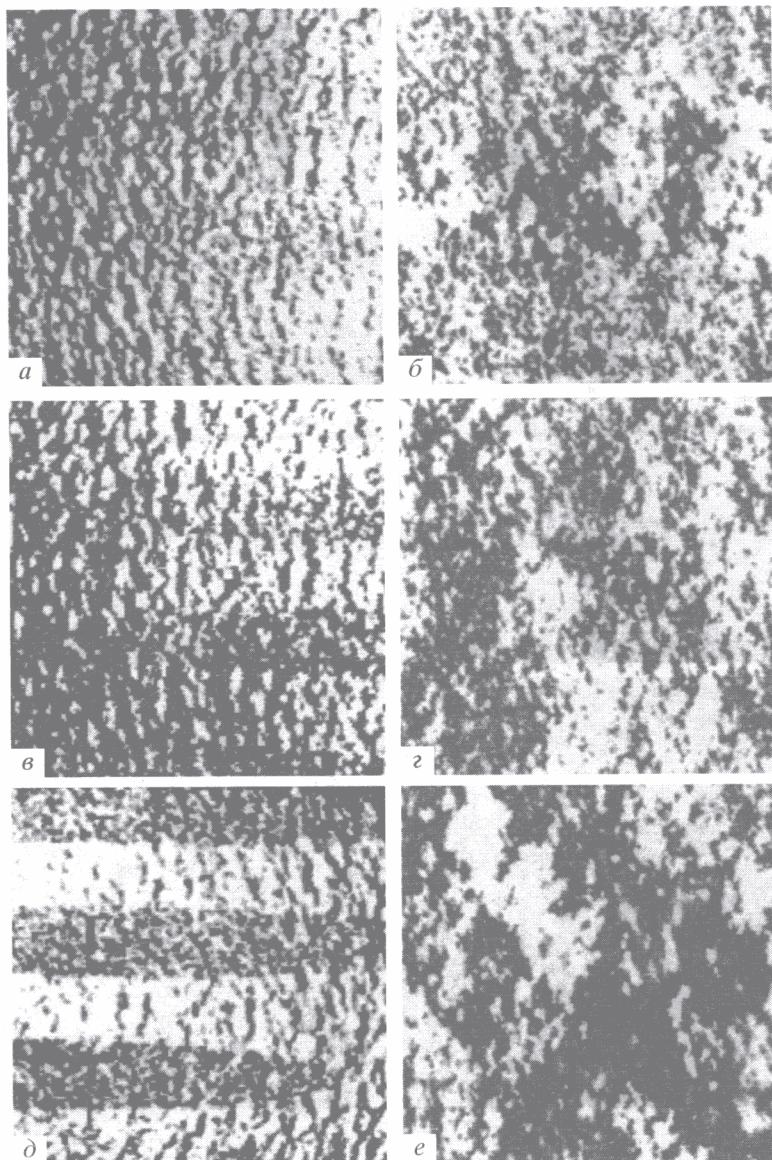


Рис. 7. Модельные изображения полей яркости при зенитных углах Солнца $z_{\odot} = 20^{\circ}$ (а), 30° (в) и 15° (д) и полей уклонов (б, г, е) для пространственно неоднородных участков морской поверхности с полосами выглаживания. Размеры участков $512 \text{ м} \times 512 \text{ м}$ (а, в, д) и $25.6 \text{ м} \times 25.6 \text{ м}$ (б, г, е). Разрешение 1 м (а, в, д) и 10 см (б, г, е).

и a_2 (для области выглаживания) составляли соответственно: 3.3 и 4 (б); 3.7 и 4 (г); 4 и 4.5 (е).

Аномальные области морской поверхности на этих изображениях можно рассматривать как слики, аналогичные приведенным на рис. 7а, в, д, но при наблюдении с другим пространственным разрешением (например, при съемке с меньшей высоты).

Приведенные примеры свидетельствуют об эффективности разработанного метода синтеза изображений морской поверхности для моделирования случаев, связанных с проявлением естественных и антропогенных воздействий.

Синтез изображений облачных полей

На рис. 8–10 в качестве примеров представлены результаты синтеза изображений пространственно однородных и пространственно неоднородных полей яркости, соответствующие наблюдению различных типов облачности в видимом и ИК-диапазонах спектра с космических аппаратов на геостационарных орбитах. Размер всех изображений составил 512×512 пикселов. Пространственное разрешение 500 м. Исходные пространственные спектры брались из пространственных

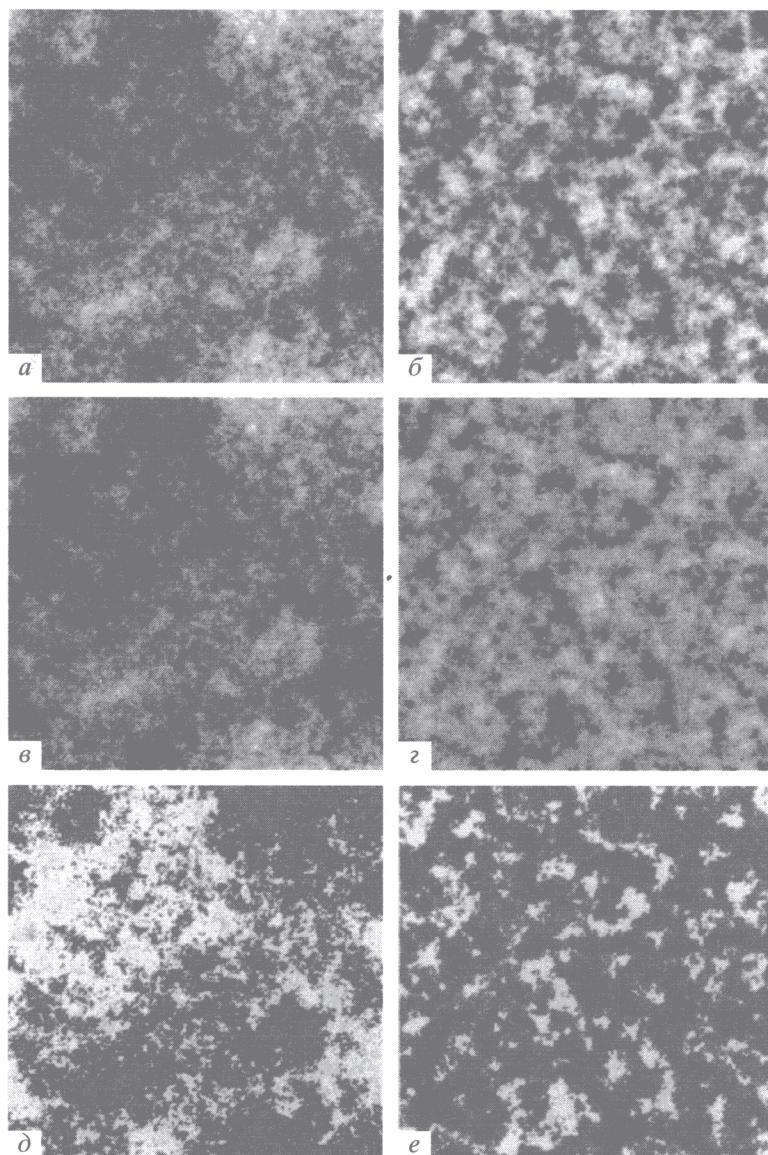


Рис. 8. Синтезированные изображения высококучевой облачности над Атлантическим океаном (*a, в, д*), а также ячеек кучево-дождевых облаков над Индийским океаном (*б, г, е*), в разных спектральных диапазонах $\Delta\lambda$: 0.5–0.7 (*а, б*); 2.5–3.5 (*в, г*); 4.0–5.0 мкм (*д, е*).

спектральных моделей [2, 3]. На рис. 8*a, в, д* приведены результаты синтеза изображений высококучевых облаков типичной фронтальной системы теплого фронта над Атлантическим океаном. Балл облачности – 5, высота верхней границы облачности $H_{\text{ВГО}} = 6$ км, период наблюдения – зима, время наблюдения – 9 ч по Гринвичу.

На рис. 8*б, г, е* приведены синтезированные изображения ячеек кучево-дождевых облаков внутри тропической зоны конвергенции над Индийским океаном. Балл облачности 5, высота верхней границы облачности $H_{\text{ВГО}} = 4$ км, период наблюдения – январь, время наблюдения – 6 ч по Гринвичу.

Изображения, представленные на рис. 8, синтезированы в видимом диапазоне спектра: $\Delta\lambda =$

= 0.4–0.7 мкм (*а, б*), а также в районах полос поглощения $\Delta\lambda = 2.3–3.5$ (*в, г*) и 4.0–5.0 (*д, е*) мкм.

Для синтеза использовались пространственные спектры круглой формы $v_x^2 + v_y^2 = R$ с параметром наклона $a = 1.9$ (*а, в, д*) и 2.5 (*б, г, е*) и радиусами $R = 0.5$ (*а, в, д*) и 0.015 (*б, г, е*) км^{-1} .

На рис. 9*а–г* представлены синтезированные изображения перисто-слоистых облаков системы теплого фронта над Аравийским морем. Балл облачности 9, высота верхней границы $H_{\text{ВГО}} = 8$ км. Период наблюдения – январь, время наблюдения – 6 ч по Гринвичу.

Для синтеза использовались ПС сложной формы, формируемые путем аддитивного сочетания

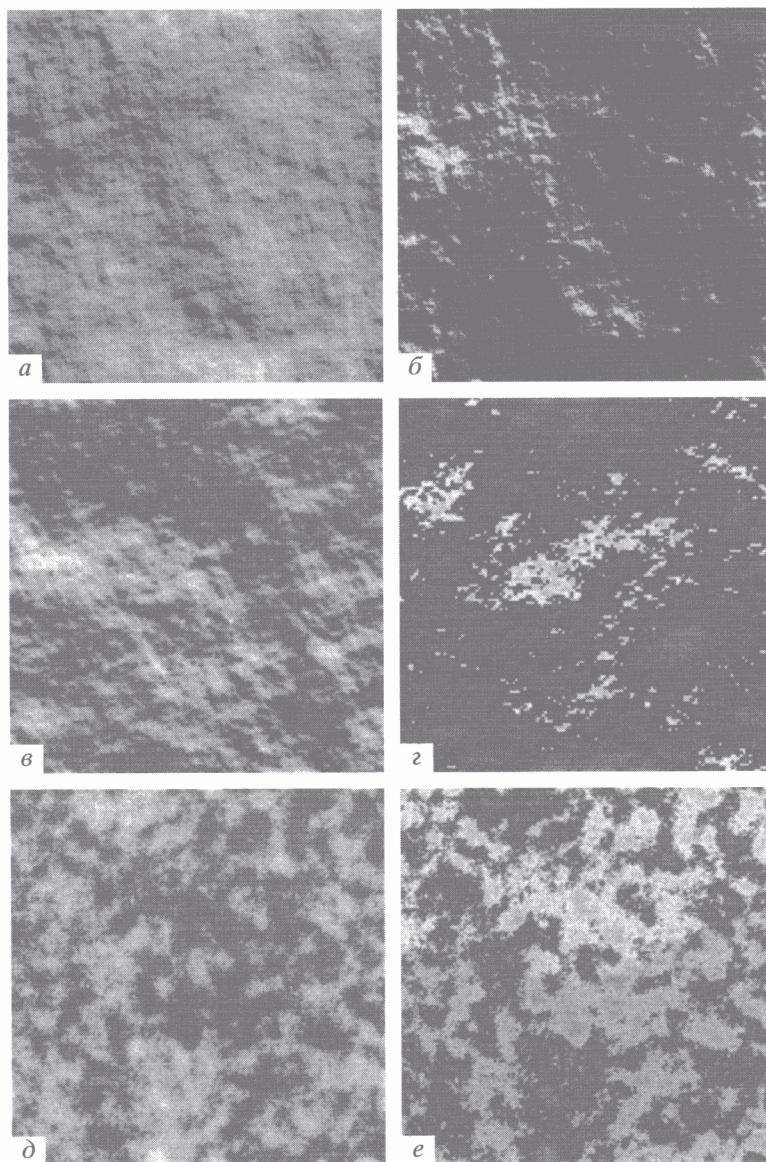


Рис. 9. Синтезированные изображения гряд перисто-слоистой облачности над Аравийским морем (*а*–*г*), кучевой облачности над водой и сушей в районе Пиренейского п-ова (*д*, *е*) в спектральных диапазонах $\Delta\lambda$: 2.5–2.7 (*а*); 2.7–2.9 (*в*); 2.5–3.5 (*д*); 4.0–5.0 (*г*, *е*); 4.5–5.0 (*б*) мкм.

спектров круглой и “бабочкообразной” форм [2, 3, 14]. Синтез производился для спектральных диапазонов $\Delta\lambda = 2.5$ – 2.7 (*а*); 2.7 – 2.9 (*в*); 4.0 – 5.0 (*г*, *е*); 4.5 – 5.0 (*б*) мкм.

На рис. 9*д*, *е* приведены синтезированные изображения развитой кучевой облачности внутри массовой системы над Пиренейским побережьем Бенгальского залива. Балл облачности -5 , высота верхней границы $H_{\text{ВГО}} = 6$ км. Для синтеза использовались ПС крупной формы с параметром наклона $a = 2.5$ и $R = 0.015$ км [2, 3, 14]. Наблюдение проводилось в январе. Время наблюдения 9 ч по Гринвичу.

Изображение, приведенное на рис. 9*д*, синтезировалось в диапазоне $\Delta\lambda = 2.5$ – 3.5 мкм, на рис. 9 –

в диапазоне $\Delta\lambda = 4.0$ – 5.0 мкм. В спектральном диапазоне $\Delta\lambda = 4.0$ – 5.0 более отчетливо (по сравнению с изображением в диапазоне $\Delta\lambda = 2.5$ – 3.5 мкм) видна граница раздела более теплой и менее теплой суши (внизу). В спектральном диапазоне $\Delta\lambda = 2.5$ – 3.5 мкм, перекрывающем полосу поглощения водяного пара, облака выглядят более светлыми, чем земная поверхность, в отличие от изображения в диапазоне $\Delta\lambda = 4.0$ – 5.0 мкм. Это обусловлено, с одной стороны, основным вкладом в интегральную яркость собственного излучения более теплой по сравнению с облаками земной поверхности в тепловом диапазоне $\Delta\lambda = 4.0$ – 5.0 мкм, с другой – большим вкладом отраженного от облаков излучения по сравнению с земной поверхнос-

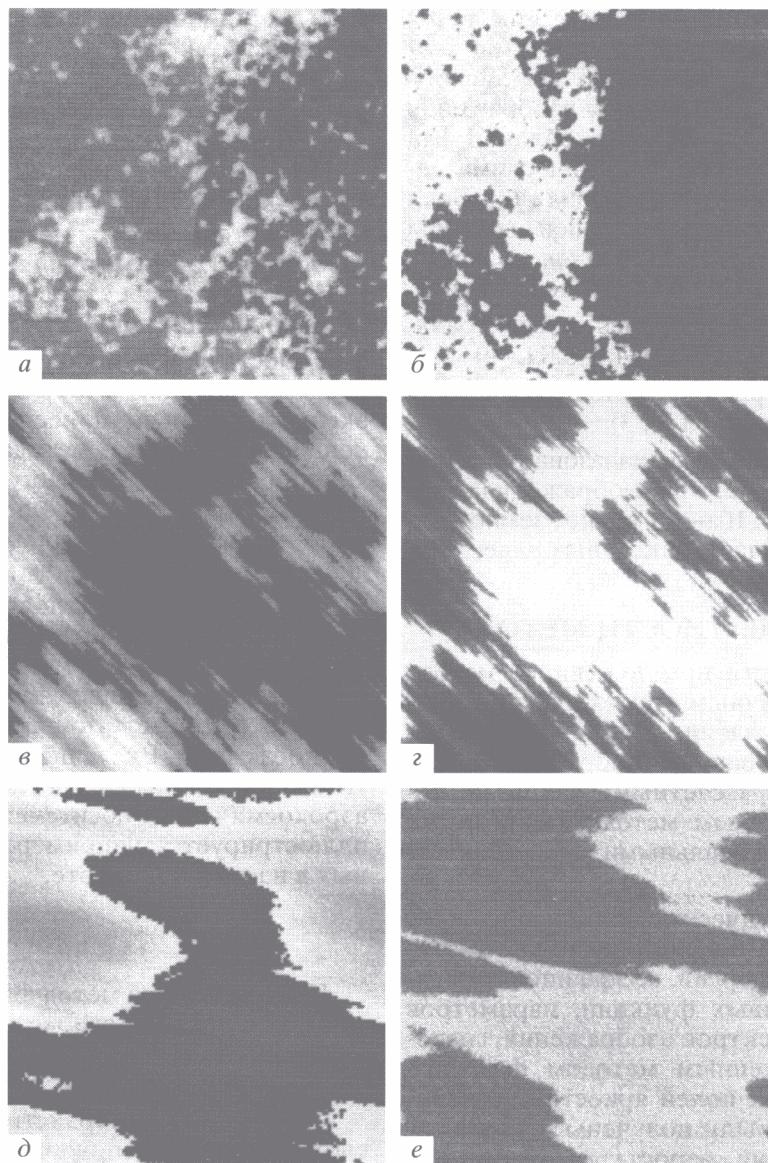


Рис. 10. Синтезированные изображения многокомпонентных полей яркости: низкой слоистообразной облачности над Западным побережьем Красного моря с границей раздела вода–суша (*a, б*), различных типов перистообразной облачности над водой (*в–д*) и зеленой растительностью (*е*) в спектральных диапазонах $\Delta\lambda$: 0.4–0.7 (*а*); 0.5–0.7 (*б*); 4.5–5.0 (*в*); 4.0–5.0 (*г–е*) мкм.

тью в диапазоне $\Delta\lambda = 2.5\text{--}3.5$ мкм и с третьей – с большим ослаблением отражения от нижележащих объектов в районе полосы поглощения воды.

На рис. 10*а, б* приведены синтезированные многокомпонентные поля яркости для низкой слоистообразной облачности, характерной для фронтов окклюзии над западным побережьем Красного моря. Балл облачности – 3, высота верхней границы $H_{\text{ВГО}} = 0.8$ км. Период наблюдения – лето, время 9 ч по Гринвичу. При синтезе использовались три типа МОО: пустыня, вода, облака с соответствующими типами форм и параметрами ПС, которые извлекались из пространственных спектральных моделей [2, 3]. Контуры

береговой линии брались с цифровой карты местности. Изображения синтезировались в спектральных диапазонах $\Delta\lambda = 0.4\text{--}0.7$ (*а*) и 4.5–5.0 (*б*) мкм. Для теплового диапазона спектра ($\Delta\lambda = 4.0\text{--}5.0$ мкм, рис. 10*б*) суша выглядит более светлой, чем в видимом диапазоне (рис. 10*а*), низкие облака практически “сливаются” с водой, так как имеют почти одинаковую температуру (в отличие от видимого диапазона, где отражение от облаков гораздо сильнее, чем от воды и сушки).

На рис. 10(*в–е*) представлены многокомпонентные поля яркости, соответствующие различным типам перистообразной облачности над различными видами подстилающих поверхностей.

Рисунок 10 ν , g соответствует изображению узких гряд перистообразной облачности системы теплого фронта над западной частью Индийского океана, а на рис. 10 d , e приводится изображение широких полос перистообразных облаков над Атлантическим океаном (d) и тропическими лесами западной части Северной Африки (e). Балл облачности 4 ($v-e$), высота верхней границы $H_{\text{ВГО}} = 9$ (v, g), 8 (e), 13 (d) км. Сезон – лето, время наблюдения: v, g – 8 ч, d – 11 ч, e – 9 ч по Гринвичу.

Изображения синтезировались в спектральных диапазонах $\Delta\lambda = 0.5-0.7$ (v); 4.0–5.0 ($g-e$) мкм.

Формы и параметры ПС, используемые для синтеза, брались из моделей [2, 3].

На изображении видимого диапазона (рис. 10 v) облака выглядят светлее, а на изображениях теплового диапазона (рис. 10 $g-e$) – темнее земной поверхности, как и в случаях, описанных ранее.

ОЦЕНКА АДЕКВАТНОСТИ МЕТОДА

Оценка адекватности предложенного метода проводилась по различным статистическим критериям путем сопоставления абсолютных значений яркости синтезированных изображений с экспериментальными и расчетными данными, полученными по различным методикам, а также путем сопоставления с реальными аэрокосмическими изображениями.

В качестве статистических применялись критерии, основанные на использовании математических ожиданий, дисперсий, коэффициентов вариации, корреляционных функций, параметров пространственных спектров изображений, синтезированных предложенным методом фазового спектра и измеренных полей яркости. Экспериментальные данные были получены с борта самолетных лабораторий, аэростатов, различных автоматических космических аппаратов (“Космос-1939”, “Метеор”, “Метеор-2”, “Метеор-3”, “Ресурс-О”, “Ресурс-Ф”, NOAA, SPOT, GMS-METEOSAT и др.), долговременных орбитальных станций (“Салют-4”, “Салют-5”, “Салют-6”, “Салют-7”, “Мир”), различных пилотируемых космических кораблей, системы ОКО и др. [3, 6, 7, 12–15, 40–47].

Спектры яркости измерялись с помощью аппаратуры “МФС-1”, “МСС-2”, “МСС-2МВ”, “СКИФ”, спектрорадиометра “Микрон” и др. [3, 6, 7, 41, 42, 47].

Для сравнения пространственных спектров синтезированных и реальных полей яркости использовались изображения, полученные бортовыми камерами КАТЭ-140, КАТЭ-200, КФА-1000, МК-4, КВР-1000, АФА-41/20, АФА-41/7.5, устройствами МСЭ-М, МСУ-СК МСУ-С, МСУ-Э и др. [3, 15, 16, 41], а также пространственные спектры с выхода аппаратуры, реализующей ме-

тод дистанционной пространственно-частотной спектрометрии [3, 7, 12].

Для сопоставления абсолютных значений яркости синтезированных изображений различных природных образований использовались: методы расчета полей яркости морской поверхности [2, 3, 12, 18–21, 31, 34, 37]; инженерные методики расчета спектро-энергетических характеристик фона Земли [3, 47]; методы, реализованные в программе расчета спектров яркости природных образований, описанной в [48].

Сопоставление характеристик синтезированных изображений и полей яркости, полученных экспериментально и расчетным путем, выполненное различными методами, дало достаточно хорошие результаты. Погрешности оценок различных характеристик составили величины 5–23%, что вполне приемлемо для решения задач дистанционного зондирования [3, 18–21].

Для оценки адекватности предложенного метода синтеза, кроме статистических, использовались визуальные критерии, основанные на сходстве синтезированных изображений реальным сценам, соответствующим различным природным объектам. Визуальное соответствие результатов синтеза реальным сценам, наблюдаемым с аэрокосмических носителей, достаточно хорошо иллюстрируется, например, на рис. 4–9, приведенных в настоящей работе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенный метод фазового спектра и разработанные на его основе алгоритмы синтеза реализаций стохастических сигналов на входе аэрокосмических систем могут использоваться для:

- синтеза пространственно однородных и сложных многокомпонентных полей яркости для различных объектов ДЗ;
- синтеза многоспектральных изображений и пересчета двумерных полей яркости из одних спектральных диапазонов в другие при наличии соответствующей априорной информации;
- моделирования рельефа облачности, поверхности суши и океана;
- формирования изображений с улучшенным пространственным разрешением и т.п.

Метод имеет достаточно хорошую теоретическую обоснованность, для его реализации имеются необходимые исходные данные в виде двумерных пространственных спектральных моделей, моделей фазовых спектров, спектрально-энергетических характеристик различных объектов окружающей среды, а также региональных и глобальных географо-климатических моделей [1–3, 7, 15, 16, 33, 35, 40–47]. Такие исходные данные получены на основании результатов многолетних экспериментальных и теоретических исследований

характеристик различных объектов, процессов и явлений в океане, атмосфере и на суше [1–3, 7].

Предложенные методы синтеза стохастических полей сигналов на входе аппаратуры ДЗ обеспечивают получение результатов, адекватных реальной ситуации.

Разработанные методы синтеза могут с успехом применяться и применяются для имитационного моделирования различных процессов, наблюдаемых аэрокосмическими системами, а также для испытаний в компьютерном пространстве таких систем в целом, их отдельных подсистем и элементов.

Автор выражает благодарность Н.И. Аржененко и А.Б. Мурынину за помощь, оказанную при подготовке примеров синтезированных изображений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондур В.Г., Савин А.И. Принципы моделирования полей сигналов на входе аппаратуры дистанционного зондирования аэрокосмических систем мониторинга окружающей среды // Исслед. Земли из космоса. 1995. № 4. С. 24–33.
2. Бондур В.Г. Методы моделирования полей излучения на входе аэрокосмических систем дистанционного зондирования // Исслед. Земли из космоса.
3. Бондур В.Г. Модели полей излучения для систем дистанционного зондирования. Курс лекций. М.: Моск. гос. ун-т геодезии и картографии, 1991. 389 с.
4. Савин А.И. Принципы построение космических систем глобального наблюдения // Исслед. Земли из космоса. 1993. № 1. С. 40–47.
5. 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.
6. 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.
7. Савин А.И., Бондур В.Г. Научные основы создания и диверсификации глобальных аэрокосмических систем // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 1. С. 46–62.
8. Андреев Т.А., Базарский О.В., Глауберман А.С. и др. Анализ и синтез случайных пространственных текстур // Зарубеж. радиоэлектрон. 1984. № 2. С. 3–33.
9. Харалик Р.М. Статистический и структурный подходы к описанию текстур // ТИИЭР. 1979. Т. 67. № 5. С. 98–120.
10. Претт У.К., Фожра О.Д., Гагалович А. Применение моделей стохастических текстур для обработки изображений // ТИИЭР. 1981. Т. 69. № 5. С. 54–64.
11. Гудмен Дж. Статистическая оптика. М.: Мир, 1988. 528 с.
12. Бондур В.Г. Оперативная дистанционная оценка состояния границы раздела атмосфера–океан по пространственным спектрам изображений // Оптико-метеорологические исследования земной атмосферы. Новосибирск: Наука, 1987.
13. Бондур В.Г., Воляк К.И. Оптический пространственный спектральный анализ изображений морской поверхности. Исследование по гидрофизике // Тр. ФИАН СССР. М.: Наука, 1984. С. 63–78.
14. Аржененко Н.И., Бондур В.Г. Классификация облачных форм по пространственным спектрам изображений // Оптика атмосферы. 1988. № 11. С. 38–45.
15. Bondur V.G. Databases Related to characterization of Various Environmental Objects. Joint U.S.-Russian Ecological/Environmental Seminar. Wash., D.C. May 15–19, 1995. 29 p.
16. Бондур В.Г., Лонский И.И., Остапенко Е.А. Модель видеобазы для обеспечения экологического мониторинга // Изв. вузов. Сер. Геодезия и аэрофотосъемка. 1993. № 1, 2. С. 147–159.
17. Опенхайм А.В., Лим Д.С. Важность фазы при обработке сигналов // ТИИЭР. 1983. Т. 69. № 5. С. 39–53.
18. 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.
19. 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 // Atm. Opt. 1991. V. 4. № 4. P. 387–393.
20. Bondur V.G., Kulakov V.V., Murinin A.B. Numerical Simulations of Spatial Nonuniform Sea Surface Optical Images. Thes. of 14th Int. Conf. on Coherent and Nonlinear Optics. V. 3. Leningrad, 1991. P. 27.
21. Bondur V.G., Murinin A.B. Images of Natural Formations Synthesized Numerically with Definite 2-D Spectra. Thes. of 14th Int. Conf. on Coherent and Nonlinear Optics. V. 1. Leningrad. 1991. P. 11–12.
22. Физика океана. Т. I. Гидрофизика океана. 456 с. Т. II. Гидродинамика океана. М.: Наука, 1978. 455 с.
23. Монин А.С., Красицкий В.П. Явления на поверхности океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 376 с.
24. Pirson W.J., Moskowitz L. A proposed spectral form for fully developed Wind seas based on the similarity theory of S.A. Kitaigorodsky // J. Geophys. Res. 1964. V. 69. № 24. P. 5181–5190.
25. Hasselmann K., Barnett T.P., Bouws E. et al. Measurement of Windwave growth and swell decay during the joint North Sea wave project (JONSWAP) // Dtsch. Hidrogr. Z. 1973. № 12. P. 1–95.
26. Mitsuyasu H. Measurement of the high-frequency spectrum of ocean waves // J. Phys. Oceanol. 1977. V. 7. № 6. P. 882–891.
27. Mitsuyasu H., Honda T. The high-frequency spectrum of wind-generated waves // J. Oceanogr. Soc. Japan. 1974. № 30. P. 185–198.
28. Давидан И.Н., Лопатухин Л.И., Рожков В.А. Ветровое волнение в Мировом океане. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 256 с.

29. Ветер, волны, и морские порты / Под ред. Ю.М. Крылова. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 264 с.
30. Марчук Г.И. Математическое моделирование в проблеме окружающей среды. М., 1982. 310 с.
31. Plass G.N., Katawar G.W., Humpreys T.J. Influence of the oceanic scattering phase function on the radiance // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. № C2. P. 3347–3351.
32. Кондратьев К.Я. Глобальный климат. Л.: Наука, 1992. 359 с.
33. Зуев В.Е., Комаров В.С. Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 264 с.
34. Иванов А.П. Физические основы гидрооптики. Минск: Наука и техника, 1975. 504 с.
35. Зуев В.Е., Комаров В.С. Метеорологические исследования в ИОА СО РАН в период 1980–1999 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 1. С. 18–31.
36. Шифрин К.С., Минин И.Н. Негоризонтальная видимость при сплошной облачности // Изв. АН СССР. Сер. геофизика. 1959. № 1. С. 131–138.
37. Monaldo F.M., Kasevich R.S. Optical determination of shortwave modulation by long ocean gravity waves // IEEE Transfer Geosc. Remote Sens. 1982. V. 2. GE-20. № 3. P. 254–259.
38. Pokrowski G.I. Distribution of brightness in the sky // Phys. Z. 1929. V. 30. P. 697–700.
39. Moon P., Spenser D.E. Illumination from the non-uniform sky // Illumin. Engeneer. 1942. № 37. P. 707–726.
40. Альбедо и угловые характеристики отражения подстилающей поверхности и облаков / Под. ред. Кондратьева К.Я. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 232 с.
41. Лазарев А.И., Бондур В.Г., Коптев Ю.И. и др. Космос открывает Тайны Земли. СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. 240 с.
42. Аржененко Н.И., Бондур В.Г. Распознавание природных образований по результатам зондирования из космоса // Оптико-метеорологические исследования земной атмосферы. Новосибирск: Наука, 1987. С. 208–217.
43. Чапурский Л.И. Отражательные свойства природных объектов в диапазоне 400–2500 нм. Ч. I. М.: Прогресс, 1979. 368 с.
44. Решетникова И.С., Федорова Е.О. Исследование оптических характеристик тропосферы и нижней стратосферы // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1978. Т. 14. № 11. С. 1150–1159.
45. Авасте О.А., Вейсман У.К. и др. Исследования излучения атмосферы в ближней инфракрасной области спектра // Исследования атмосферно-оптических явлений с борта орбитальной научной станции “Салют-4”. Тарту: Изд-во ТГУ, 1979. С. 158–166.
46. Веселов Д.П., Лобанова Г.И., Попов О.И., Федорова Е.О. Спектральные и угловые характеристики отражательной способности ледяных и водяных облаков // Исслед. Земли из космоса. 1998. № 1. С. 38–42.
47. Веселов Д.П., Попов О.И. Сравнение измеренных из космоса ИК-спектров излучения облаков с результатами расчетов // Исследование Земли из космоса. 1998. № 2. С. 30–34.
48. Kneizys X., Shettle E.P., Abreu L.W. et al. // Users Guide To LOWTRAN7. Hansom: Air Firce Geophysics Laboratory, 1988, August 16. 146 p.

Phase-Spectral Method's Modeling of Two-Dimension Stochastic Brightness Field, Formed at the Airspace Apparatus Entrance

V. G. Bondur

Central Research Institute “Komet”, Moscow

Methods and technology of the synthesis of two-dimensional stochastic spatial uniform and not uniform fields at the airspace apparatus entrance have been offered. Those methods provide for the use of informational approach to electromagnetic emission modeling. The methods based on the use of spatial-spectral models, on hypotheses about phase distribution, and other preliminary information about research process and phenomena. Offered methods and technologies application examples, which used for synthesis of choppy sea surface, of cloud fields and land in different observation conditions, are given.